

71:02-4/56-4

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Государственная Геологическая Служба РФ
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и
Минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология)

На правах рукописи

УДК 551.7.001.5:551.35:550.834(268.45+268.52)

Шипелькевич Юрий Владимирович

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРКТИЧЕСКОЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ
(НА ПРИМЕРЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА)**

Специальность 25.00.01 – общая и региональная геология
 25.00.10 – геофизика, геофизические
 методы поисков полезных
 ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург
2002



Содержание

	Введение	4
Глава 1.	Состояние проблемы изучения осадочного чехла шельфовых областей Арктической континентальной окраины	14
§1.	Обзор региональной геолого-геофизической изученности шельфа с позиций использования ее в качестве базы данных.....	14
§2.	Существующие представления о строении региона Арктических шельфов и пути их совершенствования. Постановка задач исследований.....	22
Глава 2.	Методика интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ	47
§1.	Проблемы интерпретации данных МОВ ОГТ при региональных исследованиях Арктического шельфа в условиях дефицита геолого-геофизической информации.....	47
§2.	Способ интерпретации, основанный на анализе структурных стилей.....	52
§3.	Способ интерпретации, основанный на трехкомпонентом сейсмостратиграфическом анализе сейсмической записи.....	70
Глава 3.	Региональное строение осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа	79
§1.	Выделение региональных несогласий и структурно-литологических этажей (СЛЭТ) и квазисинхронных сейсмических седиментационных комплексов (КССК). Сейсмостратиграфические характеристики разреза.....	79
§2.	Картирование региональных несогласий, анализ структурных элементов.....	111
Глава 4.	Палеореконструкции осадочного чехла Баренцево-Карского региона	126

§1. Палеоструктурные реконструкции.....	126
§2. Палеофациальные реконструкции.....	151
Глава 5. Основные этапы структурно-тектонической эволюции седиментационных бассейнов Баренцево-Карского региона.....	189
§1. Стадия, предшествовавшая образованию Арктической геодепрессии.....	189
§2. Стадия образования Арктической геодепрессии (допозднемеловой этап).....	193
Глава 6. Прогнозная оценка нефтегазоносности седиментационных бассейнов Баренцево-Карского шельфа на основе структурно-фациального анализа.....	211
§1. Платформенный СЛЭТ.....	211
§2. Рифтогенный СЛЭТ.....	222
§3. Койлогенный СЛЭТ.....	231
§4. Рекомендации по первоочередным направлениям поисково-разведочных работ на нефть и газ на БКШ.....	244
Заключение.....	250
Литература.....	253

Введение

Привлекательность шельфовых седиментационных бассейнов Арктической континентальной окраины России, и, прежде всего, наиболее доступных из них - Баренцево-Карских, как и в прежние годы их изучения, связана с надеждами обнаружения здесь крупных и даже гигантских скоплений нефти и газа, которые могли бы обеспечить рентабельность их разработки и восполнить наметившееся снижение ресурсов основного нефтегазодобывающего региона - Западно-Сибирского.

Открытие в конце 80-х годов ряда газовых гигантов на Баренцевском шельфе (БШ) с одной стороны усилило эти надежды, а с другой повлекло за собой ряд проблем, определенность в решении которых по разным причинам пока не обнаруживается.

Геологическая сфера этих проблем, главным образом, заключается в решении принципиальных вопросов о закономерностях распределения углеводородного потенциала на шельфе, его суммарных запасов, концентрации его в разрезе и по площади и по типу УВ флюида. Успех в решении этих проблем в значительной мере определяет судьбу уже открытых месторождений, разработка которых могла бы быть реальной в недалеком будущем при наличии подобных по запасам, сконцентрировано размещенных и приближенных к суше, скоплений газа.

В другой, наиболее реальной для ближайших разработок, области БШ - Печорском шельфе, несмотря на ряд выявленных залежей нефти, также нет достаточной ясности в вопросах стратегии и тактики поиска крупных нефтяных залежей и создания необходимого фонда подготовленных объектов.

Учитывая, что в последнее десятилетие по объективным обстоятельствам существенно снизился объем геолого-геофизических наблюдений и буровых работ на Баренцево-Карском шельфе (БКШ), основной центр тяжести в решении обозначенных проблем приходится на аналитические обобщения и научно-исследовательские работы. Возникшая «пауза» в приросте первичных данных рассматривается многими исследователями, в том числе и автором, как возможность более пристального анализа существующих данных и выработки новых подходов к интерпретации уже имеющегося большого объема геолого-геофизической информации с тем, чтобы по-новому взглянуть на сложившиеся в этом вопросе стереотипы и переосмыслить возникшие ранее модели геологического строения.

В результате таких исследований должны возникать новые, может быть на первом этапе спорные, представления и модели, охватывающие все аспекты геологического изучения шельфа Арктики. В итоге к началу нового разворота нефтегазопроисковых работ на шельфе может быть сформирована научная база для

обоснованного выбора стратегии и тактики освоения УВ потенциала этого региона, включающая усовершенствование поисково-методической концепции этого процесса.

Диссертационная работа является, среди прочих, одним из первых шагов такого рода и представляет собой одно из важных направлений исследований – изучение регионального строения, эволюции и перспектив нефтегазоносности шельфовых седиментационных бассейнов по данным морской сейсморазведки.

Актуальность работы заключается в необходимости дальнейшего поиска методических приемов анализа уже накопленного объема геолого-геофизических данных для усовершенствования модели геологического строения шельфов, выяснения закономерностей размещения здесь УВ потенциала и разработки поисково-методической концепции его освоения.

Цель работы – повысить геологическую результативность интерпретации региональных сейсмических данных; расширить спектр геологических задач, решаемых сейсморазведкой, при изучении седиментационных бассейнов Арктического шельфа в условиях дефицита здесь геолого-геофизических данных; показать возможности интерпретации региональной сейсморазведки при анализе нефтегазоносных бассейнов БКШ.

Достижение поставленной цели предполагает решение следующих задач:

- разработать методические приемы интерпретации региональных сейсмических данных в слабоизученных районах Арктического шельфа, основанных на принципе самодостаточности сейсмического канала информации, который в условиях дефицита геолого-геофизических данных решает проблему идентификации, прослеживания и датировки региональных несогласий и крупных комплексов отложений;
- разработать методические приемы интерпретации сейсмических данных, основанных на визуальном анализе параметрических характеристик отражающих горизонтов, отображающих фациальные свойства осадочных комплексов и седиментационные обстановки в бассейнах;
- выделить, используя разработанные методические приемы, и закартировать региональные поверхности несогласия от акустического фундамента до мела на всем пространстве БКШ; выполнить сеймостратиграфическое расчленение осадочного чехла на структурно-литологические этажи (СЛЭТ) и квазисинхронные сейсмические седиментационные комплексы (КССК) и тем самым создать его структурный каркас;

- выполнить палеоструктурную и палеофациальную реконструкции основных этапов формирования осадочного чехла БКШ; изучить последовательность геологических событий, их масштабность, а также морфологию созданных ими разновозрастных структур, длительность их существования и степень сохранности в современном рельефе;

- определить роль палеоструктурных и палеофациальных факторов в формировании главных закономерностей распределения УВ потенциала на БКШ; выделить основные этажи нефтегазоносности, составляющие их нефтегазоносные комплексы и их характеристики; выделить в разрезе и оконтурить в пласте прогнозные зоны регионального нефти - и газонакопления, а в их пределах перспективные объекты для поиска нефти и газа;

- предложить на основе проведенного анализа седиментационных бассейнов приоритетные направления поисковых геологоразведочных работ, в том числе расположение и параметры сети сейсмической съемки.

Оригинальные фактические материалы и личный вклад автора. Основу диссертационных исследований составляют сейсмические данные, полученные в течение длительного периода с 1978 по 1991 гг. различными организациями, проводившими морскую сейсмическую съемку, - СМНГ, МАГЭ, ДМНГ, ПМГЭ, ЛАРГЭ и Севотим-Геотим-Фугро. Общий объем переинтерпретированных автором сейсмических данных составил около 50 тыс.пог.км, в том числе по Баренцево-Карскому шельфу около 30 тыс.пог.км.

Личный вклад автора состоит в том, что он в разные годы и в разной мере участвовал на различных стадиях сейсморазведочного процесса – в полевых работах, в цифровой обработке данных и, главным образом, в геологической интерпретации сейсмических данных регионального поискового и детального характера.

За годы работы в мурманских организациях, ведущих исследования на шельфах Арктических морей (с 1974 по 1992 гг.), автор занимался широким спектром проблем использования сейсмических данных для поисков нефти и газа, был исполнителем или соисполнителем производственных отчетов по обработке и интерпретации на ряде объектов БКШ, подготовленных под глубокое бурение, а затем и показавших свою продуктивность (структуры Мурманская, Северо-Гуляевская, Варандей-море и др.). Впоследствии диссертант занимался тонкими особенностями формирования волнового сейсмического поля в реальных геологических средах с использованием волнового моделирования.

Будучи составителем, а затем и рецензентом, многочисленных производственных и научно-исследовательских отчетов, автор имел возможность

детально познакомиться с вопросами методики геофизических работ и геологическим строением осадочного чехла БКШ. Последние методические разработки по БКШ, выполненные лично автором или в соавторстве с коллегами, и полученные при этом геологические результаты вошли в ряд научных отчетов ВНИИОкеангеология и составили основу атласов по Баренцеву и Чукотскому морям.

Полученный автором за 28 лет работы в структурной и нефтяной сейсморазведке личный опыт работы с первичными данными, знание возможностей и недостатков метода и полученные представления о геологическом строении шельфов были использованы при работе над диссертацией.

Кроме данных МОВ ОГТ использовались отчетные и опубликованные данные о результатах работ ШГСП, региональном характере распределения потенциальных геофизических полей и данные разрезов морских и островных скважин.

Основные защищаемые положения

1. На сейсмических разрезах запечатлены геологические события глобального, регионального и локального масштабов, каждое из которых имеет хроностратиграфическое значение и характеризуется своеобразным структурным стилем. Методика интерпретации сейсмических данных, основанная на анализе разномасштабных структурных стилей и стоящих за ними геологических событий, позволяет идентифицировать отражающие горизонты (ОГ) в осадочном чехле, выполнить их корреляцию на сложных участках, в том числе с глубоким залеганием ОГ, и оценить их геологический возраст на разобщенных и слабоизученных пространствах Арктического шельфа.

2. Латеральное изменение амплитуд региональных ОГ в терригенном разрезе обусловлено вариациями литологического состава и мощности глинистых слоев и отражает степень мористости условий седиментации и длительность их существования. Использование методики трехкомпонентного анализа сейсмической записи, которая включает изучение латерального изменения амплитуд региональных ОГ, характера прекращения их прослеживания, а также анализ мощности отложений, заключенных между ближайшими ОГ, дает возможность весьма детально по вертикали, и в то же время с охватом больших пространств по латерали, реконструировать конфигурацию и литофациальную зональность морских седиментационных бассейнов.

3. В региональном строении осадочного чехла БКШ обособляются три структурно-литологических этажа (СЛЭТ), разделенные региональными, повсеместно прослеженными, поверхностями несогласий и составляющие опорный структурно-седиментационный каркас региона: Промежуточный СЛЭТ (рифей-раннепермский), сложенный терригенно-карбонатными отложениями; Рифтогенный

СЛЭТ (позднепермско-триасовый), имеющий терригенный, преимущественно глинистый, состав и Койлогенный СЛЭТ (юрско-меловой), сложенный песчано-глинистыми осадками. СЛЭТ соответствуют крупным этапам в формировании всего объема осадочного чехла, имеют выявленные по сейсмическим данным принципиальные различия в структурном плане слагающих его слоев, вещественном составе отложений и условиях формирования седиментационных бассейнов, в том числе и ответственных за нефтегазовый потенциал.

4. В истории формирования осадочного чехла региона крупнейшим рубежным событием стало зарождение и развитие Арктической геодепрессии (АГ), начало которого относится к позднепермскому возрасту. Возникший в начальной фазе этого процесса раскол древней Баренцево-Карской плиты обусловил последующее перманентное обособление седиментационных процессов в относительно стабильном Южно-Карском блоке. В Баренцево-Северокарском блоке возрастающее влияние АГ проявилось в изменении ориентировки структурных элементов с субширотной, свойственной *Платформенному* СЛЭТ, на субмеридиональную (рифтогенные трог); повсеместной на БКШ смене карбонатно-терригенной седиментации на преимущественно терригенную, имевшую в начальной стадии лавинный характер; изменении главного направления твердого стока с северного на юго-юго-восточное, появлении некомпенсированного осадконакопления. Возникшее при этом сочетание длительно унаследованных седиментационных бассейнов с вновь образующимися определило своеобразие структурно-тектонических и литофациальных характеристик осадочного чехла и главные закономерности распределения в нем углеводородного потенциала.

5. Платформенный СЛЭТ характеризуется преимущественной нефтеносностью. Основные типы ловушек - антиклинальные складки в карбонатно-терригенных отложениях и рифогенные постройки. Зоны нефтенакопления контролируются палеоподнятиями, морфологией палеобассейнов и в частности рифосодержащими краевыми частями карбонатных платформ. Отложения среднего Рифтогенного СЛЭТ отличаются смешанным типом продуктивности с преобладанием углеводородов газового ряда и, как правило, регионально газonosны. Наиболее крупные ловушки следует ожидать в зонах с прибрежным осадконакоплением (дельты, бары, русла). Койлогенный СЛЭТ - преимущественно газonosный; наиболее перспективный тип ловушек - крупные антиклинали. Зоны регионального газонакопления тяготеют к областям структурных мегаседловин, контролировавших благоприятное сочетание генерационных, миграционных и аккумуляционных свойств разреза.

Научная новизна работы состоит в том, что с использованием разработанных автором оригинальных методических подходов к интерпретации

региональных сейсмических данных на Баренцевском шельфе впервые на единой методологической основе непрерывно прослежены и закартированы 5 поверхностей несогласия в диапазоне от акустического фундамента до нижнего мела. Впервые представлен палеорельеф этих поверхностей, что позволяет более объективно, чем это делалось ранее, восстановить ход структурно-тектонической и литофациальной эволюции осадочного чехла БКШ. Предложена новая модель развития бассейнов в фанерозое. Показано, что Северо-Баренцево-Карские области шельфа имели, начиная с поздней перми, существенно более активный геодинамический режим с образованием мощных пермо-триасовых трогов, которые и по времени заложения и по ориентировке структур существенно отличались от Южно-Баренцевских. Определен разграничивающий эти области окраинно-материковый порог.

Уточнено время и характер этапов зарождения и развития Арктической геодепрессии. Предложена модель, по которой Южно-Карский шельф в течение пермо-триаса был областью размыва и поставщиком терригенного материала в Баренцевские триасовые бассейны. Прослежена роль и Новоземельского складчатого сооружения в процессах седиментации на Баренцевском и Южно-Карском шельфах.

Практическая значимость и реализация работы определяются возможностью использовать результаты диссертации как минимум в трех направлениях.

Во-первых, выполненные структурные построения и палеорекострукции позволяют по-новому оценить распределение суммарной мощности осадочного чехла и его отдельных этажей и комплексов, выполнить его структурное районирование и оценить вещественное наполнение. Эти важнейшие параметры могут быть основанием для пересмотра как суммарных ресурсов УВ сырья в целом по региону, так и по его отдельным областям, в том числе раздельно по нефти и газу.

Последние такие оценки выполнялись по состоянию на 01.01.1998.

Другой аспект практической значимости диссертации заключается в возможном использовании ее результатов как при планировании поисково-разведочных работ, так и в научно-исследовательских и тематических работах на шельфе, учитывающих такие важные задачи, как выбор стратегии и тактики лицензионной деятельности на право недропользования.

Целью тематических работ могут быть более детальный анализ геологического строения и перспектив нефтегазоносности отдельных зон и нефтегазопроисковых объектов, а также различные оценки углеводородного потенциала, в том числе и количественные.

Целями предлагаемых поисково-разведочных работ в выявленных зонах, объектах и ловушках углеводородов могут быть: уточнение их строения, как,

например, дельтового комплекса на Печорском шельфе или Кольско-Канинского грабен-рифта; детализация отдельных прогнозных тел, рифов, русел и др. Такие предложения на проведение специальных сейсмических работ содержат в диссертации конкретные рекомендации по размещению, параметрам и сети наблюдений сейсмической съемки. Кроме того, сейсмические работы регионального или даже рекогносцировочного характера необходимы для подтверждения только еще намечившихся перспективных структур, таких как, например, «штамповых» структур, структур выклинивания и юрских палеоподнятий на Южно-Карском шельфе.

Наконец, методические приемы интерпретации сейсмических данных, как это показано в работе, могут найти применение при исследованиях других, еще менее изученных, шельфов Восточно-Арктических морей.

Определенные шаги в реализации практических результатов работы уже состоялись. Часть разработок, сконцентрированных в результативных главах диссертации, были учтены в отдельном виде или в составе более общих предложений в соавторстве с другими участниками при подготовке проектов:

- 05.07.01 «Комплексная оценка минерально-сырьевого потенциала Арктики, его минерагеническое районирование и обоснование экологически чистых направлений геологоразведочных работ до 2005 г»;
- 08.11 «Минерально-сырьевой потенциал морей России» государственной научно-технической программы «Комплексные исследования океанов и морей, Арктики и Антарктики» (до 2005 г);
- «Изучение и освоение углеводородных ресурсов континентального шельфа России» подпрограммы МПР России «Минеральные ресурсы Мирового Океана, Арктики и Антарктики»;
- проект 5.4 «Изучение геологии и глубинного строения и развития осадочных бассейнов Арктических морей России с оценкой ресурсов углеводородов» подпрограммы «Исследование природы Мирового океана», входящей в ФЦП «Мировой океан».

Апробация работы и отдельных ее разделов осуществлялась на межведомственных совещаниях и конференциях, в том числе и международного уровня. Проблемы интерпретации сейсмических данных и полученные при этом результаты демонстрировались в качестве устных или стендовых докладов на Международной геофизической конференции и выставке (EAGE) в г.Москва в 1993 и 1997 гг., на XXVIII тектоническом совещании «Тектоника осадочных бассейнов северной Евразии» в г. Москва, 1995 г., и на теоретическом семинаре по сейсмостратиграфии в г.Москва (ГИН) в 1995 г. Впервые принципиальные позиции по палеоструктурным реконструкциям рассматривались на Международной

конференции, организованной в рамках Международного семинара (Euroglobe) «Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны» в г. Санкт-Петербург, 1997 г. В дальнейшем автор неоднократно докладывал практические аспекты, содержащиеся в диссертации, на Международных конференциях: «Освоение шельфа Арктических морей России» РАО-97, СПб, 1997 г., и Минерально-сырьевые ресурсы стран СНГ, СПб, 1998 г. Вопросы интерпретации данных и ее геологических результатов по шельфу Чукотского моря, представленные в соавторстве с коллегами из ДМНГ, были представлены на III Международной конференции по континентальным окраинам (Германия, 1998 г.) и Международной геофизической конференции «300 лет горно-геологической службе России» (С-Пб, 2000 г.). Кроме того, диссертант делал устные доклады для коллег и специалистов по Баренцево-Карскому региону на научно-практических конференциях, посвященных 25-летию МАГЭ (г. Мурманск, 1998 г.) и 20-летию СМНГ (г. Мурманск, 1999 г.). Важным аспектом апробации работы и ее методической части автор считает его участие в совместном ВНИИОкеангеология и компании EXXON проекте «Геологическое строение Арктической континентальной окраины России (GRASS)», где он выполнил всю геологическую интерпретацию сейсмических данных в объеме 22 тыс. пог. км. В последнее время автор неоднократно докладывал основные разделы работы на научном семинаре «Строение литосферы» (С-Пб, ВНИИОкеангеология) и на Ученом Совете ВНИИОкеангеология. В 1999 г. основные положения диссертации докладывались на тектоническом коллоквиуме в ГИНе (г. Москва).

По теме диссертации автором самостоятельно или совместно с коллегами написано и опубликовано более 50 научных работ.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из Введения, 6-ти глав и Заключения общим объемом 260 стр., включая Список литературы, 108 наименований, 105 рисунков и 2 таблицы.

Первые две главы имеют обзорный и методический смысл. В главе 1 дана характеристика сейсмического материала с позиций его использования в диссертации, а также коротко обрисовано состояние проблемы изучения осадочного чехла различных регионов Арктического шельфа. Глава 2 посвящена разработке двух методических подходов к интерпретации сейсмических данных: методике, основанной на анализе структурных стилей, и методике трехкомпонентного сейсмостратиграфического анализа.

Три последующие главы объединяет их результативная направленность в изучении осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа. В главе 3 дан подробный анализ структурной ситуации, существующей в регионе, приводятся структурные карты по региональным поверхностям, многочисленные фрагменты сейсмических

разрезов и их сейсмогеологических аналогов. В главе 4 анализируются результаты, полученные в ходе палеоструктурных и палеофациальных реконструкций, дается их подробный, в том числе и сравнительный, анализ для разных геологических периодов. В главе 5 рассматриваются основные этапы структурно-тектонической эволюции региона. Сделан вывод о существовании рубежного для формирования осадочного чехла геологического события – начала зарождения Арктической геодепрессии, разделившего всю допозднемеловую историю региона на два неравных по времени, но равнозначных по своим масштабности и значению, этапа.

Последняя 6 глава имеет выраженный практический смысл и посвящена проблемам оценки нефтегазоносности Баренцево-Карского шельфа, как в региональном, так и в зональном плане. Выделены этажи нефтегазоносности, а в их пределах НГК, оконтурены зоны региональной нефте- и газоносности и даны рекомендации по приоритетным направлениям поисковых работ.

Выражение благодарности. Диссертационная работа была выполнена в отделе нефтегазоносности Арктики и Мирового океана, руководимом О.И.Супруненко. При работе над ней автор пользовался конкретными советами и практической помощью своих коллег – В.А.Виноградова, В.Ю.Глебовского, А.В.Зайончека, В.С.Зархидзе, С.П.Машенкова, Е.Е.Мусатова, В.А.Поселова, Э.Н.Преображенской, Т.М.Пчелиной, Н.В.Устинова, В.И. Устрицкого, а также сотрудников других организаций – Е.Ф.Безматерных (НИИМоргеофизика), В.Н.Мартиросяна, Е.А.Васильевой (СМНГ), Г.И.Киреева (Арктикморнефтегазразведка), В.Ф.Кругляка, В.В.Куделькина (ДМНГ), Я.П.Маловицкого (ГУП ПО «Союзморгео»), Р.Р.Мурзина (МПР России), Л.А.Поповой («Петроальянс»), Б.В.Сенина (ЦМГД МЦД), А.Н.Симонова (Лукойл), А.П.Симонова (Комитет природных ресурсов по Мурманской области). Чрезвычайно полезными были обсуждения важных аспектов диссертации с отечественными учеными – Н.Я.Куниным (ИФЗ), Е.В.Захаровым (ВНИИГаз), Л.С.Моргулисом (ВНИГРИ), А.В.Ступаковой (МГУ), А.Е.Шлезингером (ГИН), и зарубежными Erik Nelson (EXXON), Vidar Larson и Klod Page (Statoil), Matthias Stollenwerk и Peter Thiede (Wintershall). В значительной мере на ход работы, ее направленность и содержание повлияли консультации и советы, полученные у И.С.Грамберга, Ю.Е.Погребицкого, О.И.Супруненко, без которых автору было бы значительно сложнее в процессе работы и при ее завершении. Всем поименованным лицам автор приносит свою искреннюю благодарность. Особо автор признателен И.В.Шипелькевич, взявшую на себя труд по многочисленным вычислительным и техническим работам и оформлению текстовой и иллюстративной частей работы.

Помимо коллег, в той или иной мере имевших отношение к подготовке диссертации, автор считает своим долгом отметить, что формирование его

профессионального мировоззрения и опыта работы в разные периоды проходило под влиянием многих коллег и специалистов, среди которых особую роль сыграли С.В.Алехин, М.Л.Верба, С.М. Каргавцев, А.С.Самойлович, А.Ю.Юнов.

Глава 1. Состояние проблемы изучения осадочного чехла шельфовых областей Арктической континентальной окраины

§1. Обзор региональной геолого-геофизической изученности шельфа с позиций использования ее в качестве базы данных

Одной из особенностей изучения шельфовых областей морей и океанов является труднодоступность их для использования прямых геологических наблюдений. В еще большей мере “закрытость” для таких наблюдений обнаруживается на шельфе Арктических морей. В этой ситуации на первое место в качестве инструмента исследований выходят геофизические методы. Среди них наиболее эффективным зарекомендовал себя сейсмический метод МОВ ОГТ, а для изучения осадочного чехла акваторий он является основным. Данные о потенциальных геофизических полях с успехом используются как вспомогательные в тех случаях, когда требуется уточнить особенности строения консолидированного основания чехла, и в особенности в областях с низкой сейсмической изученностью.

Наибольшая результативность достигается в тех случаях, когда удается комплексировать данные морской сейсморазведки МОВ, МПВ с распределением характеристик потенциальных полей и увязать их с разрезами параметрических морских скважин. Однако, к сожалению, последние практически отсутствуют на Арктическом шельфе России. Исключение составляют лишь Баренцевский шельф, осадочный чехол которого вскрыт тремя десятками относительно неглубоких и неравномерно расположенных скважин, и Карский, где таких скважин лишь четыре на двух локальных структурах – Русановской и Ленинградской.

Геолого-геофизическая изученность по своему характеру, плотности, технико-методическому уровню в пределах акватории всего Арктического шельфа весьма неравнозначна.

Различия эти определяются, прежде всего, длительностью исследований, близостью того или иного региона к уже существующей инфраструктуре наземных добывающих комплексов, а стало быть, и актуальностью морских исследований, а также доступностью акваторий, главным образом по ледовым условиям, для геолого-геофизических работ. С этих позиций вполне объяснимо, что *Баренцево-Карский шельф (БКШ)* к настоящему времени относится к наиболее полно изученным основными при исследованиях осадочного чехла геофизическими методами - сейсморазведкой и, в первую очередь, МОВ в модификации ОГТ.

Проведение планомерных региональных работ МОВ ОГТ, имеющих ключевое значение при изучении осадочного чехла, осуществлялось на БКШ несколькими организациями и в разные годы. Первой начала такие работы в конце

70-х годов Морская Арктическая Геофизическая экспедиция (МАГЭ) (в то время – КМАГЭ, руководимая Н.Н.Трубячинским), входившая в состав НПО “Севморгео” Мингео СССР. Работы носили регионально-рекогносцировочный характер и выполнялись поэтапно в течение нескольких лет. При этом сейсмические профили образуют близкую к ортогональной сеть наблюдений. Основные профили, длина которых достигала нескольких сотен км, а расстояние между ними составило 80-100 км (а иногда и более), пересекались редкими связующими профилями (рис.1).

На Северо-Карском шельфе профили МАГЭ отработаны более короткими по длине, а расположение их в пространстве не образует закономерной системы, что, по-видимому, связано с весьма трудными ледовыми условиями для проведения работ. Появление этих данных во многом обязано самоотверженной работе первых морских геофизиков на Арктическом шельфе – В.И.Фиалковского, Е.Я.Готмана, А.И.Трусова, А.И.Минина, Р.Р.Мурзина, А.Н.Рыбникова и многих других.

По технико-методическому уровню эти данные следует отнести к первому поколению региональных работ МОВ ОГТ на шельфе.

В качестве источников упругих колебаний использовались точечные пневмоисточники ПИ-1 (в разных модификациях). Приемным устройством было устройство типа ПСК с весьма короткой по современным представлениям базой приема - 2400 м. Кратность наблюдений составляла 24-48 перекрытий.

Узкий спектр импульса посылки и слабо чувствительная короткая “коса” формировали довольно низкий уровень амплитудно-частотных характеристик сейсмозаписи. Длина полезной записи составила 5-6 с и позволила осветить разрез лишь на глубину 10-12 км. Машинная обработка этих данных выполнялась в основном на ЭВМ первого-второго поколений с использованием первых несовершенных программных пакетов по обработке морских данных, что в целом привело к тому, что волновая картина на временных разрезах выглядит низкоразрешенной. Отмечается довольно высокий уровень регулярных волн-помех, который содержит недоподавленные многократно отраженные волны, включая реверберацию, а также повышенный некогерентный шум.

Имевшие место в последние годы попытки современной переобработки этих данных дают положительный результат, что позволяет извлекать из сейсмических разрезов более полную геологическую информацию.

Несмотря на упомянутые “слабости”, обусловленные, главным образом, существовавшим в то время низким уровнем технической базы морской сейсморазведки, они являются уникальными наблюдениями, поскольку охватывают те районы шельфа, где отсутствуют наблюдения более поздних лет. Это относится к центральной части Баренцева моря (“серая зона”) и Северо-Карской части шельфа,

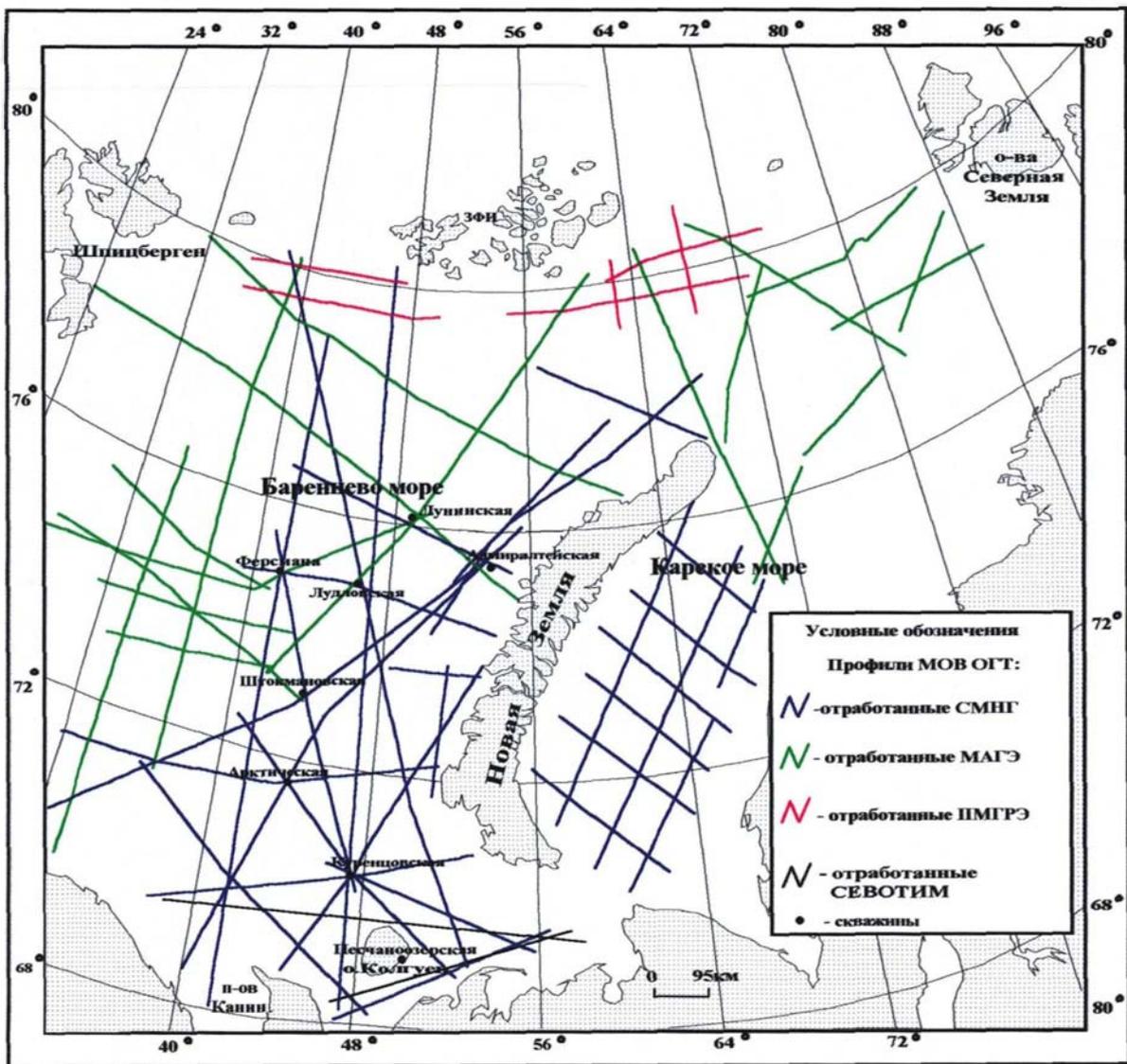


Рис.1. Баренцево-Карский шельф. Схема расположения региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ и основных морских скважин

где данные МАГЭ являются основной, если не единственной, базой для геологических исследований.

В 1984 г. были начаты планомерные региональные работы другой геофизической организацией, работающей на шельфе - трестом "Севморнефтегеофизика" СМНГ (в то время ММНГЭ), ведомственное подчинение которой перешло от Мингазпрома СССР к Миннефтепрому СССР, а затем к Минтопэнерго РФ. Работы, проводившиеся этой организацией, по своим технико-методическим условиям относятся к более высокому уровню и, по мере их проведения вплоть до 1990 г., этот уровень последовательно повышался и стал соответствовать второму поколению морских работ МОВ ОГТ. Использовались более совершенные пневмоисточники "Сигнал 7", "Сигнал 10", РИК-200 и приемные устройства ПСК-6 и ПСК-10. Кратность наблюдений составила 48, а в 90-х годах - 96 перекрытий. Длина полезной записи на сейсмических разрезах составила 6-8 с, что дает возможность осветить строение осадочного чехла до глубины 12-18 км, а главное, хотя и не повсеместно, но все же фрагментарно, выделить на большинстве разрезов акустический фундамент (АФ).

В целом технико-методический уровень обработки этих данных, также как и полевых наблюдений, непрерывно повышался. Использовались усовершенствованные пакеты обработки СЦС-3 с применением различных видов деконволюции и фильтрации сейсмозаписи, что в итоге повышало разрешенность волнового поля на сейсмических разрезах и позволяло выполнить, помимо стандартной структурной интерпретации, и более углубленный сейсмофациальный анализ, о чем свидетельствуют многочисленные отчеты, подготовленные этой организацией, рецензентом которых неоднократно был диссертант, и которые успешно защищались на разных уровнях. Отмеченные достоинства данных СМНГ делают их базовыми при региональных исследованиях БКШ.

Характер расположения профильных региональных работ СМНГ отличался от предшествовавших им, выполненных МАГЭ. Основной идеологией их проведения было создание возможности сопоставления разрезов морских скважин, появившихся к этому времени и весьма удаленных друг от друга, и, по возможности, выполнение корреляции крупных комплексов в пределах осадочного чехла шельфа (рис.1).

В результате сейсмические профили на Баренцевском шельфе, проложенные между скважинами, глубина бурения которых в основном составила 2-3 км, образуют своеобразный геолого-геофизический каркас, охватывающий основные структурно-тектонические элементы и вещественные комплексы осадочного чехла.

На юге Карского шельфа в те же годы силами СМНГ создана равномерная сеть площадных работ, покрывающая всю Южно-Карскую синеклизу. На схеме

изученности приводится лишь ее разреженная часть, соответствующая региональному уровню настоящих исследований.

В 1991 г. в южной части БШ и на Печорском шельфе совместным Российско-Норвежским предприятием «Севотим» с коммерческой целью были отработаны несколько региональных сейсмических профилей, данные по которым реализуются на международном рынке. По двум из них СТ-102 и СТ-103, показанных на Рис.1, автор участвовал в обработке и выполнил интерпретацию по заказу компании Геотим-Фугро. С разрешения этой компании они включены в диссертацию в составе базы данных.

В 1994 г. Полярная Морская геофизическая экспедиция (ПМГЭ) по заказу МПР РФ провела в комплексе с другими методами исследований региональные морские работы МОВ ОГТ на севере шельфа Баренцева моря, вблизи архипелага ЗФИ (Рис.1). Наблюдения проводились по схеме 48-ми кратного перекрытия. Использовался точечный и довольно мощный пневмоизлучатель (объемом ~ 200 л.), стандартная 48-ми канальная “коса”. Длина полезной записи составила 5-6 с, обработка проводилась по упрощенной стандартной схеме на обрабатывающей системе “PROMAX”, с участием автора диссертации. Несмотря на сравнительно небольшой объем выполненных работ и относительно низкое, по современным представлениям, качество итоговых временных разрезов (существенно заниженный частотный спектр волнового поля, низкая разрешенность сейсмозаписи, присутствие многократных волн и др.), эти данные по своему местоположению, ориентировке профилей закрывают одно из “белых” пятен на севере БКШ и потому являются уникальными для выполнения региональных геологических исследований.

Не все данные этих организаций равнозначны по своей информативности и исследовательской значимости, но при совместном использовании они образуют уникальную базу для изучения крупных седиментационных бассейнов на Западно-Арктическом шельфе.

Существующая изученность МОВ ОГТ позволяет выполнить как площадные, так и профильные региональные исследования с изучением осадочного чехла практически на всю его мощность. Площадь акватории, которую покрывают перечисленные региональные исследования, приблизительно составляет 1 млн. 300 тыс. кв.км, а общий объем этих данных приближается к 30 тыс. п.км, при этом плотность наблюдений в среднем составляет 0.02 п.км/кв.км.

Кроме сейсмических работ в средневолновом диапазоне на шельфе выполнялось около 2 тыс.км исследований по методике широкоугольного глубинного сейсмического профилирования (низковолновая сейсмика) совместными усилиями ВНИИОкеангеология и МАГЭ (А.Д.Павленкин, Р.Р.Мурзин и др.). В

диссертационной работе в определенной мере использовались опубликованные результаты этих исследований.

Кроме сейсмических данных для изучения осадочного чехла использовались данные разрезов морских скважин, пробуренных в разные годы. Сам факт проведения буровых работ на Арктическом шельфе России в этом регионе является беспрецедентным, поскольку на шельфах восточных морей (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского (Российский сектор)) бурение еще не проводилось.

Данные разрезов этих скважин хотя и не в полной мере (малый процент отбора керна, относительно небольшие глубины бурения в среднем 2-3 км), но все же дают представление о вещественном составе, генезисе, возрасте и нефтегазоносности, главным образом, верхних осадочных комплексов. Проблему восполнения этой информации для глубоко залегающих комплексов и для удаленных северных районов шельфа, не охваченных бурением, необходимо и возможно решать с помощью сейсморазведки.

Лаптевоморский шельф

Планомерные региональные сейсмические работы на шельфе моря Лаптевых проводились практически в одно время (1989-1991 гг.) экспедицией МАГЭ и трестом СМНГ, кроме того, несколько профилей было отработано силами ЛАРГЭ (Л.А.Савостин) в 1989 г., а также выполнен силами СМНГ значительный объем сейсмических работ по заказу BGR (Германия), результаты которого пока не доступны российским исследователям для пользования.

Технико-методический уровень и качество данных, полученных российскими организациями, в целом сопоставимы и соответствуют второму поколению проведения работ МОВ ОГТ (80-е годы). На полученных сейсмических разрезах, схема расположения которых дана на Рис.2, осадочный чехол освещен на глубинах до 10-15 км.

Временные разрезы содержат ряд региональных отражающих горизонтов (ОГ), а также многочисленные локальные отражения, недоподавленный фон регулярных помех и некогерентный шум. Детальное знакомство с этими данными в ходе их интерпретации, выполненной диссертантом в рамках совместного Российско-Американского проекта (GRASS), показывает, что качество большинства временных разрезов позволяет проводить, кроме структурной, также и сейсмостратиграфическую интерпретацию. Объем данных, использованных для изучения осадочного чехла моря Лаптевых, составила около 7 тыс.пог.км.

Шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей

Наименее изученным в Арктике является шельф Восточно-Сибирского моря. Единственные сейсмические профили, соответствующие современному технико-методическому уровню, были выполнены трестом ДМНГ в ходе реализации

совместного проекта с компанией Haliburton (сейчас Western Geophysics) в 1991 г. На восточно-сибирскую часть акватории приходится наименьший объем работ - 2 тыс. пог.км, а основная сеть – около 9 тыс.пог.км - покрывает российскую часть Чукотского шельфа (Рис.2). Кроме того, в западной части Восточно-Сибирского шельфа имеются два профиля ЛАРГЭ – 89001 и короткий 89002, качество данных по которым приближается к данным ДМНГ. Однако кратность перекрытий этих наблюдений ниже и составляет 48 крат, а длина полезной сейсмической записи только 5 с.

Сейсмические данные, полученные по западным технико-методическим стандартам, характеризуются высоким качеством полевых работ и последующей обработки и соответствуют третьему поколению работ МОВ ОГТ (90-е годы). Отметим, что сейсмические данные предыдущих лет на Чукотском шельфе существенно уступают им по своей информативности и глубине освещения осадочного чехла и в диссертационной работе не использовались. Длина полезной записи использованных нами временных разрезов составляет 7 с, что позволяет изучать осадочный чехол на глубину до 15 км. На временных разрезах уверенно выделяются региональные отражающие горизонты, соответствующие основным поверхностям несогласий. Кроме того, высокое качество временных разрезов позволяет выделять и изучать и более тонкую структуру седиментационных комплексов, в том числе различные сейсмофациальные переходы и отдельные седиментационные тела.

На Чукотском шельфе эти же данные позволили диссертанту выполнить по заказу треста ДМНГ всестороннюю интерпретацию временных разрезов и построение карт и глубинных разрезов осадочного чехла, которые вошли в отчет, подготовленный упомянутым трестом. Кроме сейсмических данных по этому региону были использованы опубликованные в открытой печати данные разрезов морских скважин, пробуренных нефтяными компаниями США на шельфе Аляски. Литологические колонки и выделенные несогласия в разрезах скважин, ближайшие из которых Рорсоgn и Crackerjack, находящиеся в 60-70 км от российских сейсмических профилей, помогли датировать ОГ и придать сейсмофациям лито-фациальное значение.

Геофизическая изученность по авиамагнитным методам в данной работе не рассматривается, поскольку автор не использовал первичные данные и не выполнял их обработку. В то же время диссертантом были в определенной мере использованы для геологической интерпретации итоговые карты гравимагнитных наблюдений, полученные в отделе системных исследований ВНИИОкеангеология под руководством С.П.Машенкова и с его любезного согласия. Эти карты использовались, главным образом, при совместном рассмотрении с сейсмическими

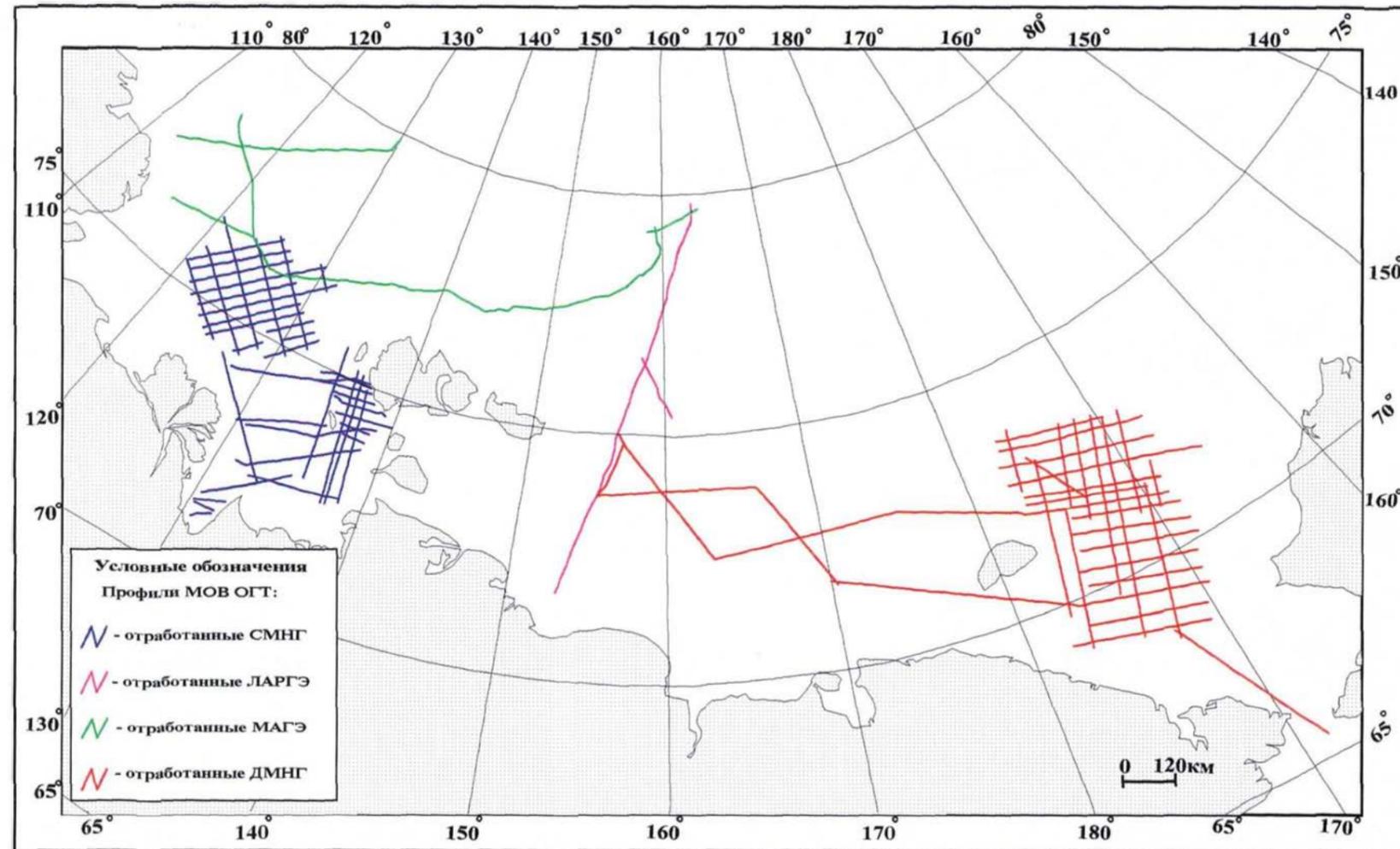


Рис.2. Восточно-Арктический шельф. Схема расположения региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ

данными для оценки рельефа акустического фундамента в слабо изученных районах шельфа Восточно-Сибирского моря, а также на юге Карского моря, где привлечение данных потенциальных полей помогло автору в выделении глубоко залегающих структур фундамента.

Общий объем сейсмических данных МОВ ОГТ, использованных в диссертации, составляет около 50 тыс. пог. км. В разные годы диссертант имел возможность детально ознакомиться с ними и выполнить их интерпретацию. Часть данных проходила цифровую обработку с его участием. Полученные при этом практический опыт и знания были использованы диссертантом для систематизации геолого-геофизической информации, переосмысливания методических подходов к геологическому толкованию сейсмических данных, разработки дополнительных способов и приемов интерпретации, адаптированных к регионам, а для Баренцево-Карского шельфа этот опыт позволил выполнить региональный сейсмостратиграфический анализ его седиментационных бассейнов.

§2. Существующие представления о строении региона Арктических шельфов и пути их совершенствования. Постановка задач исследований

Шельф Арктических морей России практически полностью покрывает пространство Евразийского шельфа Арктики. На западе он ограничен территориальными водами Норвегии, а на востоке государственной границей с США, проходящей по шельфу Чукотского моря. Северным ограничением шельфовых областей служит бровка континентального склона, переходящего в океаническую котловину (ОК) Северного Ледовитого океана (СЛО).

В геотектоническом отношении шельфы составляют пассивную материковую окраину СЛО, а его осадочная оболочка состоит из семейства крупных аккумулярующих структур – эпиконтинентальных седиментационных бассейнов. Согласно развиваемой Ю.Е. Погребницким концепции эволюции Арктики как единой геодинамической системы, эти окраинно-материковые области занимают в ней промежуточное, между материковыми орогенами и ОК, положение (Геологическое строение СССР..., 1984). Это специфическое положение шельфов, расположенных на основных путях массопереноса, привело к накоплению в погруженных и эпиконтинентальных седиментационных бассейнах мощного, преимущественно мезозойского, осадочного чехла.

Вместе с тем, на шельфе установлены следы древних процессов континентального рифтогенеза, который в значительной степени способствовал, как формированию вмещающей чаши седиментационных бассейнов вследствие прогибания земной коры, так и созданию факторов, генерирующих тепловой

прогрев толщи осадков, а также благоприятным условиям для формирования генерационных и аккумуляционных свойств осадочного разреза, что и определило весьма высокий нефтегазовый потенциал АШ.

Приведенные основополагающие выводы сделаны и подкреплены многочисленным фактическим материалом в фундаментальной обобщающей работе «Геологическое строение СССР...», подготовленной во ВНИИОкеангеология и изданной в 1984 г. Более поздняя обобщающая работа, вышедшая в 1988 г., подвела определенный итог исследованиям по наиболее изученному Баренцевскому шельфу (Баренцевская шельфовая плита, 1988). В дальнейшем различные аспекты строения, эволюции и нефтегазоносности АШ освещались в ряде монографий (Тектоника арктической зоны..., 1989; Э.В.Шипилов, Г.А.Тарасов, 1998 и др.) и в многочисленных публикациях ведущих исследователей геологии Арктики. Если рассматривать сложившийся уровень познания геологического строения каждого из регионов АШ, то он представляется весьма различным, что, прежде всего, определяется уровнем геолого-геофизической изученности. Наибольшее количество информации накоплено и обобщено по Баренцево-Карскому шельфу, и по мере продвижения к восточным морям уровень проработки геологических проблем снижается.

Если же рассматривать отдельные шельфовые области АШ или даже седиментационные бассейны с позиций непознанного и дискуссионного в их геологическом строении, то с этой точки зрения их положение весьма близко и равнозначно. Кто из исследователей не убеждался в том, что чем большим является прирост геолого-геофизической информации, тем оживленнее становятся возникающие дискуссии об ее геологическом истолковании, а итоговые выводы иной раз расходятся с уже сложившимися стереотипами? Тем не менее, для каждого из регионов АШ – Баренцево-Карского, Лаптевоморского, Восточно-Сибирского и Чукотского – к настоящему моменту усилиями многочисленных исследователей сложились одна или несколько версий геологической модели строения, эволюции и нефтегазоносности шельфовых седиментационных бассейнов.

Покажем здесь эти модели в самом общем виде с позиций возможного развития и совершенствования.

Баренцево-Карский шельф* (БКШ)

За долгие годы проведенных здесь разнообразных геолого-геофизических исследований, конечной целью которых было выявление и изучение углеводородного потенциала осадочного чехла, и обнаружение скоплений нефти и

* - Под Баренцевским шельфом в настоящей работе подразумевается его восточная часть, ограниченная на западе спорной с Норвегией зоной, а на востоке – Новой Землей.

газа, было получено огромное количество геолого-геофизической информации, главным образом основанной на сейсмических наблюдениях и данных бурения морских скважин.

В разные годы проблемы изучения строения Баренцево-Карского региона (БКР), его углеводородного потенциала и количественной оценки были объектами производственных, тематических и научно-исследовательских работ, выполнявшихся целым рядом организаций - трестом "Севморнефтегеофизика" (СМНГ) г. Мурманск, Морской Арктической Геологоразведочной Экспедицией (МАГЭ) г. Мурманск, трестом "Арктикоморнефтегазразведка" (АМНГР) г. Мурманск, Арктической морской инженерно-геологической экспедицией (АМИГЭ) г. Мурманск, Полярной Морской Геологоразведочной Экспедицией (ПМГРЭ) г. Ломоносов, Институтом морской геофизики ("НИИМоргеофизики") г. Мурманск, ВНИИОкеангеология г. Санкт-Петербург, УНПП «Севморгео» г. Санкт-Петербург, ИГиРГИ г. Москва и др. В результате этих работ были выделены крупные элементы глубинного строения - структурно-тектонические элементы в осадочном чехле I и II порядков, а также многочисленные локальные антиклинальные структуры, многие из которых содержат скопления нефти и газа. В общих чертах были оценены мощности осадочных отложений, их возраст и литофациальный состав, а также выполнены прогнозные оценки запасов УВ (И.С. Грамберг и др., 1999; В.Л. Иванов, О.И. Супруненко, 1996; Я.П. Маловицкий, В.Н. Мартиросян, Ю.Ф. Федоровский, 1998).

Между тем, отдельные вопросы строения фундамента, тектонической принадлежности региона и регионального строения осадочного чехла либо не вполне ясны, либо не находят однозначного решения, и трактуются исследователями различно.

О составе и возрасте фундамента.

Наиболее надежные сведения получены на островном и береговом обрамлении шельфа. Породы фундамента обнажаются на побережье Кольского полуострова, п-ове Канин, Новой Земле, Тамыре, островах Северной Земли и архипелаге Шпицберген. Кроме того, фундамент вскрыт рядом скважин, расположенных на архипелаге ЗФИ и Печорской плите. Наиболее древний возраст – раннеархейский-раннепротерозойский – он имеет на северном склоне Балтийского щита. К востоку, в районе Тимано-Канинской гряды, возраст консолидированного основания относится к байкальской складчатости. Здесь выделяется продолжение Тимано-Врангелевской системы байкалитид (А.П. Симонов и др., 2000), являющееся северо-восточной границей Восточно-Европейской платформы. Структура фундамента Печорской плиты представляется в виде сочетания гетерогенных блоков, часть из которых рассматривается как массивы дорифейской стабилизации, а

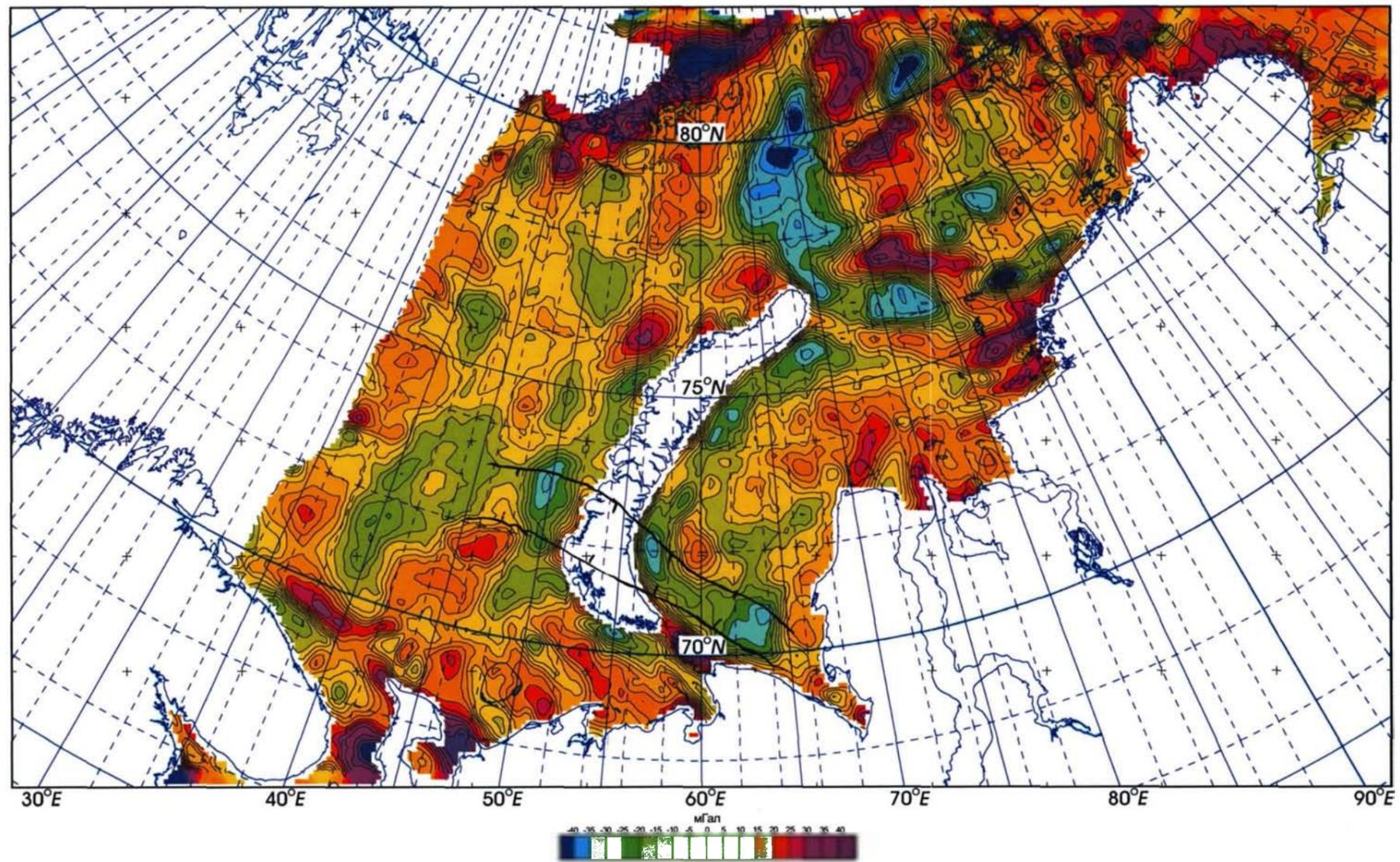


Рис. 3. Баренцево-Карский шельф. Гравитационные аномалии в редукции Буге ($\sigma=2.3 \text{ г/см}^3$).
 Авторы: Машенков С.П., Глебовский В.Ю., Зайончек А.В.
 Контуры Баренцево-Ямального прогиба выделены диссертантом.

рой вызвано, по-видимому, неоднократными сменами тектонического режима. Среди них выделяются стабильные блоки с относительно мощной континентальной корой, выраженные в относительно изометричных поднятиях (поднятия Федынского, Персея; платформа Бьярмеланд и др.), и мобильные зоны палеозой-мезозойской активизации с утоненной корой, занятые рифтогенными впадинами и прогибами (Южно-Баренцевская впадина, Северо-Баренцевская впадина, Нордкапский прогиб) (Н.М.Иванова, С.И.Шкарубо, 1999).

В другой области, охватывающей Северо-Карский шельф (СКШ), Северо-Сибирский порог (ССП) и Южно-Карскую котловину (ЮКК), гравитационное поле более дифференцировано, и сопоставление его с сейсмическими данными показывает хорошую сходимость результатов по определению рельефа фундамента (В.Ю.Глебовский и др., 1997; В.Д.Каминский, А.В.Липилин, С.П.Мащенко, Ю.В.Шипелькевич, 2000).

Однако этот вывод, сделанный по результатам последних работ, не был столь очевиден в недалеком прошлом. Южная и северная части Карского моря признавались различными по особенностям гравитационного поля. Считалось, что в Южно-Карской синеклизе оно имеет преимущественно обратное соотношение между знаками аномалий и структурных форм, а на Северо-Карской плите - прямое (А.К.Боголепов, 1993). На наш взгляд, это кажущееся различие объясняется тем, что для сопоставления с полем силы тяжести в Южно-Карской синеклизе были использованы структурные формы, образованные поверхностью домезозойского комплекса (отражающий горизонт (ОГ) «А»). Анализ домезозойского комплекса, выполненный по сейсмическим данным как на Карском шельфе (Ю.В.Шипелькевич, 1999), так и показанный в многочисленных публикациях по Западно-Сибирской платформе (И.Н.Керусов и др., 1992; Ю.В.Неелов и др., 2000), свидетельствует о слоистом строении палеозойских отложений, принадлежности их к низам осадочного чехла, а, следовательно, и о наличии в их основании консолидированного фундамента, оказывающего основное влияние на формирование гравимагнитного поля. Примером одно-знакового соотношения структурной формы фундамента, выделенной по сейсморазведке, и гравитационного поля в ЮКК может служить субширотный прогиб, контуры которого показаны на Рис.3.

Таким образом, несмотря на очевидную тектоническую разобщенность южной и северной областей Карского шельфа, опознаваемость и характер проявления фундамента в потенциальных полях у них весьма близок. В фундаменте этой обширной области шельфа выделяется серия сопряженных впадин, грабенообразных валов и поднятий, образующих близкую к ячеистой систему структур преобладающего северо-восточного и северо-западного простирания. При

этом довольно четко проявлена структура ССП, выраженная в повышенных значениях гравитационного поля.

Таким образом, с разной степенью уверенности на шельфе БКР выполнен в основном качественный анализ основания осадочного чехла. Остается проблемой выяснение более детального строения фундамента, картирования его рельефа, количественных оценок глубины его залегания, выделение наиболее значимых для нефтяной геологии элементов, как сохранившихся в современном рельефе, так и измененных более молодыми наложенными тектоническими движениями.

О строении осадочного чехла

Сопряженными с этой проблемой остаются вопросы строения самих низов осадочного чехла, степень вовлеченности их в процессы деструкции и принадлежности, в связи с этим, либо к складчатому основанию, либо к параплатформенному чехлу и др. Задачу изучения структурно-тектонического строения осадочного чехла можно считать основной или базовой при изучении нефтегазоносных седиментационных бассейнов. Рассмотрим некоторые уже сложившиеся принципиальные позиции в понимании структурно-тектонического строения БКР.

Одним из последствий отсутствия обоснованной модели строения фундамента является тот факт, что структурно-тектоническое строение БКР пришлось оценивать лишь по плитному (юрско-меловому) комплексу, а точнее по структурному положению ОГ в кровле юрских отложений (ОГ «В»), (рис.4), (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

Уже по первым региональным сейсмическим данным по кровле юрских отложений был околтурен ряд крупных тектонических элементов, среди которых наиболее отчетливо выделялись: на Баренцевском шельфе - субмеридионально вытянутая цепь депрессий - Южно-Баренцевская впадина (ЮБВ), Северо-Баренцевская впадина (СБВ) и прогиб Св.Анны, объединенные в Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб (БСКМ), который на западе ограничен группой Центрально-Баренцевских поднятий (ЦБП); на Карском шельфе - Южно-Карская синеклиза (ЮКС), отделенная на западе от ЮБВ Пайхой-Новоземельской грядой, а на севере - Северо-Сибирским порогом от ряда слабоизученных впадин на Северо-Карском шельфе. Вновь поступающие геофизические данные использовались, главным образом, для уточнения и детализации уже известных элементов структурно-тектонической модели в соответствии со сложившимися стереотипами. Эти же стереотипы оказали влияние на формирование представления о строении более глубоких палеозойских слоев осадочного чехла и его фундамента. Рельеф этих границ, выделение и картирование которых удавалось выполнить лишь фрагментарно, долгое время оставался не очень ясным. Эта неопределенность,

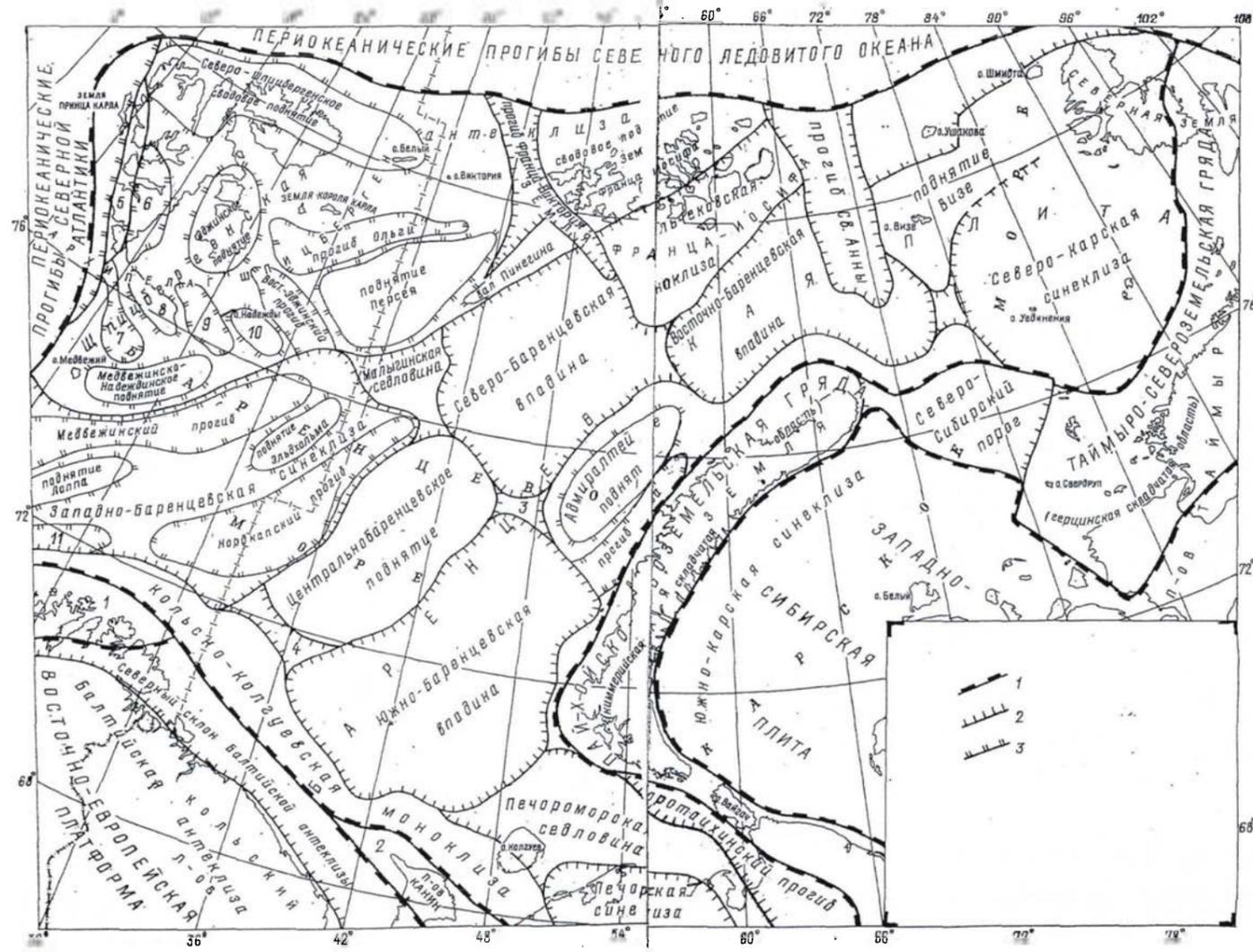


Рис.4. Баренцево-Карский шельф. Структурно-тектоническое районирование юрско-мелового комплекса (Баренцевская шельфовая плита, 1988)

Условные обозначения: 1 – граница надпорядковых структур; 2 – граница структур первого порядка; 3 – граница структур второго порядка

особенно характерная для глубоко погруженных депрессий и для слабо изученных областей шельфа, вынуждала моделировать здесь строение палеозойского разреза по аналогии с более изученной мезозойской его частью. Таким образом, возникло весьма спорное представление о довольно длительном, с начала палеозоя по мел включительно, унаследованном формировании современных элементов осадочного чехла.

Между тем, очевидно, что современный рельеф геологических слоев создан всей совокупностью разнообразных по возрасту и характеру тектонических движений, включая и новейшие, которые отличались в этом регионе особой масштабностью (Е.Е.Мусатов, 1999). При этом наиболее измененным окажется рельеф фундамента и самых древних протерозой-палеозойских слоев чехла, строение которых даже в современном рельефе определялось не вполне однозначно.

Таким образом, имея региональное структурно-тектоническое районирование лишь по одному, причем верхнему, комплексу отложений, трудно обоснованно восстановить историю развития региона и формирования осадочного чехла. В этом случае неизбежны противоречия между оценками отдельных геологических событий, образование «белых» пятен в истории геологического развития.

Так, например, при существующей модели формирования крупных элементов осадочного чехла Баренцевского шельфа (БШ) - ЮБВ и СБВ, включая прогиб Св.Анны, происходило с палеозоя и тогда же привело к зарождению субмеридиональной рифтовой структуры – БСКМ, существенно повлиявший на характер седиментационных процессов и распределение нефтегазового потенциала (М.Л.Верба, 1985). Между тем, даже предварительный анализ мощности палеозойских комплексов в ЮБВ свидетельствует об ее увеличении на восток, в сторону Новоземельского складчатого сооружения, что свидетельствует о субширотной ориентировке этой впадины, а на севере современной СБВ вообще не наблюдается увеличения мощности этих же комплексов, что свидетельствует об отсутствии этой впадины в палеозое (Ю.В.Шипелькевич, 1999).

Кроме того, судя по возрасту гранитоидного магматизма на Новой Земле, определенному как 210-230 млн.лет (Тектоника и металлогения..., 1992), активная фаза складчатости и горообразования произошла здесь в конце триаса – начале юры. Образовавшаяся Пайхой-Новоземельская гряда послужила естественным восточным ограничением Баренцевоморской впадины, придав ей близкую к современной структуру лишь в послетриасовое время. Еще позднее, в начале мела, вследствие активизации процессов океанообразования, произошли появление и рост приокеанических поднятий, и формирование архипелагов Шпицберген, ЗФИ, Северная Земля. Это событие также в немалой мере участвовало в формировании структурного плана северных областей БКШ.

Весьма неясным остается соотношение структурных и вещественных комплексов Южно-Баренцевского и Южно-Карского регионов, разделенных Новоземельским архипелагом, которое никак не находит объяснение с позиций современной модели формирования чехла. При сопоставлении домезозойских комплексов мы наблюдаем существенное различие в их мощностях и сейсмическом облике. На БШ мощность дотриасовых отложений составляет в наиболее погруженных областях 10-11 км, в то время как в Южно-Карской синеклизе, по существующим представлениям, она едва превышает 5 км. Здесь, в отличие от БШ, на сейсмических разрезах почти отсутствует слоистость; а в кровле комплекса выявлены следы эрозионного среза слоев, что является признаком размыва отложений.

Одни исследователи объясняют эти различия разным типом седиментации в палеозое, например, наличием палеосклона и океанической котловины на Карском шельфе (Н.Н.Соболев, В.И.Устрицкий и др., 1985); другие видят причину в существенной деструкции первоначального осадочного разреза в ЮКС в ходе Герцинской фазы складчатости. В данной работе будет рассмотрена модель геологического развития, при которой значительная часть палеозойских карбонатно-терригенных слоистых отложений, вследствие подъема Южно-Карского блока, была размыва и переотложена в триасе на БШ, а сохранившаяся нижняя часть комплекса обладает характеристиками, схожими со своим возрастным аналогом на БШ.

Седиментация в триасовый период в этих двух областях еще более не сопоставима, поскольку на БШ эти отложения представлены аномальными мощностями (9-10 км), а в ЮКС вообще проблематично существование заметных по мощности триасовых отложений.

В следующий, юрско-меловой, период седиментация на этих двух блоках шельфа, по-видимому, заметно разделенных Новой Землей, протекала практически в идентичных условиях с образованием удивительно схожих осадочных разрезов, представленных чередованием песчано-глинистых, выдержанных по латерали, слоев. Следующий период резкого размежевания между двумя блоками приходится на конец мела – начало кайнозоя, когда мощные процессы аплифта вывели за базис эрозии значительную часть (до 2 км) меловых отложений на БШ (Е.Е.Мусатов, 1999), оставив незатронутой Южно-Карскую синеклизу, где отложения мела в скважинах представлены почти в полном объеме.

В первом приближении эта ситуация напоминает некий циклический процесс, при котором Баренцевский и Южно-Карский блоки в результате относительных, главным образом вертикальных, перемещений попеременно, как чаши весов, занимали противоположное по уровню положение. Подъем одного из блоков сопровождался размывом и выпадением из разреза значительных по мощности

комплексов, а при стабилизации этого процесса, когда положение их выравнилось, как это было в допозднепермское и юрско-меловое время, седиментационные комплексы формировались в схожих условиях и в полном объеме.

Помимо упомянутых проблем, в регионе прогнозируется многообразие разноплановых тектонических движений, в том числе и рифтогенного характера, которые находят здесь свои многочисленные подтверждения. К их числу относятся обширные разновозрастные проявления траппового магматизма и вулканической деятельности: туфы, наличие сейсмодислокаций, вызванных палеоземлетрясениями, образование клиноформ и лавинный тип седиментации, наличие региональных несогласий и глубоких размывов в осадочной толще и др. Все эти явления свидетельствуют о многообразии этапов формирования осадочного чехла, неоднократных перестройках структурного плана и изменении литофациальных условий седиментации.

О тектонической принадлежности

Использование в качестве основы для структурно-тектонического районирования всего региона лишь одного ОГ неизбежно приводит к упрощенному пониманию строения и эволюции и не вполне ясной тектонической принадлежности БКР, которая на сегодня не находит однозначного решения и трактуется исследователями различно.

По составу и современному строению фундамента этот регион относится к единой Баренцево-Карской окраинно-материковой плите (Баренцевская шельфовая плита, 1985). Здесь же подразумевается, что на определенных этапах произошли существенные перестройки чехольного основания, повлиявшие на формирование осадочного чехла. Авторы признают, что регион, имеющий гетерогенное глубинное строение, выступает как целостная структура лишь по верхнему юрско-меловому комплексу. Однако на схеме районирования именно по этому комплексу (рис.4) регион разделен на две равнозначные по своему порядку, но разные по тектонической принадлежности, Баренцевскую окраинно-материковую плиту и подводное продолжение Западно-Сибирской континентальной плиты – южную часть Карского шельфа. Геологические наблюдения на Новой Земле (Тектоника и металлогения..., 1992) и последние палеоструктурные реконструкции показывают (Ю.В.Шипелькевич, 1999), что объединение этих двух крупных структур произошло до образования единого плитного юрско-мелового чехла.

Признавая принадлежность БКР к зоне перехода от континента к океану, Б.В.Сенин по характеру и структуре фундамента относит регион к Западно-Арктической (Печоро-Баренцево-Карской) метаплатформе (Тектоника Арктической зоны..., 1989). При этом подчеркивает, что это объединение столь разных по характеристикам регионов в единую структуру вероятнее всего справедливо для

самых древних этапов ее существования. Последующая блоковая дифференциация фундамента определила конфигурацию осадочного чехла и его вещественное содержание. По особенностям строения выделяются две группы грабен-рифтов: древние – палеозойско-мезозойские и молодые – кайнозойские. Причем заложение основных из них, в частности Южно-Баренцевской группы, датируется поздним девонам. Между тем интерпретация различных сейсмических профилей показывает, что мощность донижнокаменноугольных отложений (ниже ОГ II^V) составляет в ЮБВ 8-9 км и вряд ли может быть представлена осадками, сформированными в столь небольшой период со среднего девона (?) до начала карбона.

Подводя некоторый предварительный итог проблемам, возникающим при определении строения осадочного чехла, его фундамента и той структурной эволюции, которую они прошли, видно, что ключ к их решению находится в структурно-тектоническом реконструировании его отдельных комплексов, восстановлении палеоструктурной ситуации на разных этапах формирования чехла.

Обстановки осадконакопления

Другой важнейшей характеристикой осадочного чехла, в особенности с позиций нефтяной геологии, являются обстановки осадконакопления, реконструированные для соответствующих геологических эпох и ответственных за формирование вещественного состава нефтегазоносных комплексов. Первые самые общие представления о палеогеографии акваториальной части осадочного чехла были сделаны довольно давно и базировались, главным образом, на отдельных вещественных определениях и общих геологических соображениях (М.С.Месежников и др., 1971; Палеогеография Севера СССР..., 1983).

Позднее, с появлением скважинных и сейсмических данных, эти построения приобрели более детальный характер и охватили более древний стратиграфический диапазон, что имело свое отражение в работах В.А.Басова, Т.В.Шварца, Э.Г.Преображенской, Т.М.Пчелиной, З.З.Ронкиной и было суммировано в работе (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

На БКШ наиболее достоверные сведения о вещественном составе отложений получены по данным бурения, причем большинство скважин не вышло из триасовых отложений, за исключением пробуренных на Печорском шельфе. На Карском шельфе бурением вскрыты лишь меловые отложения. Выполненные палеогеографические построения в пределах шельфа, а также площадные оценки вещественного состава и типа органического вещества, являются прогнозными и основаны на трех основных информационных каналах: уже упомянутом анализе разрезов скважин, причем главным образом данных ГИС; данных прямых геологических наблюдений на береговой и островной сушах; результатах интерпретации данных сейсмораведки, как детальных, так и региональных работ.

В свою очередь, из сейсмических данных для этих целей извлекались две принципиально различные информационные составляющие: сведения о современном структурном плане ОГ, соответствующих слоям в осадочной толще и, что является более тонкой и сложной задачей, сейсмофациальные характеристики осадочных комплексов. Итогом таких исследований были, в основном, реконструкции отдельных фрагментов палеогеографических обстановок, расположенных большей частью в относительно хорошо изученных районах шельфа, примыкающих к суше. Часто эти фрагменты ситуаций сопровождалась иллюстрациями прогнозируемых геологических тел (риффы, бары, дельты и др.) и подкреплялись скважинным материалом. Результаты этих исследований показаны в многочисленных публикациях и отчетах производственных организаций, выполненных, в том числе, и с участием автора диссертации. В результате были определены и фрагментарно оконтурены длительно существовавшие морские бассейны, основные источники сноса и пути транспортировки обломочного материала для разных геологических этапов.

Более региональные и обобщающие построения с использованием всех каналов геолого-геофизической информации появлялись значительно реже (С.В.Алехин, 1993; А.Ю.Юнов, рукописный источник; В.А.Басов, рукописный источник), а данных о совместном рассмотрении обстановок седиментации Баренцевского и Карского шельфов с использованием сейсморазведки не появлялось. В то же время, есть все основания считать, что седиментационные процессы этих двух супербассейнов были взаимосвязаны, и игнорирование одного из них приводит к созданию неполной или неправильной палеогеографической реконструкции всего региона. Но все же главное слабое звено обсуждаемых палеогеографических моделей заключается в том, что в качестве структурной основы для прогнозирования обстановок седиментации использовался, главным образом, современный структурный план отражающих горизонтов. В большинстве случаев современный рельеф слоев изменен наложенными тектоническими движениями и не соответствует древнему рельефу поверхности либо в полной мере, либо на отдельных участках, как, например, на бортах крупной и унаследовано развивавшейся впадины ЮБВ.

Наиболее приближенный к реальному палеорельеф может быть получен в результате выравнивания подошвы осадочного комплекса по его кровле. Как уже отмечалось, отсутствие в БКР региональных палеоструктурных реконструкций, выполненных на основе анализа мощностей отложений, не обеспечивало надежного каркаса для восстановления обстановок седиментации. Одна из попыток реконструкции триасовых и юрских обстановок седиментации, выполненная без восстановления палеорельефа, базирующегося на анализе мощностей, сделанная

С.В.Алехиным, показана на рис.5 (С.В.Алехин, 1993). На картах видно, что очертания основного аккумулятивного бассейна, во-первых, почти не меняются на протяжении юрской и триасовой эпох, что само по себе маловероятно; а во-вторых, повторяют современный рельеф кровли юрских отложений (ОГ «В»), который состоит из систем впадин, составляющих БСКМ. Распределение мощностей этих комплексов, которое показано в последующих разделах диссертационной работы, свидетельствует о существенном различии палеорельефа триасовой и юрской эпох и более сложном его характере, чем это показано на рис.5.

Так, например, мощности триасовых отложений на востоке южной части шельфа, примыкающей к Новой Земле там, где, судя по представлениям С.В.Алехина, преобладала денудационная равнина, также велики (9-10 км), как и в центральной части ЮБВ, что напрямую свидетельствует о существовании здесь устойчивого прогибающегося седиментационного бассейна (Ю.В.Шипелькевич, 1998).

Палеорельеф юрских слоев также существенно отличался от обобщенного, показанного на рис.5, и его использование в качестве основы для реконструкций, безусловно, значительно изменяет существующие представления о распределении фациальной зональности. Таким образом, отсутствие надежного палеоструктурного каркаса сдерживало формирование обоснованной региональной модели обстановок седиментации и литофациального строения осадочного чехла.

О нефтегазоносности

Поскольку известно, что два фактора, палеоструктурный и палеофациальный, являются ключевыми при формировании, размещении и сохранности крупных скоплений углеводородов (Я.П.Маловицкий и др., 1998), становится очевидным, что главные закономерности размещения УВ потенциала на Западно-Арктическом шельфе, несмотря на открытие здесь ряда очень крупных скоплений газа (Штокмановское и др.), пока остаются невыясненными, как в общих чертах, так и, возможно, в деталях.

Для выявления этих закономерностей необходим обоснованный прогноз зон регионального нефте- и газонакопления для наиболее перспективных и доступных для эксплуатации комплексов осадочного чехла, который должен включать комплексный анализ их генерационных, миграционных и аккумуляционных свойств. По сложившейся традиции, начиная с первых морских сейсмических работ, в течение 25-ти лет основными, а до последнего времени и главными, объектами поисков скоплений УВ были антиклинальные ловушки. При этом главной, и зачастую конечной, целью выполнения геофизических работ были структурные карты по опорным ОГ. В ходе многолетних исследований постепенно сформировалась поисково-методическая концепция (ПМК), основанная практически

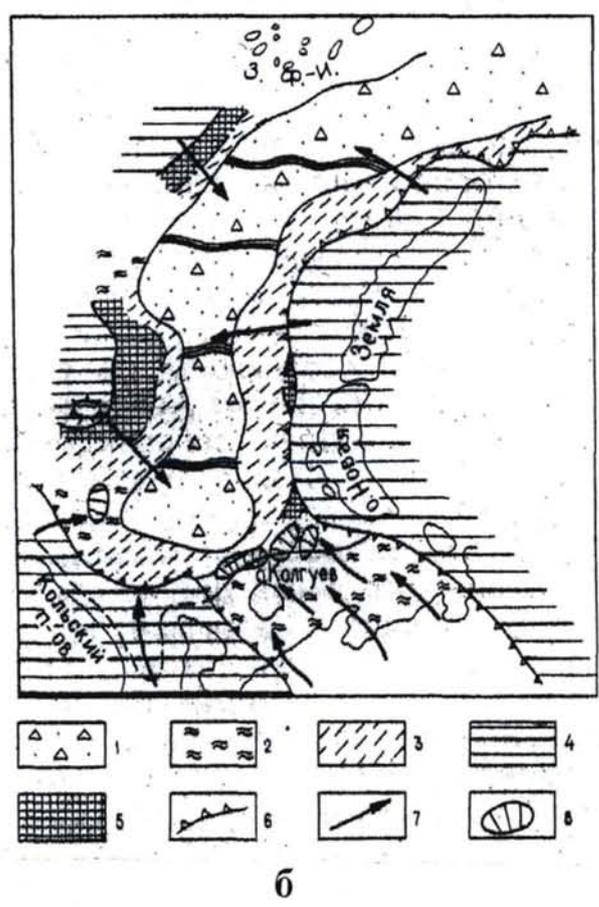
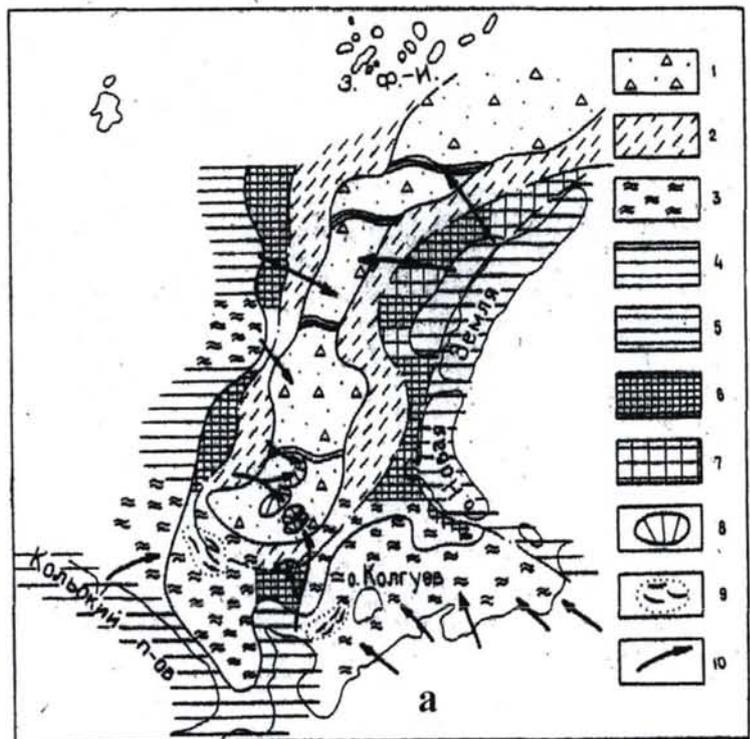


Рис.5. Баренцево-Карский шельф. Карты обобщенного палеорельефа и фациальной зональности (а – триасовой эпохи, б – юрской эпохи), автор – С.В.Алехин, 1993.
 (Условные обозначения приведены на следующей странице)

1 – аккумулятивный рельеф, созданный временными потоками; 2 – аккумулятивный рельеф, созданный плоскостным намывом, временными потоками, обрушением, гравитационным оползанием; 3 – аккумулятивный рельеф, созданный совместной деятельностью рек и моря; 4 – денудационный рельеф – поверхности выравнивания на структурах платформенного чехла; 5 – денудационный рельеф – поверхности выравнивания на выступах складчато-кристаллического основания; 6 – денудационные склоны крутые; 7 – денудационные склоны пологие; 8 – конусы выноса, установленные по сейсмическим данным; 9 – устьевые (прибрежные) бары; 10 – направление сноса терригенного материала.

а

Аккумулятивный рельеф, созданный: 1 – временными потоками; 2 – совместной деятельностью рек и моря; 3 – плоскостным намывом, временными потоками и гравитационными процессами; 4 – денудационный рельеф поверхностей выравнивания на выступах складчато-кристаллического основания; 5 – крутые денудационные склоны; 6 – границы приморской аккумулятивной равнины; 7 – направление сноса терригенного материала; 8 – конусы выноса.

б

Условные обозначения к рис.5.

а – триасовая седиментация

б – юрская седиментация

исключительно на ловушках УВ, сохранившихся в локальных антиклинальных структурах.

Согласно представлениям Н.Я.Кунина, ПМК является синтезом направлений и методик поиска УВ, основанным на существующих представлениях о строении и эволюции нефтегазоносных бассейнов (Н.Я.Кунин и др., 1995). Конечно, в большинстве нефтегазодобывающих регионах скопления УВ в антиклиналях составляют основной объем ресурсов нефти и газа, да и к тому же поиск этого типа ловушек представляет собой относительно простую задачу.

По этим причинам в ряду используемых на практике ПМК лидирующую роль играет концепция антиклинальных ловушек УВ. Поэтому именно она стала определяющей и при нефтегазопроисловых работах на БКШ, пик активности которых приходился на 1988-1989 гг. Действительно, к этому периоду был открыт ряд крупнейших скоплений газа в юрских отложениях в антиклиналях, сосредоточенных в районе Штокмановско-Лунинской мегаседловины. Другой ареной активных нефтепоисловых работ стал шельф Печорского моря, где подтверждена определенная закономерность размещения антиклинальных ловушек, наблюдаемая в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП), которые располагаются там в сводах крупных, субмеридионально вытянутых валов. Крупнейшим из таких скоплений на шельфе явилось Приразломное нефтяное месторождение.

Однако в последнее время все чаще вырисовываются проблемы, связанные с приростом запасов УВ как в целом по известным нефтегазоносным комплексам, так и по антиклинальным ловушкам в частности. Так, при переходе на шельф Печорского моря и по мере удаления к северу от ТПП, а также в силу объективных геологических факторов (выполаживание валообразных структур, удаление от ареалов развития нефтематеринских пород - доманикоидов), количество нефтяных залежей в антиклиналях, как и сами их размеры, сокращается, а запасы углеводородов в них относительно невелики (50-70 млн.т.) (В.Л.Иванов, О.И.Супруненко, 1996).

Более того, становится очевидным, что при существующей на Печорском шельфе высокой плотностной сети сейсмических наблюдений, очень низка вероятность обнаружения здесь рентабельных для разработки в морских условиях средних, и тем более крупных, антиклинальных ловушек, что может негативно отразиться на перспективах развития в целом Тимано-Печорского нефтедобывающего региона, углеводородные ресурсы которого пока не получают существенного прироста.

На шельфе Баренцева моря, где пока промышленная газоносность установлена только в юрском комплексе, ситуация с приростом запасов не столь пессимистична, хотя и здесь в этом вопросе существуют проблемы. Большая

удаленность от берега основных зон регионального газонакопления в юрских отложениях делает рентабельным для разработки лишь очень крупные скопления газа, при этом компактно расположенные на акватории. Существующие надежды на обнаружение столь же крупных скоплений газа, как Штокмановское и Лудловское, базируются все на той же ПМК - антиклинальных ловушках - и пока реального подтверждения не находят (Я.П.Маловицкий, В.Н.Мартirosян, Ю.Ф.Федоровский, 1998).

Другой потенциально продуктивный интервал разреза, триасовый, с позиций антиклинальной ПМК имеет довольно низкую перспективность. Результаты буровых и сейсмических работ на Мурманском газовом месторождении показали, что особенности строения коллекторов в триасовых отложениях, которые весьма маломощны (5-7 м) и непротяженны по латерали (первые сотни метров), не позволяют сформироваться даже в крупных антиклиналях массивным скоплениям УВ, рентабельным для освоения.

Параллельно с этими проблемами все более обозначаются задачи прироста ресурсов УВ за счет южных прибрежных районов БКШ, наиболее доступных для скорейшего освоения. Одним из таких наиболее приоритетных районов рассматривают прибрежные зоны Кольского п-ова, где ожидаются ловушки в рифовых постройках палеозоя и литолого-стратиграфические залежи в рифейских грабенах (А.П.Симонов и др., 2000).

В сложившейся ситуации уместно обратить внимание на эмпирически выдвинутый Н.Я.Куниным закон о сменяемости поисково-методической концепции. Согласно этому закону "каждая ПМК возникает, развивается и отмирает, сменяясь другой", а от себя добавим, что на каком-то этапе этой смены может существовать как прежняя, так и нарождающаяся ПМК. Объективная необходимость формирования новой ПМК, основанной на изучении широкого спектра ловушек УВ на БКШ уже назрела, основой для ее появления должны и могут служить новые представления о региональном строении и эволюции как осадочного чехла в целом, так и его отдельных седиментационных бассейнов.

Шельф моря Лаптевых

Первые обобщенные данные о тектонике и строении осадочного чехла Лаптевоморского шельфа были получены, главным образом, путем анализа гравимагнитного поля и нескольких профилей МПВ (Геологическое строение..., 1984). Лаптевоморский шельф был отнесен к Лаптевоморской окраинно-материковой плите. Со стороны континента она окружена тремя складчатыми системами - Таймырской на западе; Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской на юге и юго-востоке соответственно. Северная граница шельфа проводится по внешнему краю материкового склона.

Как в начальный период изучения этого шельфа, так и в последующем, когда появились довольно многочисленные сейсмические данные МОВ ОГТ, были установлены различия в строении фундамента и осадочного чехла двух областей шельфа – восточной, примыкающей к Новосибирским островам; и западной, включающей центральную часть шельфа, тяготеющую к Таймыру. Признавая различие в их строении – различную мощность осадочного чехла, наличие в восточной части линейных структур (горстов и грабенов) – исследователи существенно расходятся в оценках возраста основного объема осадочного чехла. Одни из них (Н.М.Иванова, С.Б.Секретов, 1989) считают, что только в восточной части шельфа основанием чехла являются мезозойские складчатые образования, а западная часть, являясь продолжением Сибирской платформы, не затронута мезозоидами и поэтому содержит более 6 км рифей-вендских и палеозойских отложений в чехольном залегании. Другие (В.А.Виноградов, С.С.Драчев, 1999), основываясь на совместном рассмотрении структур континента и шельфа, полагают, что весь шельф моря Лаптевых подстилается гетерогенным, деформированным в позднем мезозое, основанием. При этом весь осадочный чехол, сложенный терригенными отложениями, датируется поздне меловым-кайнозойским возрастом. Основанием для такого утверждения является ряд геолого-геофизических наблюдений, в том числе положение Оленекской зоны мезозойских складок, которая протягивается вдоль всего побережья от Новосибирских островов до Таймыра и захватывает, естественно, и юго-западную часть шельфа. При этом предполагается, на основании данных сейсмических разрезов, что зона развития поздне мезозойского фундамента достаточно далеко выдвигается на шельф. Понятно, что существующие столь значительные расхождения в оценке возраста и состава основного объема чехла (предполагается, что палеозойские отложения имели карбонатный состав), столь же существенно сказываются на оценке его углеводородного потенциала, поэтому решение этой проблемы можно считать ключевой для оценок здесь ресурсов УВ.

Аргументы дискутирующих сторон базируются, главным образом, на анализе одних и тех же структур и геодинамических процессов на около шельфовом пространстве и, в определенном смысле, близки к исчерпанию. Новым источником аргументов должен быть самостоятельный канал информации – сейсмические данные и их сейсмостратиграфическая интерпретация. Попытка определения возрастных оценок и строения чехла сделана на основе нового подхода к анализу сейсмических данных (Ю.В.Шипелькевич, 2000).

Помимо обсуждаемой, существуют проблемы выделения по сейсмическим данным и картирования самых низов осадочного чехла – в частности акустического фундамента, за которыми стоит задача определения мощности осадочного чехла и

выделения его главных структурных элементов, выяснения их тектонической принадлежности. Отработка определенных способов интерпретации таких границ также является первостепенной задачей и рассмотрена в настоящей работе.

Восточно-Сибирский и Чукотский шельфы

Знания о строении осадочного чехла шельфа Восточно-Сибирского моря, занимающего значительное пространство Арктического шельфа, весьма скудные. Наиболее полным анализом этого региона, по-видимому, можно считать результаты совместного проекта ВНИИОкеангеология и компании EXXON (GRASS), полученные в 1996 г. В этом проекте, помимо гравимагнитных данных, покрывающих все пространство шельфа, использовался наиболее полный объем сейсмических данных (сейсмопрофили ДМНГ и ЛАРГЭ), который в количественном выражении весьма невелик – около 3 тыс. пог. км. Согласно результатам, основанным на комплексном использовании потенциальных и волновых геофизических полей, и выполненным, в том числе, с участием диссертанта, в осадочном чехле выделяются две наиболее крупные депрессии, имеющие в депоцентрах мощность отложений до 12-15 км и разделенные обширным куполовидным поднятием. Предполагается, что возраст акустического фундамента (АФ) в этих прогибах нижнемеловой (ОГ LCU), а весь объем осадочного чехла состоит из отложений нижнего-верхнего мела (большая часть) и кайнозоя (меньшая часть).

Выполненные С.С. Драчевым исследования, основанные в этой части шельфа в том числе и на профиле ЛАРГЭ (89001) (С.С. Драчев, 1999), по большинству позиций совпадают с предшествующими работами. Общность позиций наблюдается в оценке геологической ситуации, в возрасте акустического фундамента (позднемезозойский), в фациальном составе отложений (преобладание морских глинистых осадков). Расходятся позиции в оценках мощности осадочного чехла по линии 89001, которая в упомянутой работе определяется, судя по временам регистрации АФ, незначительной (1.8-2.2 TWT). В варианте корреляции АФ, основанной на структурных стилях (Ю.В. Шипелькевич, 2000), времена регистрации АФ здесь превышают 5 с, т.е. фактически выходят за пределы полезной сейсмозаписи, что соответствует глубинам залегания фундамента - 8-9 км и более (крупная впадина в западной части Восточно-Сибирского шельфа, показанная на рис.10. в главе 2). Как видно из этого простого сопоставления результатов исследований, выполненных с различным подходом к интерпретации сейсмических данных и в частности к выделению и корреляции АФ, возникающие расхождения в слабоизученных регионах могут существенно повлиять на определение основных параметров осадочного чехла – его мощности и конфигурации значительных структурных элементов.

Наблюдаемые противоречия в полученных результатах требуют поисков специфических способов интерпретации сейсмических данных для регионов с очень низкой сейсмической изученностью и отсутствием скважин. В них субъективность геологического толкования геофизической информации должна быть снижена за счет использования логически ясных и более универсальных подходов в этом процессе.

Схожие проблемы возникают при изучении осадочного чехла самой восточной шельфовой окраины России – Чукотского море. Изученность его сейсморазведкой выше, чем на сопредельном Восточно-Сибирском море. Сейсмические профили, выполненные по современной технологии, покрывают практически весь шельф: восточнее о.Врангеля по сети 20х20 и 40х60 площадью 157500 км².

Использовавшиеся до этого сейсмические данные, полученные в основном геологической службой США, имеют существенно худшую разрешающую способность и меньшую глубинность. Основанные на них модели строения осадочного чехла предполагают, что осадочные бассейны российского шельфа Чукотского моря выполнены отложениями в основном верхнего мела-кайнозоя, а присутствие палеозойских пород, входящих в состав нефтеносной Элесмирской толщи, прогнозировалось лишь на борту Северо-Чукотской впадины, причем на больших глубинах и в сокращенных мощностях (Petroleum Exploration..., 1995; Б.И.Ким-рукописный источник, 1994).

Первое знакомство с новыми сейсмическими данными поначалу также принципиально не изменило существующую модель строения (В.Ф.Кругляк-рукописный источник, 1995). При более детальном рассмотрении обозначилось, что главная проблема - это выделение и идентификация на всей площади шельфа, нередко с разобранной глыбовой тектоникой, сейсмических отражений в низах чехла и в особенности акустического фундамента (АФ). Используя при интерпретации новых сейсмических данных способы выделения слабых прерывистых отражений, основанных на структурных стилях (Ю.В.Шипелькевич, 1999), удалось составить принципиально новую концепцию строения и формирования осадочного чехла этого региона, которая может быть основой для пересмотра здесь углеводородного потенциала.

В результате выделения и корреляции АФ был закартирован крупный осадочный бассейн (восточнее о.Врангеля), заполненный отложениями верхнего палеозоя-нижнего мезозоя, которые обычно относят к Элесмирской толще. Это реликт осадочного бассейна, сложенного терригенными и карбонатными отложениями мелководной шельфовой платформы, образовавшийся в карбон-

триасовое время и имеющий много общих черт с Колвиллским бассейном северного склона Аляски.

В раннемеловое время отложения этого бассейна были инверсированы, частично размыты и перекрыты терригенными отложениями мелового возраста, а в позднем мелу-кайнозойе совместно с ним смяты в складки и нарушены разломами в результате надвигообразования в пределах Врангелевско-Геральдского поднятия (В.Ф.Кругляк, В.В.Куделькин, Ю.В.Шипелькевич, 1999). Бассейн имеет субмеридиональную ориентировку. Его северная граница проходит по южному борту Северо-Чукотской впадины, а южная захватывает область современной Южно-Чукотской впадины. Депоцентр палеобассейна, в котором мощности этих отложений достигают 7-8 км, располагается в области современной Врангелевской гряды. В нижней части этой Элесмирской «линзы» фиксируются сейсмические фации карбонатных толщ, которые на шельфе Аляски признаны нефтепродуцирующими. Верхняя часть комплекса, практически повсеместно доступная по глубинам для бурения, содержит признаки отложения Седлрочетской группы, песчаники которой традиционно имеют хорошие коллекторские свойства.

Источник сноса осадков, заполнивших бассейн, располагался на севере, в области современной океанической котловины, о чем свидетельствует утонение и выклинивание на сейсмических разрезах древнего комплекса отложений. В последующей мезо-кайнозойской истории этот палеорифт был значительно деформирован, а некоторая часть его отложений размыта. Выполненный анализ мощности седиментационных комплексов позволил восстановить палеоструктурную и палеофациальную обстановку его формирования и прогнозировать эволюцию седиментационных бассейнов.

В начале мела началось формирование Северо-Чукотской впадины, входящей в систему депрессий Арктической окраины Аляски. Прогибание здесь имело длительный, унаследованный, но циклический характер. Заполнение происходило, в том числе, и по некомпенсированному типу, о чем свидетельствуют многочисленные (5-6) дельтовые «фаны» кайнозойского возраста. Они выглядят на разрезах в виде клиноформных секвенций, в кровле каждой из которых фиксируются региональные несогласия, соответствующие циклам изменения уровня моря (Ю.В.Шипелькевич, В.В.Куделькин, В.Ф.Кругляк, 1997). Песчаники, входящие в структуру аналогичных «фанов» на шельфе Аляски, имеют очень высокие коллекторские свойства.

Сложившееся на Чукотском шельфе сочетание относительно плотной и высококачественной сейсмической съемки, наличие данных по потенциальным полям, использование здесь новых принципиальных подходов к интерпретации региональных сейсмических данных, а также близость этого района к хорошо изученным, в том числе и бурением, шельфу США, позволило выделить структуры

осадочного чехла, включая его нижние, наиболее перспективные, комплексы, оценить возраст и состав слагающих его слоев, проследить эволюцию его во времени и пространстве, что в результате позволило поставить осадочные бассейны Российской части Чукотского шельфа в один ряд с крупнейшими нефтегазоносными структурами шельфа Аляски.

Краткий обзор существующих геологических моделей осадочного чехла Арктических шельфов показывает, что, несмотря на весьма различный уровень изученности и сведений о строении и эволюции отдельных его седиментационных бассейнов, сохраняется общность проблем по дальнейшему совершенствованию их геологических моделей.

Среди этих проблем важнейшими являются:

- «расшифровка» строения самых низов осадочного чехла, выделение и картирование его подошвы – акустического фундамента, которые не всегда удастся решить традиционными приемами корреляции ОГ. Именно решение этих проблем определяет обоснованность тектонического районирования, оценки мощности осадочной оболочки, выделения седиментационных бассейнов и крупных структурных элементов;
- прогнозирование возраста основных осадочных комплексов, их структурного взаимоотношения, вещественного состава при полном или частичном отсутствии привязки сейсмических наблюдений к разрезам скважин;
- поэтапное восстановление структурной и вещественной эволюции седиментационных бассейнов, прогнозирование обстановок седиментации;
- комплексное использование всей геолого-геофизической информации для выделения зон регионального нефте- и газонакопления и оценки нефтегазового потенциала.

Последние обобщающие работы научного характера (Э.В.Шипилов, Г.А.Тарасов, 1998) не дают основания предполагать, что в решении этих проблем, в частности для БКР, есть существенные продвижения. Очевидно, что решение подавляющего большинства их на шельфе является прерогативой сейсморазведки. Однако в последние годы по объективным обстоятельствам резко снизился объем сейсмических наблюдений и буровых работ на Баренцево-Карском шельфе, и в связи с этим на первый план выдвигаются анализ и обобщение уже существующих данных.

Предыдущие обобщающие работы, основанные на сейсмике и бурении, которые выполнялись в течение многих лет в основном в производственных организациях (СМНГ, МАГЭ, КТЭ, АМНГР и др.) силами тематических партий уже

внесли свой позитивный вклад в изучение БКШ (Е.Б.Диденко, С.К.Прокудин, А.Н.Симонов, А.С.Самойлович, Л.А.Попова и др. - рукописные источники).

Однако в их организационной и содержательной частях по объективным признакам уже были заложены факторы, сдерживающие и ограничивающие региональный характер исследований:

- Во-первых, для таких работ, в силу ведомственной разобщенности, привлекались данные лишь той организации, где они выполнялись. Поэтому многие участки шельфа, на которых имели свое продолжение структурно-тектонические элементы и которые могли быть ключевыми в реконструкции геологической модели чехла, не рассматривались, что в свою очередь не способствовало созданию целостной модели всего региона.
- Во-вторых, итоговые региональные построения, главным образом структурные карты, часто составлялись путем компиляции уже имеющихся построений (по одноименным ОГ) на локальных участках путем сбивки их изогипс или изопахит. Практика показала, что в ряде случаев при таком подходе, когда интерпретатор не имеет возможности проследить и увязать по площади региональные ОГ в волновом поле, возможны переходы на разные отражения и существенные отклонения от прослеживаемой региональной поверхности несогласия.
- Наконец, традиционная фазовая корреляция ОГ, искусством которой в совершенстве обладали интерпретаторы, картировавшие локальные структуры размерами в поперечном сечении всего несколько десятков км (ловушки УВ), в региональных исследованиях часто приводит к тупиковым ситуациям или к упрощенной, далекой от реальности, модели строения осадочного чехла.

Диссертационная работа в соответствии с целью и задачами, поставленных в ней, является попыткой восполнить существующие пробелы во всех аспектах регионального изучения шельфа. Их особенности характеризуются несколькими основными позициями:

- Собраны, систематизированы по уровню информативности и геологической значимости и проинтерпретированы на единой методологической основе практически все региональные данные МОВ ОГТ, имеющиеся на Арктическом шельфе, вне зависимости от ведомственной принадлежности.
- Разработан ряд специальных способов и приемов интерпретации региональных сейсмических данных, адаптированных к районам со слабой геолого-геофизической изученностью.

- На основе сформированной фактологической и разработанной методической баз, выполнены региональный анализ строения, палеореконокструкций, истории геологического развития и перспектив нефтегазоносности Баренцево-Карского шельфа.

В связи с этим, настоящая работа преследует цели повысить геологическую результативность интерпретации региональных сейсмических данных; расширить спектр геологических задач, решаемых сейсморазведкой при изучении седиментационных бассейнов Арктического шельфа в условиях дефицита здесь геолого-геофизических данных; показать возможности интерпретации региональной сейсморазведки при анализе нефтегазоносных бассейнов Баренцево-Карского шельфа, а также предложить, на основе проведенного анализа седиментационных бассейнов, приоритетные направления поисковых геолого-разведочных работ, в том числе расположение и параметры сети сейсмической съемки.

Глава 2. Методика интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ

§1. Проблемы интерпретации данных МОВ ОГТ при региональных исследованиях Арктического шельфа в условиях дефицита геолого-геофизической информации

При региональных исследованиях шельфа, этап которых в Западной Арктике еще не закончен, а в Восточной, по сути дела, только начат, стоят задачи определения главных параметров осадочного чехла - его суммарной мощности, морфоструктуры крупных элементов, возраста слагающих его отложений и их лито-фациального состава. Результаты, полученные по этим позициям, ложатся в основу представлений как о геологии Арктической континентальной окраины в целом, в том числе и о более глубоких слоях ее литосферы, так и о распределении здесь углеводородного потенциала. Кроме того, та совокупность представлений о геологическом строении, которая сформирована на региональном этапе будет определять и последующие стратегию и тактику освоения Арктического шельфа России. Решение упомянутых задач с помощью сейсморазведки традиционно подразумевает последовательное выполнение нескольких основных процедур:

- выделение и прослеживание на сейсмических разрезах региональных несогласий в осадочном чехле, включая акустический фундамент, которые по определению имеют хроностратиграфическое значение, и их датировка;
- увязка и картирование этих поверхностей в пространстве;
- выделение квазисинхронных седиментационных комплексов (КССК), ограниченных в кровле и подошве поверхностным несогласием и изучение мощности отложений этих комплексов;
- анализ сейсмофаций и определение преимущественной лито-фациальной зональности в пределах каждого комплекса.

При этом имеется в виду, что такие параметры, как возраст несогласий и лито-фациальный состав отложений должны быть "заверены" в разрезах скважин опорно-параметрического бурения. На практике же большинство из этих позиций оказываются весьма трудно выполнимыми по нескольким причинам.

Первая группа причин сопряжена с определением возраста и состава отложений. Так при работах на континентальном шельфе Арктики исследователи сталкиваются с почти полным отсутствием (Восточный сектор) или существенной ограниченностью (Западный сектор) прямых геологических наблюдений, главным образом, и в скважинах. В этой ситуации при геологической интерпретации разрезов и датировке отражающих горизонтов (ОГ) наиболее часто доминирует субъективная

составляющая, существование которой навязано исследователю уже сложившимися в регионе представлениями о геологическом строении.

Как правило, эти представления базируются на вполне конкретных геологических наблюдениях, включая и скважинные, проведенные на береговой и островной суше. Однако прямой перенос этих наблюдений на осадочный чехол шельфов неизбежно приводит к противоречиям по следующим причинам. Во-первых, наземные наблюдения не имеют непосредственной увязки с морскими сейсмическими данными, а, следовательно, и волновые характеристики наземных разрезов не могут быть транслированы на шельф. Во-вторых, они располагаются в существенно иных, по определению, структурно-тектонических условиях, присущих континентальному обрамлению окраинно-материковых шельфовых бассейнов, где часто развиты различные формы складчатости и, как правило, отсутствует или размыта значительная часть чехла, а его оставшаяся доля залегает в иных, чем на шельфе, фациях. Напротив, в шельфовой зоне доминируют осадочные бассейны с мощным и более молодым осадочным чехлом, формирование которых контролировалось процессом океанообразования.

На примере наиболее изученного Баренцевоморского шельфа легко убедиться в существенном различии возрастных, структурно-тектонических и фациальных характеристик осадочного чехла шельфа и его континентального обрамления (Баренцевская плита, 1985). Из всех Арктических шельфов, пожалуй, только Южно-Карский является непосредственным подводным продолжением структуры континента - Западно-Сибирской плиты, поскольку был «экранирован» от воздействия океанического тектогенеза барьером, составленным из Пайхой-Новоземельской гряды и Северо-Сибирского порога.

Решение задач определения строения осадочного чехла затрудняют причины другого рода. Они вызваны большими трудностями в выделении, прослеживании, а главное, идентификации региональных несогласий (включая АФ) и одноименных региональных ОГ на разобщенных пространствах шельфа, которые и являются основой для структурного районирования. Часто эти трудности возникают на фоне весьма разреженного грида наблюдений, как это происходит на севере Баренцевского шельфа, на Восточно-Сибирском шельфе, а также неудовлетворительного качества сейсмических данных, снижение которого обусловлено как сложными ледовыми условиями, так и сейсмогеологическими факторами.

На этот слой проблем накладывается еще и часто встречающийся подход к интерпретации (корреляции), при котором не учитываются геологическая природа, ранг ОГ и характер их проявления на сейсмических разрезах.

Известно, что физической базой формирования полезного волнового поля является наличие в среде границ с резкими изменениями акустической жесткости (А.Г.Авербух, 1982). Однако, как показывает личный опыт и практика интерпретационной работы, основанные, в том числе, и на моделировании волновых процессов (Е.Ф.Безматерных и др., 1987), по характеру проявления на временных разрезах ОГ можно разделить на три группы, которые помимо разных волновых свойств могут иметь и разную геологическую природу. Ниже будет показано, что ответственными за их образование являются геологические события разной значимости и масштабности. Первая группа, наиболее многочисленная в волновом поле, это *локальные регулярные волны*, вызванные латеральной изменчивостью акустических свойств пород в пределах небольших участков. Их роль при выполнении сейсмостратиграфического и, в особенности, сейсмофациального анализов очень велика. В большинстве случаев они являются основными носителями информации о локальных обстановках осадконакопления, тонких литолого-фациальных переходах и, что наиболее важно, часто могут быть индикаторами скрытых несогласий.

Однако коррелируемость их по площади и распознаваемость на различных участках не велика, а датировка возможна лишь при их непосредственном контакте с разрезом скважин.

Другая группа волн – *протяженные неопорные волны*. Они также не устойчивы при прослеживании и не образуют региональных сейсмических горизонтов. Практически всегда они совпадают с резкими литологическими границами – карбонаты-глины, глины-песчаники, или с плотностными неоднородностями (границами), например, слои более плотных глин в преимущественно глинистой толще. При исчезновении в разрезе такой контрастной литологической границы отражения теряют всю интенсивность и становятся соизмеримыми с уровнем нерегулярного шума.

Третья группа волн – важная при региональных исследованиях – *протяженные опорные волны*. Отраженные волны этой группы формируются интервалами разреза, отличающимися стабильностью или закономерной горизонтальной зональностью акустических свойств, обусловленной региональными или глобальными геологическими процессами, протекавшими на значительной площади.

Сейсмостратиграфическое значение волн этой группы заключается в том, что они фиксируют существенные изменения в характере осадконакопления, сопровождавшиеся, как правило, его перерывами, причем формирование их зачастую не связано с существенными изменениями литологии. В большинстве

случаев они являются границами сейсмостратиграфических комплексов и разделяющими этапы эволюции бассейна осадконакопления.

Однако из практики интерпретационных работ известно, что не все даже крупные региональные несогласия представлены по объективным причинам надежными ОГ, а в ряде случаев ОГ на поверхности несогласия просто не формируются. Сами же эти поверхности представляют собой на временных разрезах границу смены типа сейсмической записи. Типичный пример такой ситуации показан на рис.6. Неучет этого обстоятельства ошибочно позволяет включать интервал отсутствия ОГ в область АФ, что, в свою очередь, искажает как оценки мощности осадочного чехла в целом, так и морфологию его отдельных элементов. Если в этой ситуации интерпретация сейсмических разрезов целиком построена на использовании традиционной фазовой корреляции ОГ, неизбежно будут возникать ошибки в идентификации ОГ и определении границ седиментационных комплексов, а в итоге и в определении строения главных элементов чехла. Действительно, мы видим, что результаты существующих вариантов определения возрастных и морфоструктурных параметров осадочного чехла в слабоизученных районах шельфа, не обеспеченных по тем или иным причинам надежно обоснованной интерпретацией сейсмических данных, вызывают оживленные дискуссии и разночтения, что наиболее заметно при обсуждении геологического строения моря Лаптевых.

В разные годы и разными исследователями здесь выделены, датированы и поставлены в один смысловой и интерпретационный ряд многочисленные ОГ, имеющие по сути дела разный ранг и геологическую природу (Н.М.Иванова, С.С.Секретов, 1989). Между тем, датировка таких относительно локальных ОГ, как и в целом их геологическое истолкование, оправданы лишь при детальном исследовании, выполненных по системе замкнутых полигонов, и при этом характеристики этих ОГ, в том числе и акустические, заверены в разрезах скважин. При отсутствии такой возможности на Лаптевоморском шельфе сформировалось три или более вариантов индексации и датировки отдельных ОГ, а, следовательно, и основного объема осадочного чехла, которые по отдельным комплексам разнятся на целые геологические эры (Н.М.Иванова, С.Б.Секретов, 1989; С.С.Драчев, 1999).

Кроме того, в этом регионе существуют большие проблемы с определением морфологии нижних слоев осадочного чехла, что в целом приводит к неоднозначным оценкам глубинной тектоники, эволюции региона и в итоге его углеводородного потенциала.

Схожие проблемы при изучении осадочного чехла возникают и на Баренцево-Карском шельфе, в особенности в слабоизученных северном и северо-восточном его

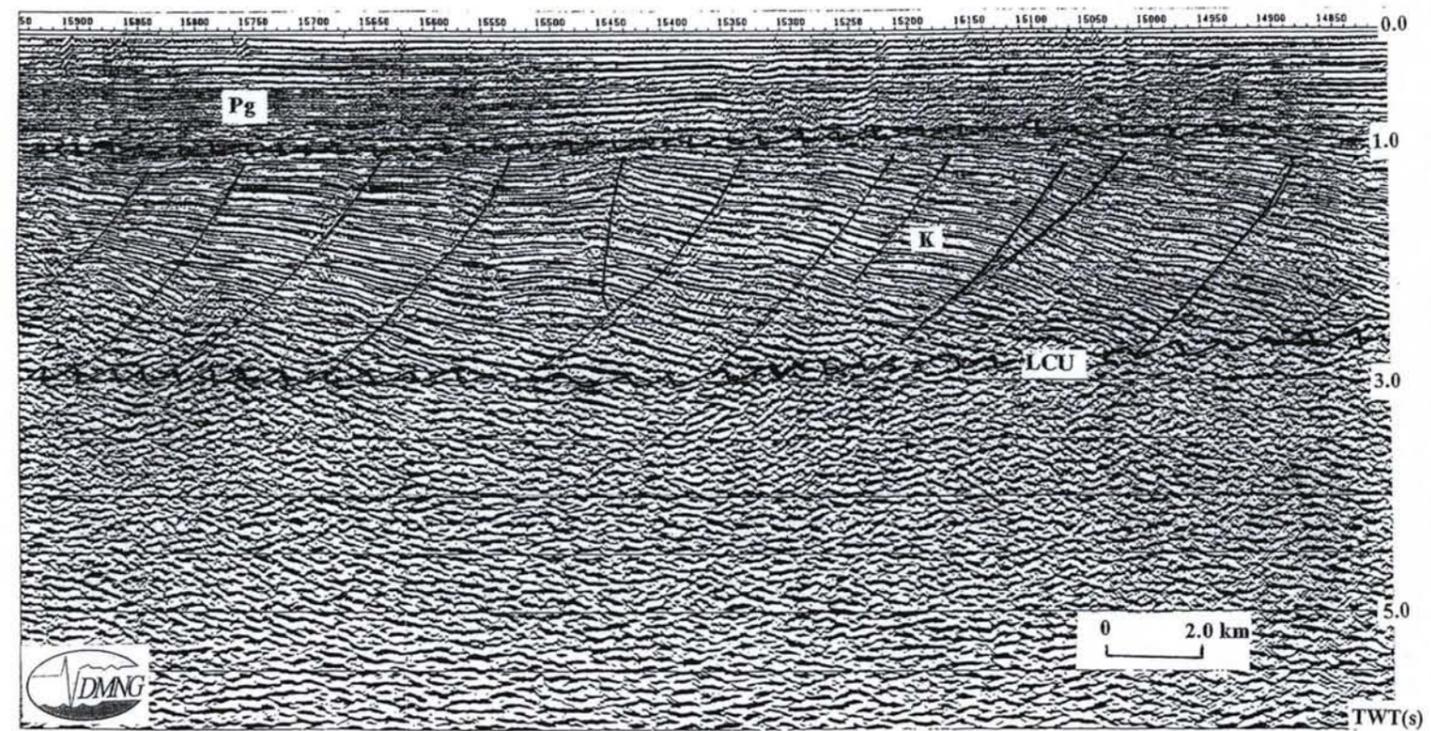


Рис.6. Фрагмент сейсмического разреза по Восточно-Сибирскому шельфу (пример выделения региональных несогласий в условиях отсутствия ОГ)

секторах. В ближайшем будущем они неизбежно возникнут и на восточных шельфах Арктики, исследование которых еще только начинается.

Причины обсуждаемых существенных расхождений при определении основных параметров осадочного чехла кроются в отсутствии единого системного подхода к анализу волнового поля сейсмических разрезов и к его геологическому истолкованию.

Принципиальное положение одного из таких подходов, предлагаемых здесь, состоит в том, что сейсмический канал информации является самостоятельным источником сведений о геологическом строении осадочного чехла (Н.Я.Кунин, 1989; Н.Я.Кунин, 1990). Наша задача - найти способы и методику извлечения этой информации из сейсмической записи, а затем, сверяя ее с существующими геологическими данными в скважинах и обнажениях, вернуться к переосмыслению первых результатов интерпретации, а далее, двигаясь в таком интерактивном режиме, сформировать модель геологического строения.

§2. Способ интерпретации, основанный на анализе структурных стилей

Важнейшей информацией для региональных исследований, запечатленной на сейсмических разрезах, являются события геологического прошлого: глобального, регионального и локального масштабов. В качестве примеров можно привести геологические события по мере снижения их масштабности: глобальное изменение уровня моря (ОИУМ), тектонические движения с образованием в осадочном чехле характерных структур (например, сжатия и растяжения), резкое увеличение объема и интенсивности твердого стока, вызвавшие формирование клиноформных седиментационных тел, возникновение сейсмодислокаций, вызванных палеоземлетрясениями, и ряд других.

В сейсмической записи события проявляются многочисленными признаками: своеобразными структурными взаимоотношениями геологических слоев, особенностями региональных несогласий и контактов различных толщ, волновыми характеристиками сейсмической записи и др., что в совокупности создает некий сейсмический образ, отождествляемый с определенными структурно-фациальными обстановками, называемый структурным стилем (СС) (A.W.Baily, 1989). Поскольку различные СС имеют более широкий набор разнообразных и достаточно хорошо распознаваемых признаков, чем волновые свойства отдельного горизонта, то соответственно и интерпретация, основанная на анализе СС, более устойчива к различным факторам, затрудняющим выделение и прослеживание как ОГ, так и одноименных седиментационных комплексов. Исследуемые геологические элементы становятся легко опознаваемыми, даже если их разделяют значительные

по размерам области отсутствия, по разным причинам, сейсмических данных или их неудовлетворительного качества.

Другая проблема, которую помогает решать анализ СС, - это датировка осадочного разреза. Поскольку с позиций геологического времени большинство из событий имеет одномоментный характер, каждое из них можно принять в качестве квазисинхронного и использовать для датировки соответствующего ему СС. Даже в том случае, если абсолютный возраст такого события однозначно не определяется, оно может использоваться в качестве относительного возрастного репера. Однако в большинстве случаев глобальные геологические события в истории Земли определены и классифицированы. Так, например, циклы глобальных относительных изменений уровня моря (ОИУМ) изучены и фаунистически датированы во многих районах мира и сведены в известную кривую Вейла. Довольно высокая сходимость ее данных по мезозою на востоке Арктики с разрезами скважин, пробуренных на шельфе Аляски, а на западе - с несогласиями, выявленными на Баренцевском и Норвежском шельфах (А.Ю.Юнов, 1993), делает ее практически реализуемой для окраинно-материковых бассейнов Арктической континентальной окраины (АКО).

Известно, что циклы ОИУМ приводят к формированию в разрезе поверхностей несогласия, которые имеют рубежный смысл при формировании чехла и являются границами крупных седиментационных комплексов. В первой, регрессивной, фазе цикла, которая происходит практически мгновенно, образуется поверхность размыва с видимым на разрезах, а иногда скрытым, угловым и стратиграфическим несогласием. Последующая трансгрессия, продолжительность которой обычно составляет 3-5 млн. лет (А.Е.Шлезингер, 1998), как правило, позволяет сформироваться глинистым отложениям, перекрывающим и как бы "маркирующим" это несогласие. Мощность глинистых отложений, а стало быть, и амплитудная выразительность ОГ, в общем случае зависит от длительности трансгрессивной фазы и акустической контрастности слоев (в общем случае степени их глинистости), сформировавшихся в этот период. Сочетание различных вариаций как длительности этих двух фаз ОИУМ, так и контрастности слоев, определяет облик ОГ в целом и отдельные его волновые характеристики, которые участвуют в формировании специфического СС этого события. Так, например, слабо выраженная трансгрессивная фаза приводит, даже при наличии поверхности несогласия, к отсутствию амплитудной выразительности ОГ, а иногда, как это наблюдается в регионе в случае предъюрского размыва и формирования ОГ - Б (T_3), к его полному исчезновению. И, напротив, доминирование в цикле длительной трансгрессии сформировало сейсмический репер В (J_3), но при этом почти не дало повода к выявлению здесь углового несогласия. Если удастся определить СС регионального несогласия, или еще лучше сочетания нескольких несогласий, установленных в

разрезах скважин, пусть даже весьма удаленных от исследуемого района, появляется возможность трассировать его на значительные пространства шельфа и, таким образом, датировать крупные комплексы в осадочном чехле на всем Арктическом шельфе.

Структурные стили, созданные более низкими по рангу региональными событиями, помогают идентифицировать одноименные ОГ в пределах осадочных бассейнов, дают представление о строении, эволюции и обстановках седиментации в отдельных седиментационных бассейнах; а проявления на сейсмических разрезах локальных событий позволяют выделять седиментационные тела (дельты, рифы, русла), дополняющие картину строения и формирования чехла, в том числе, и его лито-фациальные характеристики.

Способ интерпретации, основанный на анализе СС, показал свою эффективность во всех регионах арктического шельфа (Ю.В.Шипелькевич, 1998; Ю.В.Шипелькевич, 2000).

Покажем на конкретных примерах возможности этой методики интерпретации и для *Восточно-Арктических шельфов (ВАШ)* и *Баренцево-Карского шельфа (БКШ)*.

Изученность ВАШ геолого-геофизическими методами весьма низкая. Наиболее достоверные сведения о строении осадочного чехла ВАШ получены в результате бурения нескольких скважин на шельфе Аляски, расположенных примерно в 70-80 км от морской границы Российской Федерации, и выполненной там же высококачественной сейсмической съемки. Некоторые из этих скважин вскрыли осадочный чехол на его полную мощность, и в их разрезах определены возраст осадков и основных несогласий в чехле, а также их преимущественный литологический состав (Warren and others, 1995; K.W.Sherwood (ed.), 1998). Данные разрезов этих скважин увязаны с сейсмическими наблюдениями на шельфе, в том числе и с расположенными в непосредственной близости от них российскими сейсмическими данными, полученными на шельфе Чукотского моря.

Как показывает совместное рассмотрение этих данных, в разрезах скважин и на сейсмических разрезах выделяются несколько региональных несогласий (рис.7). В низах осадочного чехла наиболее ярко проявлено нижнемеловое стратиграфическое и угловое несогласие Lower Cretaceous Unconformity (LCU), возраст которого в разрезе скважины составляет 128 млн.лет. На шкале Вейла этому же времени (125 млн.лет) соответствует глобальное событие - начало цикла ОИУМ. На сейсмических разрезах мы видим результаты этого события, представленного в разрезах скважин региональными несогласиями, а в волновом поле своеобразной волновой картиной, которая характеризуется рядом особенностей. Ей присущи характерные черты эрозионной поверхности, которая с угловым несогласием

ЭВСТАТИЧЕСКАЯ КРИВАЯ ВЕЙЛА

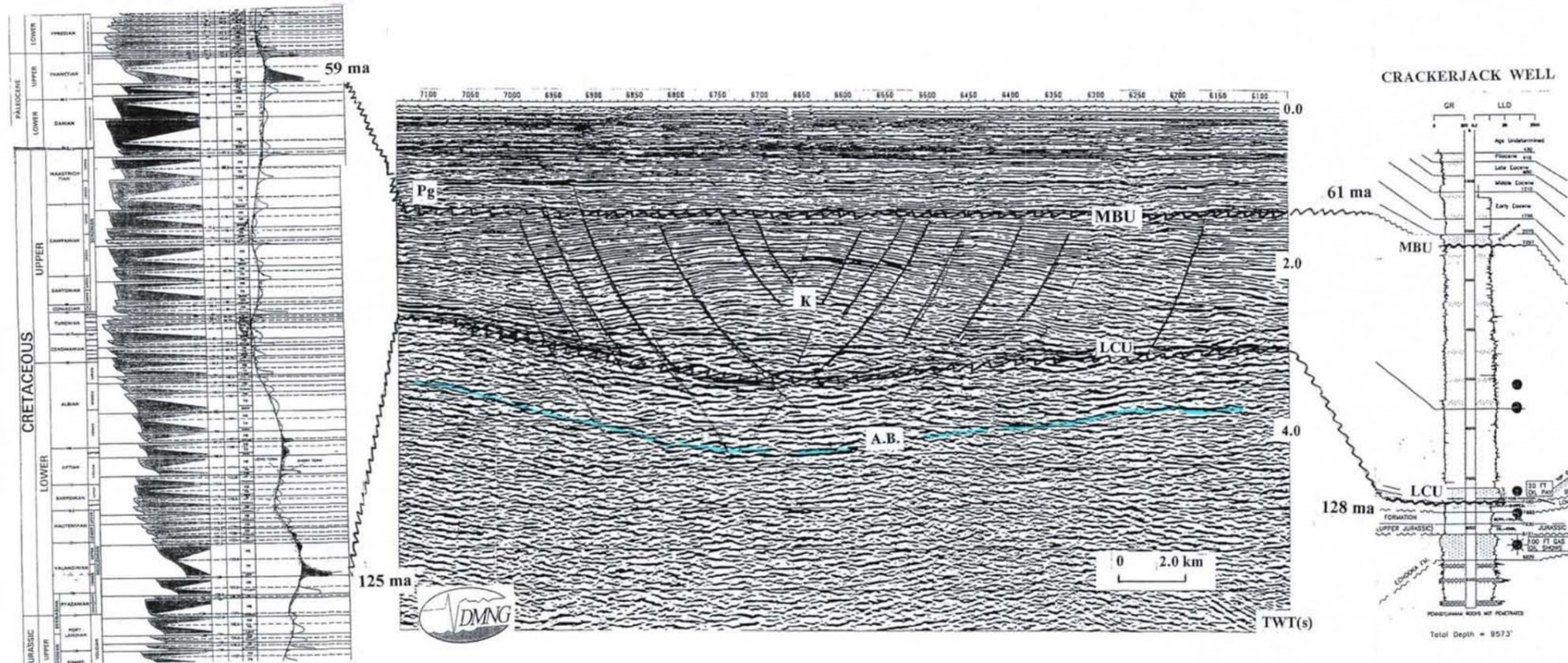


Рис.7. Структурный стиль меловой толщи на Чукотском шельфе и возрастная привязка его региональных несогласий.

перекрывает нижележащие слои, а слои, залегающие выше LCU в меловой толще, с еще более ярко выраженным угловым несогласием контактируют с ней.

Подобная волновая картина определяет главную отличительную особенность этого несогласия, которая состоит в том, что оно является границей двух, совершенно различных по своему строению и вещественному составу, геологических толщ. Нижняя элесмирская толща - более консолидирована и содержит в своей верхней части плотные слои пермско-триасового песчаника, иногда массивного; а в ее нижней палеозойской части залегают карбонаты. На сейсмических разрезах она проявляется субпараллельными прерывистыми в целом непротяженными отражениями. Напротив, меловая толща, названная здесь нижнебрукинской, в скважинах определена как преимущественно глинистая. На разрезах она выделяется как тонкослоистая, смятая в пологие, холмообразные складки толща, нарушенная при этом многочисленными малоамплитудными, бескорневыми сбросами.

На значительной части шельфа обсуждаемое несогласие представлено двух-трех, а иногда и более многофазными ОГ, но даже в тех сложных для корреляции участках, где традиционный ОГ отсутствует, отмеченная выше особенность позволяет выделять здесь LCU как контакт двух различных толщ. Таким образом, это несогласие и стоящее за ним глобальное событие образуют *первую составляющую* СС меловых отложений на ВАШ.

Второе следующее по времени событие, образующее *другую составляющую* этого СС, произошло после накопления меловой толщи, по-видимому, на рубеже мела и палеогена, и привело к образованию в меловой толще уже упомянутых специфических дискордантных складок, не прослеживающихся выше и ниже по разрезу, которые, к тому же, пронизаны многочисленными бескорневыми нарушениями (рис.7). Часто волновая картина в этой толще напоминает структуры, получившие название "structural trees", которые образуются при горизонтальных подвижках сдвигового или компрессионного типа. По-видимому, поверхность LCU, учитывая консолидированность подстилающей ее толщи, была в этом процессе поверхностью "срыва" или своего рода "зеркалом скольжения". Не углубляясь в возможные причины столь ярко проявившегося в чехле события, отметим, что именно на рубеже мела и кайнозоя (датский век) отмечаются максимальная амплитуда прогибания на месте современной океанической котловины (ОК) и образование линейных систем раздвигов (Геологическое строение СССР, 1984), которые и могли, в той или иной мере, способствовать возникновению компенсационных или сдвиговых деформаций довольно пластичной глинистой толщи мела в соседствующих с ОК шельфовых областях.

И, наконец, третье событие глобального масштаба, запечатленное на временных разрезах (рис.7), сформировавшее *третью составляющую* обсуждаемого СС, связано с еще одним крупным циклом ОИУМ. В скважинах оно датировано поздним палеоценом (61 млн.лет), на шкале Вейла его возраст определяется в 59 млн.лет, а на временных разрезах оно выделяется как классическая поверхность несогласия, срезающая нижележащие складки мелового возраста. Выше этой поверхности, которая на шельфе Аляски имеет индекс Middle Brokian Unconformity (MBU), залегает толща субпараллельных тонкослоистых осадков кайнозоя, не подверженная дислокациям и нарушениям. На шельфе моря Лаптевых, где сейсмические наблюдения близко подходят к Новосибирским островам и материковой суше, это несогласие может отождествляться с выделяемыми в обнажениях в виде мощной коры выветривания (В.А.Виноградов, устное сообщение, 1999).

Подводя некоторый итог совместному рассмотрению скважинных данных, циклов ОИУМ (шкала Вейла) и сейсмического разреза на шельфе Чукотского моря, следует отметить довольно уверенную опознаваемость и сходимость по времени главных геологических событий на всех трех различных информационных каналах и для всех трех составляющих выделенного нами СС, что и объясняет возможность устойчивой идентификации этого СС по площади. Далее на примерах покажем, как проявляется этот СС в других регионах ВАШ, и какие преимущества и возможности дает использование этой методики для решения задач изучения осадочного чехла.

Как уже отмечалось, сейсмические наблюдения на ВАШ весьма неоднородны по своей плотности, технико-методическому уровню и качеству полученных данных. Относительно более изучен как площадными, так и профильными работами шельф моря Лаптевых. На Чукотском шельфе также имеется сеть региональных профилей, выполненных на более современном технико-методическом уровне. На разделяющей эти регионы значительной части шельфа, относящейся к Восточно-Сибирскому морю, проведены лишь единичные профильные работы. Кроме того, естественными барьерами, ограничивающими прослеживание в пределах ВАШ комплексов осадочного чехла, служат ряд крупных поднятий, таких как поднятие Де Лонга, архипелаг Новосибирских островов и др., где мощности осадков в целом существенно сокращены, а меловые отложения значительно редуцированы. Все эти обстоятельства не позволяют выполнить непрерывную корреляцию ОГ, характеризующих осадочный чехол и увязать их со скважинными данными. Однако интерпретация, основанная на подробно рассмотренном выше анализе СС, не требует непрерывных сейсмических наблюдений и дает возможность практически повсеместно на шельфе, где имеются сейсмические разрезы, опознать толщу меловых отложений, заключенных между

нижнемеловым (LCU) и поздне-палеоценовым несогласиями (MBU). На рис.8 приведены фрагменты сейсмических разрезов, расстояние между которыми составляет несколько сотен, а между крайними точками более тысячи километров, но, как видим, глобальный масштаб геологических событий, имевших здесь место, позволяет опознавать их сейсмическое изображение и датировать осадочные комплексы от Аляски до Таймыра. Более того, есть данные, позволяющие считать, что описанный выше СС меловых отложений встречается еще западнее - в Нордкапском прогибе (Lippard S. and others, 1992). По-видимому, из этого ряда наблюдений выпадают лишь меловые отложения Баренцево-Карской плиты, где часть признаков обсуждаемого нами СС, а именно пологие дискордантные складки в меловых отложениях, не выявлены.

Помимо проблемы идентификации и датировки ОГ и седиментационных комплексов на слабоизученных шельфах Арктики существует, как уже отмечалось ранее, проблема картирования несогласий с целью определения главных структурных элементов чехла и последующего структурно-тектонического районирования шельфа. Сложности здесь вызваны довольно частым ухудшением или полным исчезновением картируемых региональных ОГ, возможные причины которого также обсуждались выше. Если при этом упор делается только на фазовую корреляцию ОГ, могут возникнуть определенные искажения, иногда существенные, в оценке рельефа геологических слоев, образующих крупные структурные элементы.

Использование СС позволяет и в этом случае практически непрерывно следить поверхность несогласия, выделяя ее, например, как контакт двух осадочных толщ или осадочной толщи и складчатого основания, имеющих различный сейсмический облик, в том числе и характерные ориентировки мелких и средних отражающих площадок.

Среди многочисленных примеров, иллюстрирующих обсуждаемую ситуацию, приводятся два фрагмента разрезов, показывающих выделение в чехле крупных прогибов (рис.9). Первый из фрагментов (1) пересекает трог Вилькицкого. Поверхность LCU, входящая в уже известный нам СС, отчетливо проявляется в виде ОГ лишь на восточном склоне прогиба. Западный же склон устанавливается лишь по прекращению прослеживания меловых отложений, смятых в дискордантные складки, по типу углового несогласия (Onlap) у поверхности LCU.

Другой фрагмент сейсмического разреза, показанного на рис.9(2), пересекает ранее не выявленный Центрально-Лаптевский трог. Здесь также поверхность нижнемелового несогласия фиксируется лишь как угловое несогласие слоев меловых отложений, смятых в пологие складки, с домеловым комплексом.

Недостаточное время регистрации длины полезной сейсмической записи не позволяет точно установить глубину залегания этой поверхности в наиболее

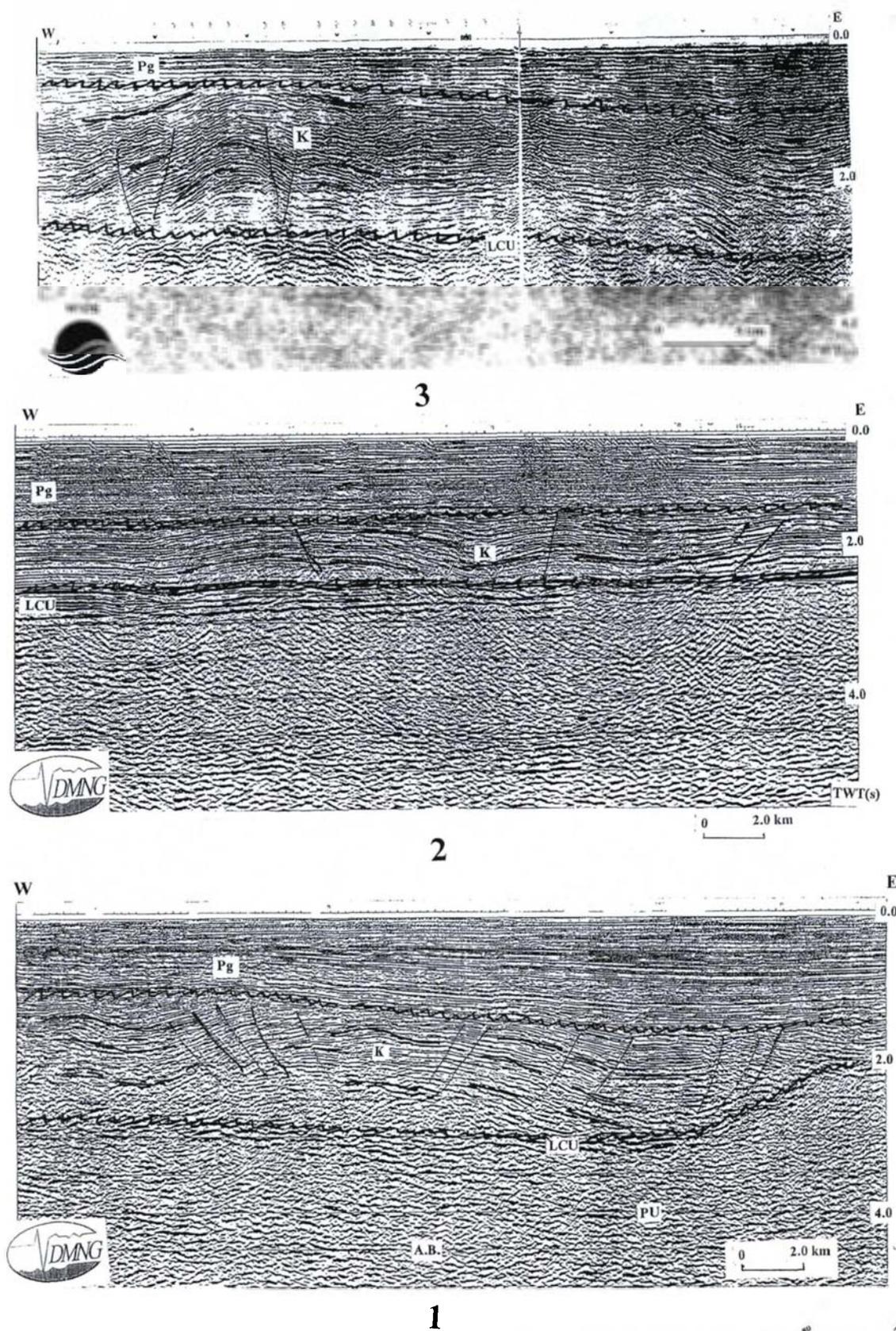


Рис.8. Сопоставление одноименного структурного стиля в различных районах Восточной Арктики

- 1 - Чукотский шельф (пр. SC-90-42)
- 2 - Восточно-Сибирский шельф (пр. ESS-9105)
- 3 - Лаптевский шельф (пр.90800)

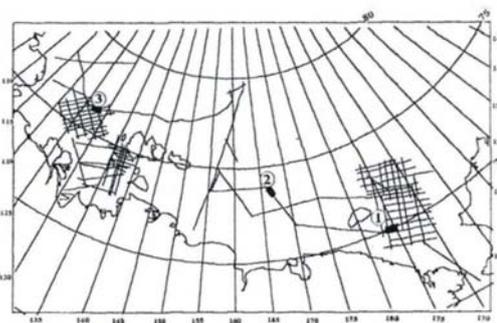


Схема расположения фрагментов разрезов, их номера

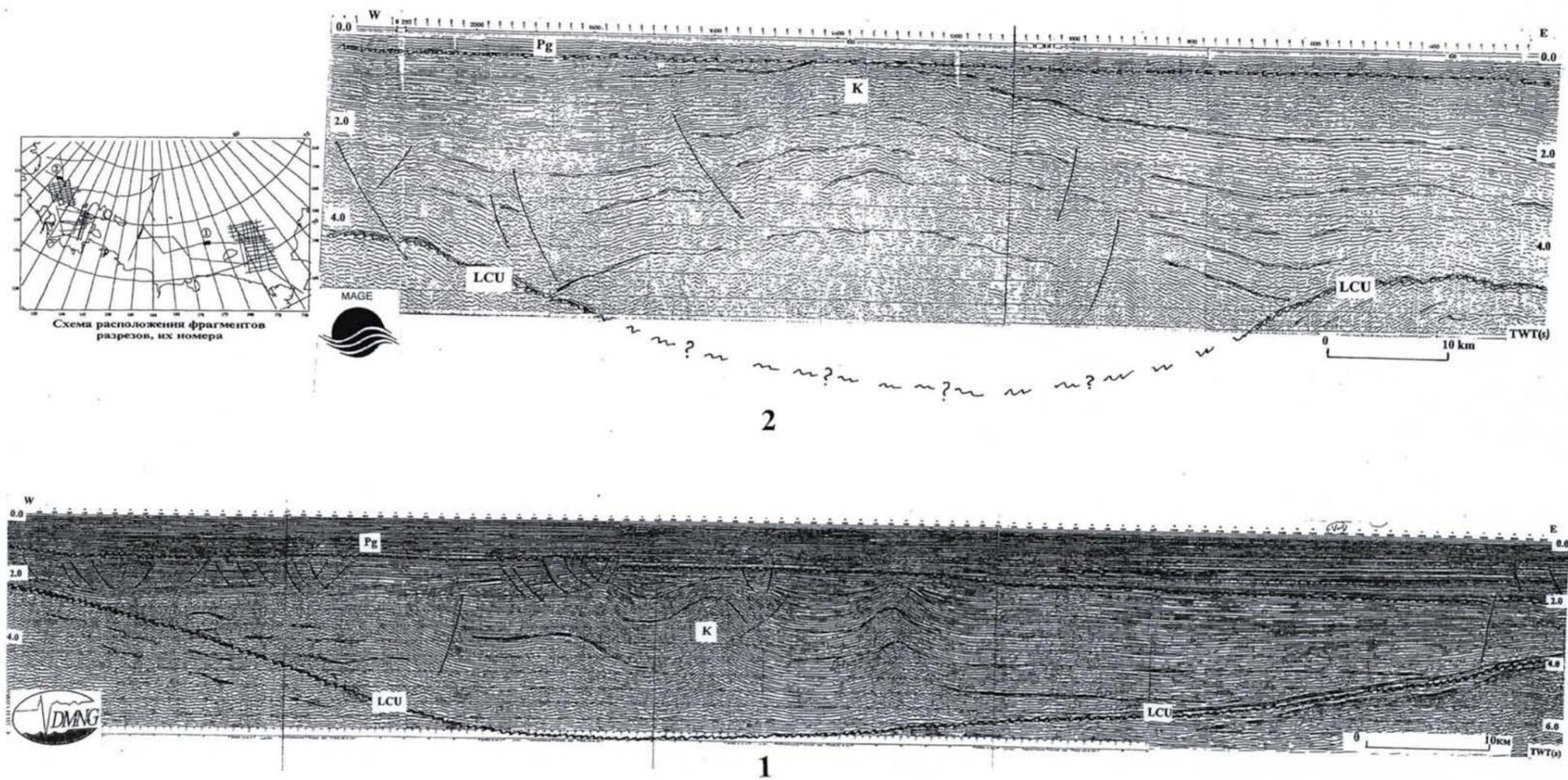


Рис.9. Восточно-Арктический шельф. Примеры крупных прогибов в осадочном чехле, выделение которых основано на анализе структурных стилей. 1 – Трог Велькицкого 2 – Центрально-Лаптевский трог

прогнутой части трога. Здесь ее можно лишь достроить на глубинном разрезе, исходя из углов наклона картируемой поверхности на бортах депрессии. Ранее в меловых отложениях, заполняющих трог, выделялись и датировались в довольно широком диапазоне геологического времени ОГ (VI, V, IV, III, II и др.), имеющие, как видим, локальный характер распространения, а на основе их строения здесь была выделена структура противоположного знака - Центрально-Лаптевское поднятие (Н.М.Иванова, С.Б.Секретов, 1989)

Структурная схема, построенная по поверхности нижнемелового несогласия (рис.10), дает нам представление о распределении главных морфоструктурных элементов, а также суммарной мощности меловых и кайнозойских осадков. В пределах окраинной части шельфа выделяется система трогов (рис.10) (1, 2, 3, 4), закономерно расположенных по обрамлению ОК и обращенных в периокеанический прогиб, который так же, как показывают сейсмические данные, заполнен в основном меловыми осадками.

Практически на всем ВАШ меловые отложения представлены непротяженными, относительно высокочастотными среднеамплитудными отражениями. Обычно подобный тип сейсмofаций соответствует преимущественно глинистой тонкослоистой толще, что и в нашем случае хорошо согласуется с данными разрезов скважин на шельфе Аляски. Отражения, характеризующие внутреннюю структуру этой толщи, не образуют между собой заметных угловых несогласий, а на бортах бассейнов они контактируют с подстилающим субстратом по типу подошвенного налегания (ONLAP). Отмеченные наблюдения позволяют предположить, что накопление меловой толщи происходило в условиях мелководного шельфа при устойчивом компенсированном осадками прогибании дна бассейна седиментации. При этом большие мощности (10-13 км) накопившихся здесь меловых осадков свидетельствуют об очень высоких темпах седиментации.

Помимо анализа меловой толщи, использование методики СС позволило оценить на ВАШ главные параметры вышележащей толщи, а кое-где в его пределах выявить и домеловые комплексы отложений.

Перекрывающая меловые осадки толща в той ее части, которая доступна для изучения средневолновой сейсморазведкой, представлена палеоген-неогеновыми отложениями. Сейсмическое изображение этой части разреза свидетельствует о накоплении здесь на пенепленизированной поверхности параллельно-слоистой толщи, часто имеющей признаки субконтинентального генезиса, что проявляется на временных разрезах речными врезами и долинами. Севернее, на склоне ОК, активное образование которой относится к кайнозою (Геологическое строение СССР..., 1984), фиксируются мощные конусы выноса палеоген-неогенового возраста (рис.11).

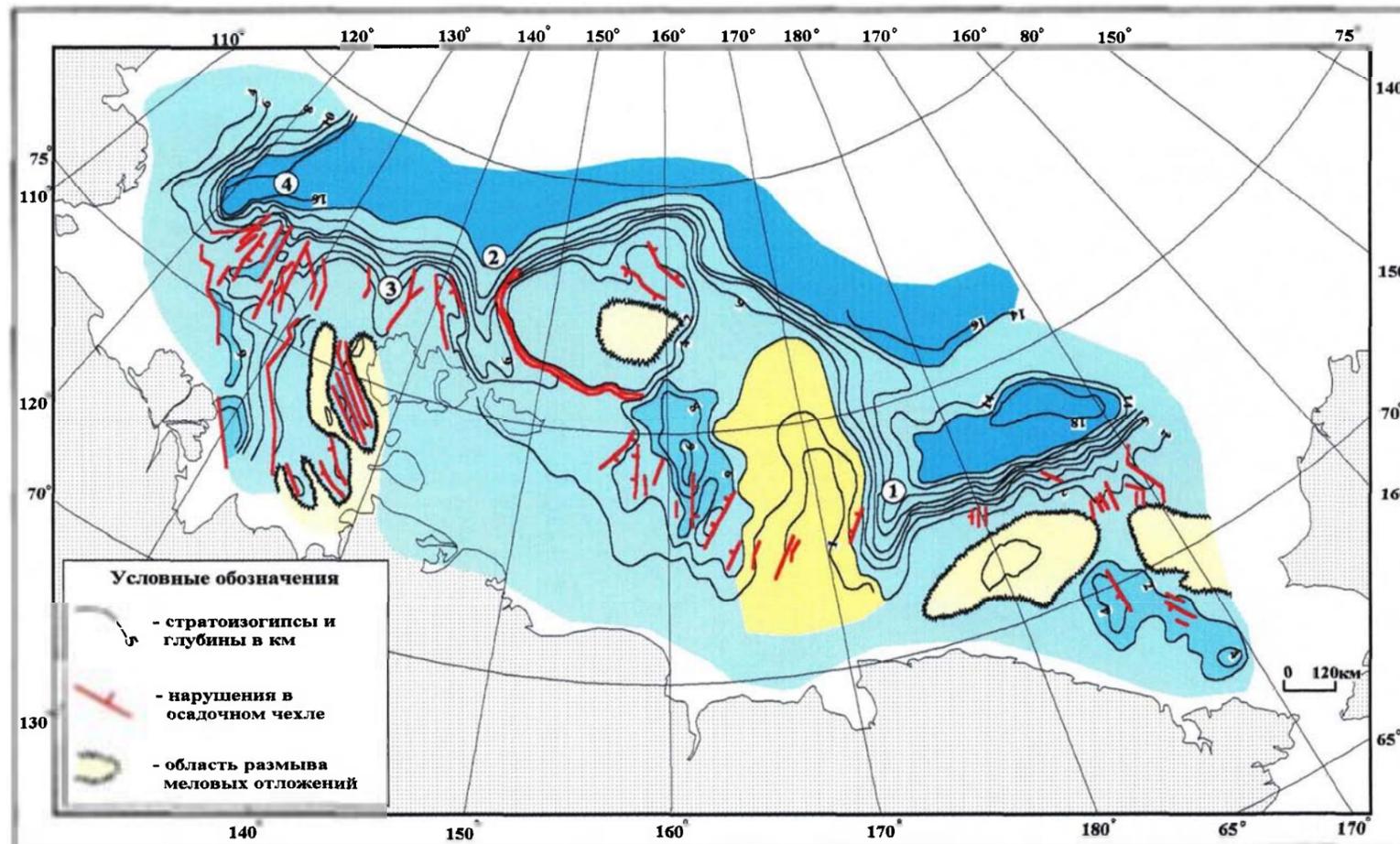


Рис.10. Восточно-Арктический шельф. Структурная схема по региональной поверхности несогласия в нижнем мелу (LCU)

Крупные прогибы: 1 - трог Вилькицкого, 2 - Новосибирский трог, 3 - Анисинский трог, 4 - Центрально-Лаптевский трог.

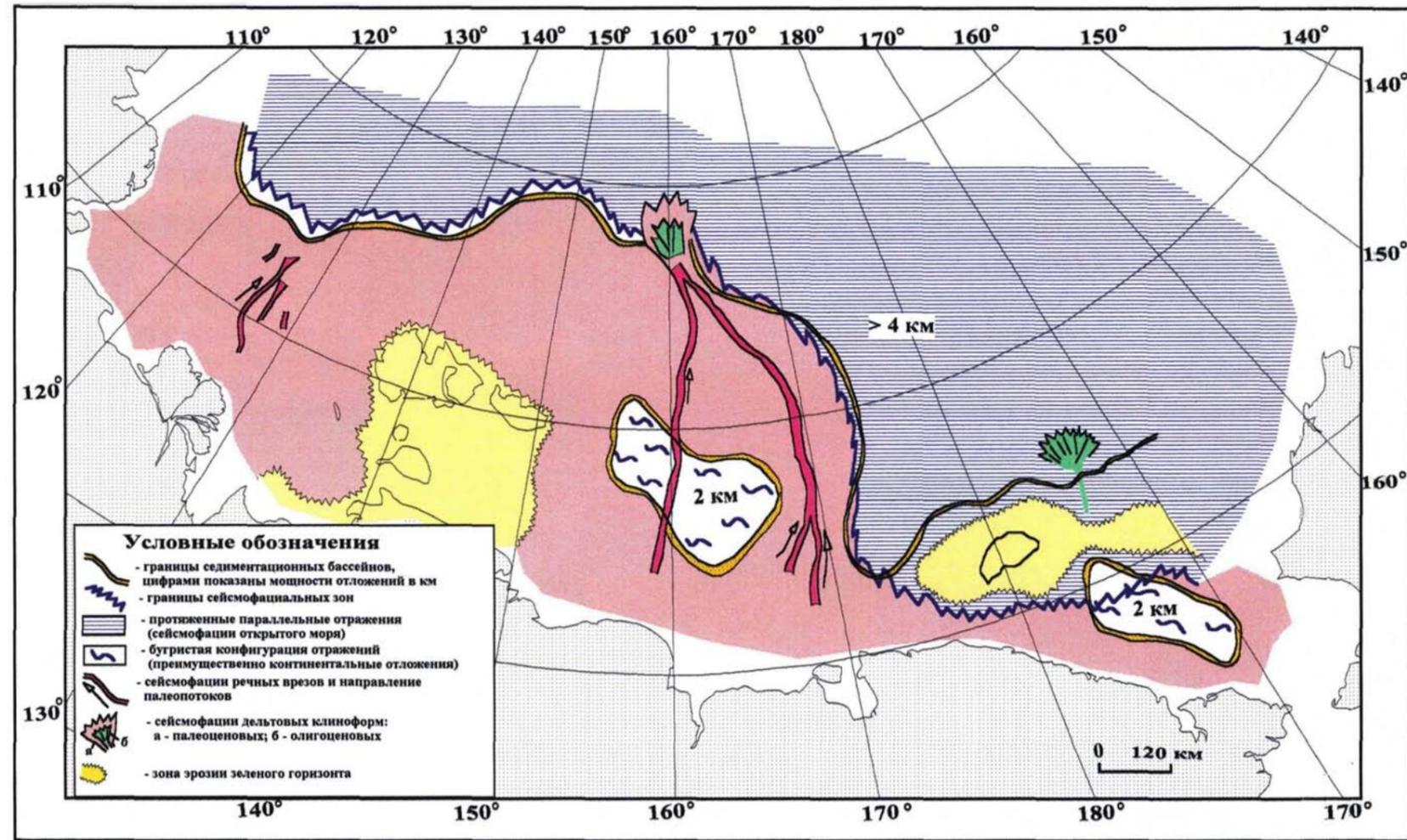


Рис.11. Восточно-Арктический шельф. Палеофациальная схема кайнозойских отложений.

На *Западно-Арктическом шельфе* региональные несогласия, вызванные ОИУМ, в осадочном чехле проявляются на сейсмических разрезах не столь ярко. Возможно, это объясняется относительно меньшей, чем на том же Чукотском шельфе, расчлененностью палеорельефа и как следствие – слабой выраженностью углового несогласия при размыве отложений.

Исключение в этой волновой картине составляет поверхность регионального несогласия в кровле триасовых отложений, вызванная предъюрским размывом (215 млн.лет)*.

Возникший вследствие этого события в ряде районов шельфа эрозионный срез верхнепалеозойских слоев (ОГ I_a) и маркирующий эти несогласия ОГ в кровле триаса, представляют собой СС, который опознается в весьма разобщенных между собой регионах шельфа (рис.12(а и в)) и позволяет идентифицировать эту пару ОГ. Более того, именно этот СС позволяет прогнозировать размыв части палеозойских отложений в триасовое время в Южно-Карской части БКШ (рис.13), что, как будет показано ниже, имеет принципиальное значение для восстановления истории развития региона.

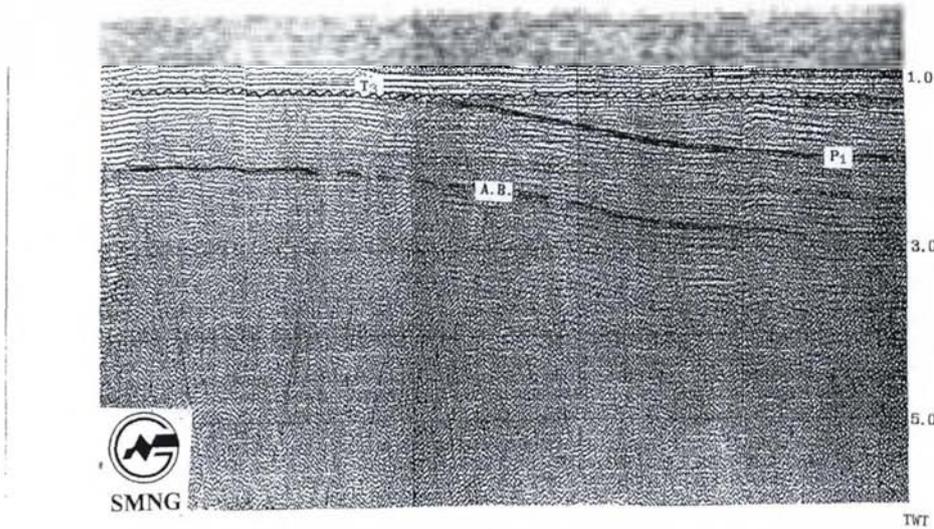
Другое замеченное на сейсмических разрезах несогласие соответствует ОИУМ, происходившему в ладинское время (232 млн.лет) и проявляется также эрозионным срезом позднепалеозойских слоев (ОГ I_a), перекрытым среднетриасовыми слоями (рис.12(б)).

Идентификация и датировка других региональных несогласий, не столь отчетливо проявленных на временных разрезах, но, безусловно, имеющих в осадочном разрезе БКШ, требует поиска иных СС, косвенно свидетельствующих об их наличии. Покажем это на примерах.

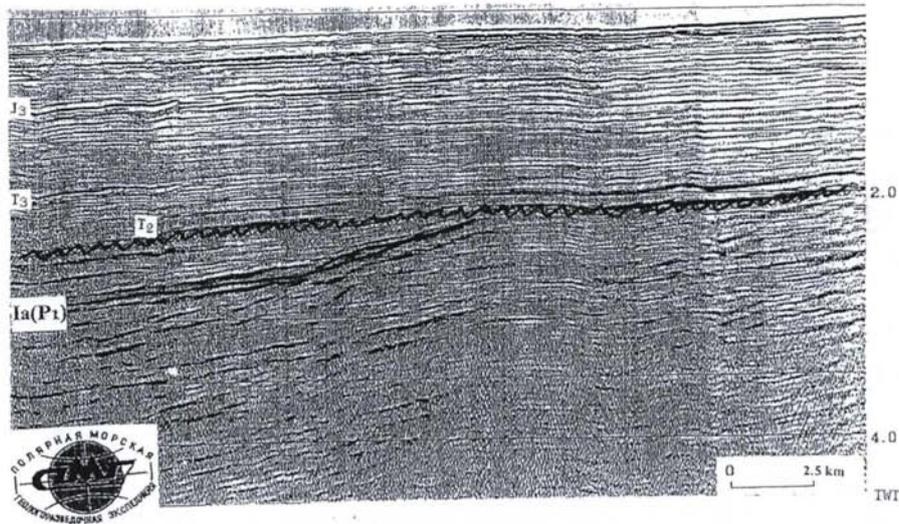
На южном борту ЮБВ в зоне сочленения с Печорской плитой фиксируется парагенез позднепермских клиноформ, налегающих по типу Downlap на уже упомянутый ОГ I_a (P₁). Такой же СС мы видим и на северо-западном борту ЮБВ, примыкающем к своду Федынского (рис.14). Здесь клиноформы налегают на поверхность, представленную очень слабым отражением, которое не превышает по уровню сигнала некогерентный шум и коррелируется только за счет синфазности.

Несмотря на то, что сами клиноформные слои представлены на сейсмических разрезах по нашей квалификации локальными, непротяженными ОГ, причиной их образования, являются процессы, имеющие параглобальное значение. Началом этого события было глобальное понижение уровня моря на рубеже ранней и поздней

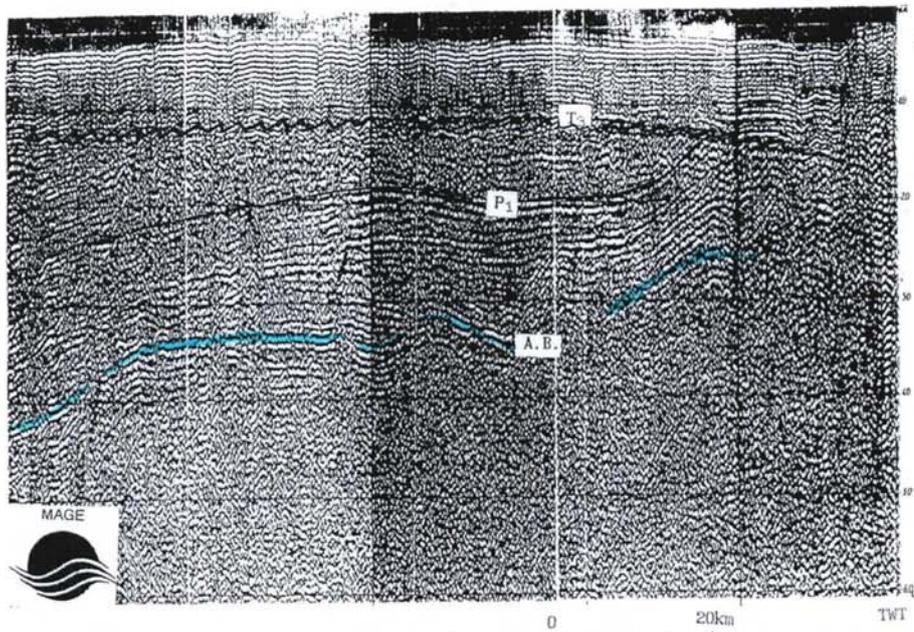
* - Здесь и далее ОГ датируются по шкале Вейла.



а



б



в

**Рис.12. Структурный стиль “эрозионный срез” верхнепалеозойских слоев.
 ОГ - Ia (P₁): а) - Адмиралтейское поднятие; б) - Северо-Карский шельф;
 в) - район северной оконечности Новой Земли.**

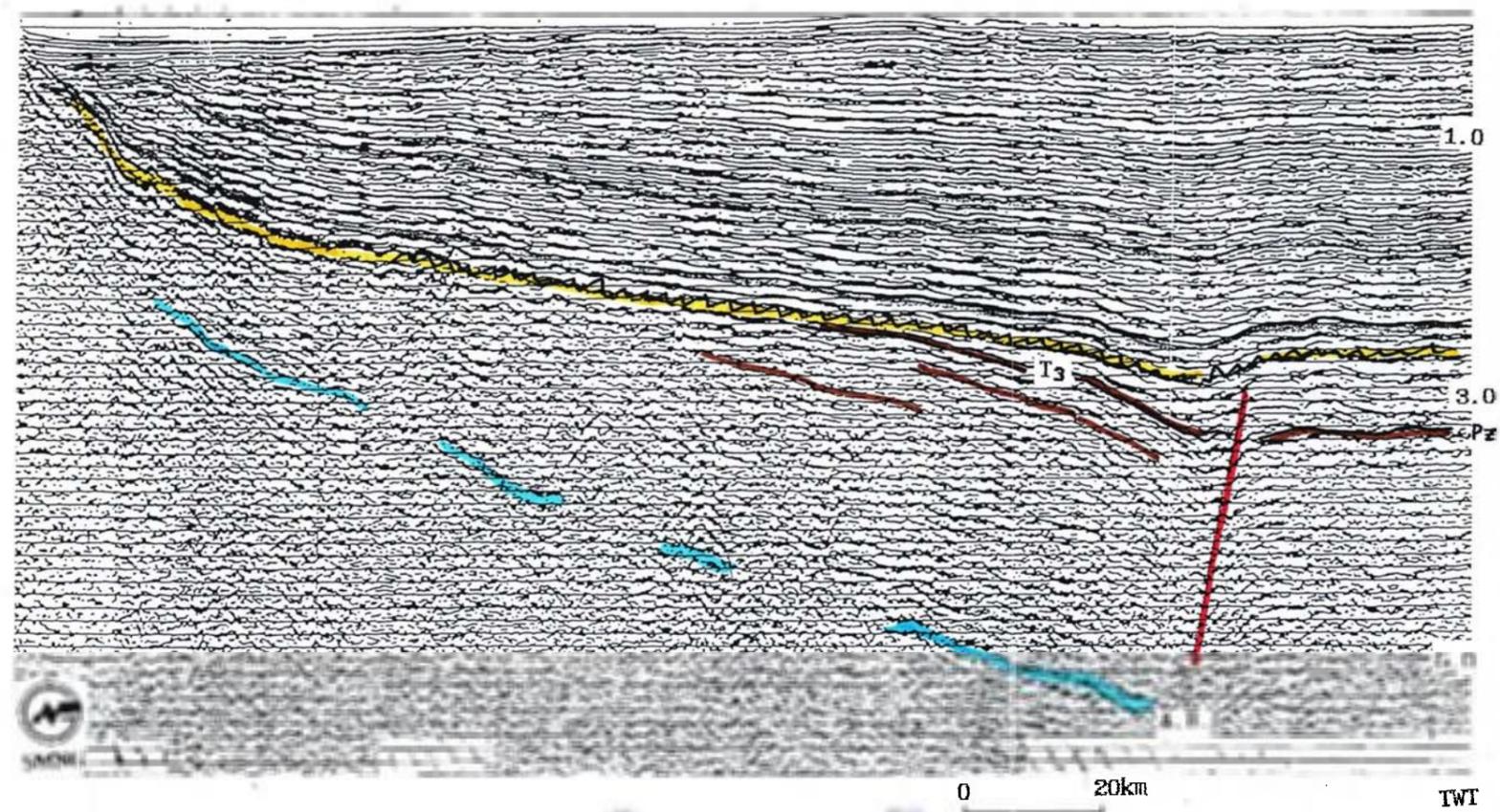
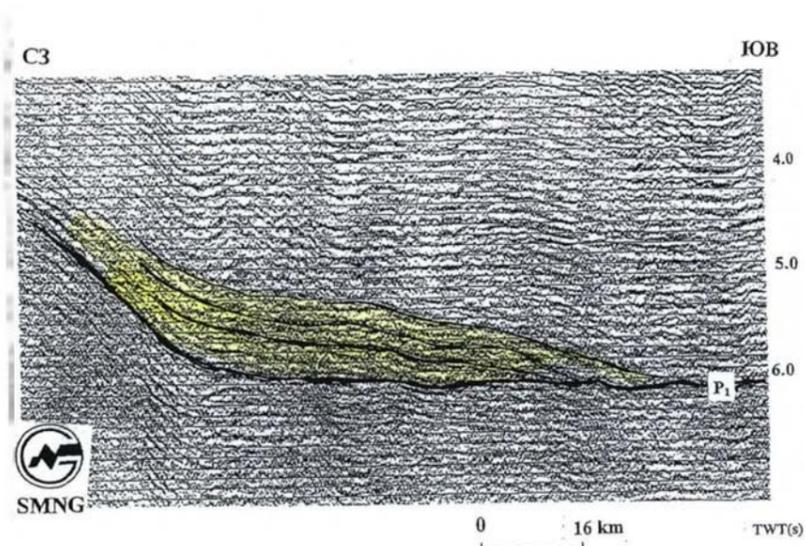
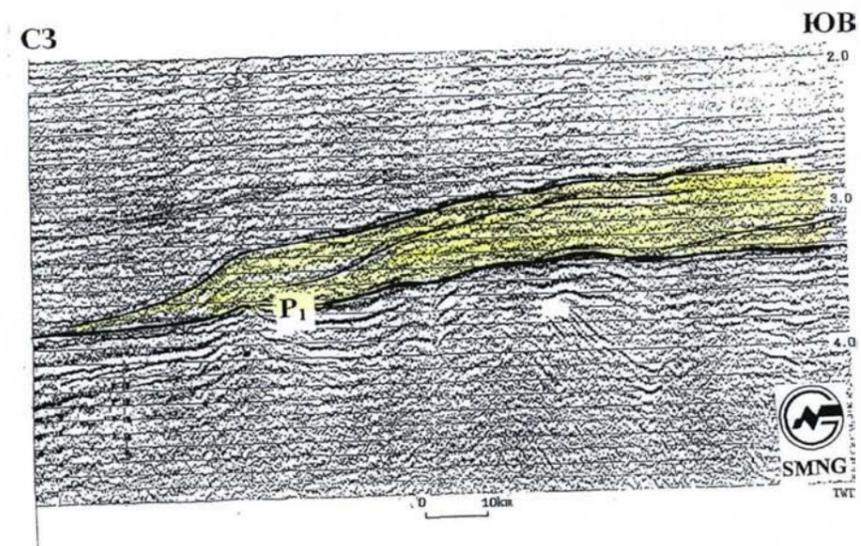


Рис.13. Фрагмент временного разреза по пр.108718 (южная часть Карского шельфа). Виден СС “эрозийный срез палеозойских отложений”.



Свод Федынского



Печорская плита

Рис.14. Пример структурного стиля в ниже-верхнепермских отложениях. Присутствие авандельтовых клиноформ способствует прослеживанию ОГ – I_a(P₁)

перми (260 млн. лет). (А.Ю.Юнов, 1993). В сочетании с ростом Палеоуральских гор и части Центрально-Баренцевских поднятий это вызвало существенное увеличение базиса эрозии палеоречных систем, и как следствие увеличение объема и интенсивности твердого стока. В начале поздней перми этот процесс имел на склонах ЮБВ некомпенсированный характер и запечатлен в осадочной толще в виде клиноформных тел бокового наращивания, которые мы и наблюдаем на сейсмических разрезах.

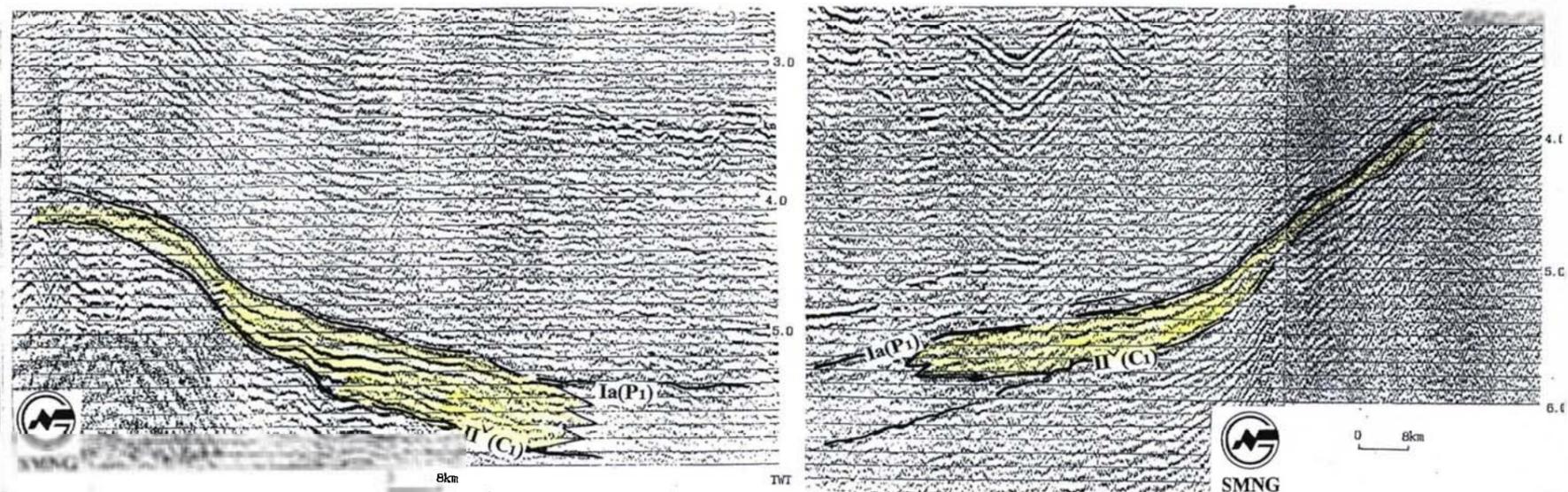
При рассмотрении этого процесса в региональном плане становятся объяснимым его синхронность на довольно обширных пространствах БШ, а, следовательно, и хроностратиграфическая значимость подстилающего их несогласия. Обсуждаемые события привели к формированию СС, состоящего из сочетания двух элементов – клиноформ бокового наращивания и подстилающей их поверхности несогласия (ОГ I_a (P₁)).

Довольно простая идентификация клиноформ этого СС позволяет проследить и поверхность ОГ I_a, на которую они налегают от Печорского моря, где она определена в скважинах, до области Центрально-Баренцевского поднятия (свод Федынского).

На рис.14 показан пример СС в ниже-верхнепермских отложениях. Приведенные фрагменты, расположенные на разных склонах ЮБВ и имеющие одинаковый СС, разделяют несколько сотен километров.

Еще один структурный стиль образован событиями регионального масштаба – нисходящими тектоническими движениями в крупных депрессиях, в частности в ЮБВ, определявшими лито-фациальную зональность верхнепалеозойских отложений. На Печорском шельфе палеозойские ОГ (в частности I_a и II^Y) датированы в скважинах. На северном окончании Печорской плиты они участвуют во флексурном перегибе, который сопровождается расхождением этих двух ОГ в сторону ЮБВ и, кроме того, совпадает со сменой в этом же направлении карбонатного типа сейсмозаписи на терригенный. Этот СС отмечен на юге ЮБВ вдоль ее сочленения с Печорской плитой (рис.15). Тот же СС (флексурный перегиб двух расходящихся ОГ) и смену сейсмофаций мы видим на противоположном, северном, борту ЮБВ в районе Адмиралтейского поднятия (рис.15). Несмотря на то, что расстояние между этими фрагментами разреза составляет более 300 км, совпадение СС дает нам основание идентифицировать эту пару горизонтов как в центре ЮБВ, так и на всем ее обрамлении.

Ранее в разрезе ЮБВ ОГ I_a выделялся лишь в ее прибортовых зонах. Большая область депоцентра этой впадины была зоной отсутствия его уверенной корреляции. Использование приемов интерпретации, основанной на анализе СС, позволило выделить своего рода «маяки», которые позволили выполнить корреляцию слабых



а

б

**Рис.15. Пример структурного стиля в верхнепалеозойских отложениях:
 а) - Печорская плита; б) - Склон Адмиралтейского поднятия.**

палеозойских ОГ не только в глубоко погруженных береговых зонах, но и в слабоизученных и удаленных от морских скважин северных окраинах БКШ.

Результаты практического применения изложенного методического подхода для БКШ приведены в главе 3.

§3. Способ интерпретации, основанный на трехкомпонентном сейсмостратиграфическом анализе сейсмической записи

Проблемы другого рода, отличающиеся от изложенных выше, возникают при необходимости более детального определения, на базе сейсмических данных, литофациальных характеристик осадочных толщ, а также выявления условий и обстановок седиментации, а также прогнозировании преимущественного литофациального состава отложений сравнительно небольшого по мощности интервала разреза, часто составляющего обособленный КССК. Часто необходимость в этом возникает при изучении отложений с уже установленной продуктивностью, как, например, юрского газоносного комплекса на Баренцевоморском шельфе. Несмотря на то, что эти отложения достаточно хорошо изучены в разрезах пробуренных на шельфе скважин, а наличие нескольких, в том числе крупнейших (Штокмановское), скоплений газа делает этот комплекс одним из самых перспективных на всем шельфе, остаются неясными многие вопросы, связанные с условиями формирования этих отложений и закономерностями распределения здесь углеводородного потенциала.

Актуальными, например, являются выяснение регионального распространения основных коллекторских отложений и региональных покровшек, возможность палеоструктурного и палеофациального контроля за распределением основных скоплений УВ и др.

Среди многообразия проблем, с которыми обычно сталкиваются исследователи при сейсмостратиграфической интерпретации, по крайней мере, две являются ключевыми. Первая – это поиск геологически значимых и легко определяемых особенностей волнового поля. Другая проблема состоит в том, чтобы определить геологические факторы (литологические, фациальные или иные), ответственные за формирование эти особенностей.

Унифицировать проявления геологических свойств в особенностях волнового поля «на все случаи жизни», как правило, не удастся. Каждый регион, интервал разреза, а в некоторых случаях и отдельно взятая пачка слоев, имеют свои особенности отображения в волновом сейсмическом поле.

Обычно классическая схема выглядит следующим образом. Выделяются сейсмостратиграфические комплексы (КССК, ССК). Подразумевается, что их кровля

и подошва представлены поверхностями несогласия. На практике ими оказываются более-менее протяженные отражающие горизонты. Далее анализируется внутреннее строение комплекса по ансамблю слабых отражений, особенности которого затем картируются в плане. В разрезе скважин определяется литологический тип пород, «наполняющих» этот комплекс. В итоге получается последовательный набор комплексов, характеризующих этапы и условия формирования осадочного чехла.

Примерно также на Баренцевском шельфе рассматривались и юрско-меловые отложения. Юрские отложения объединялись в один, реже в два комплекса (нижнеюрский и средне-верхнеюрский), скорее по формальному стратиграфическому признаку, чем по реальным особенностям формирования. Нижнемеловые отложения разделены на неокомские (бокового наращивания) и вышележащие - горизонтально слоистые. Подобный подход формирует упрощенное представление о строении и условиях формирования этих толщ.

На самом деле на региональных временных разрезах видно, что устройство этих отложений гораздо сложнее, а видимые особенности многообразнее. Здесь присутствует сообщество отражающих горизонтов, свойства которых, а также характер взаимоотношений между собой, меняются как по латерали, так и в разрезе. В то же время «межгоризонтное» пространство настолько мало (первые сотни мс), что анализ его при существующей разрешающей способности не возможен, следовательно, и расчленение на комплексы не имеет смысла.

Таким образом, для анализа юрских и меловых отложений от нас потребовалось найти не вполне традиционные методические приемы сейсмостратиграфического анализа, адекватные реальному сейсмогеологическому строению этих толщ.

Для этих целей в свое время был разработан и опробован для БКШ способ трехкомпонентного сейсмостратиграфического анализа сейсмической записи, который включает анализ волновых свойств отдельно взятого ОГ, анализ различных вариантов прекращения прослеживания ОГ и изучение мощности отложений, заключенных между ближайшими ОГ. Ключевой в этом способе является *первая компонента* - анализ амплитуды отдельных ОГ. Практика интерпретационных работ показывает, что амплитуда ОГ меняется по латерали в пределах бассейна в довольно широких пределах (Ю.В.Шипелькевич, 1986; Е.Ф.Безматерных, Ю.В.Шипелькевич, В.И.Чухонцев, 1986).

Известно, что ОГ соответствуют границам изменения скорости волн при смене литологического типа пород и, следовательно, имеют геологическую природу (А.Г.Авербух, 1982). При существующих в современной сейсморазведке длинах волн (λ), устойчивому ОГ в юрской толще на БКШ соответствует достаточно большой интервал разреза от 20-25 м до 80-100 м. Однако надо иметь в виду, что

при сокращении мощности акустически контрастной пачки, ее отражающая способность снижается, а при мощности менее $0,1 \lambda$, что составляет примерно 10 м, вероятность возникновения отражений очень низка. Соответственно этим ограничениям, в сейсмофациальный анализ вовлекаются лишь те интервалы разреза, которые удовлетворяют условиям формирования отраженных волн.

Приведем в качестве примера отображение в волновом поле сейсмофаций так называемых «черных глин». Анализируя данные акустического каротажа, мы убедились, что наиболее сильный и протяженный рефлектор в юрских отложениях соответствует именно этой низкоскоростной пачке (сейсмический репер В (J_3), условный индекс R4) (рис.16(б)) (Ю.В.Шипелькевич, 1986). Пластовые скорости в ней понижаются на 400-500 м/с, что создает высокие коэффициенты отражения - от 0.1 до 0.15. Поскольку в существующей практике интерпретации для этого интервала разреза не сложилось единой системы индексов (кроме ОГ В (J_3)), нами введены условные индексы ОГ R1-R4 (юрские), R5-R8 (меловые).

Таким образом, увеличение амплитуды этого отражения возникает при резком падении скорости, что соответствует в разрезе скважины увеличению глинистости слоев. В терригенном разрезе такие тонкодисперсные глинистые осадки отлагаются в условиях застойного моря при тектоническом покое. Этот тип отложений указывает на удаленность источника сноса и в целом соответствует более глубокой, мористой, части бассейна. Вехнеюрский интервал разреза скважины «Мурманская»-22, в которой зафиксированы эти свойства, подтверждает существование благоприятных условий для длительного накопления «черных глин», мощность которых здесь составляет 70-80 м.

Данные акустического каротажа в другой скважине, Северо-Кильдинской-82, расположенной в зоне, неблагоприятной для накопления «черных глин», где мощность глинистых слоев составляет первые метры, акустические свойства этой пачки существенно хуже (рис16 (а)), а амплитуда ОГ (В) - ниже. Таким образом, в свойствах и характеристиках отдельно взятого отражения заложена объективная информация не только об условиях осадконакопления в период формирования отражающей пачки, но и об устойчивости и длительности этих условий.

Акустические границы, соответствующие более древним юрским ОГ (условные индексы R1-R3), а также и нижнемеловым (R7, R8), менее выразительны в разрезе, и их геологическая природа в разрезе скважин определяется не столь уверенно. Однако, сопоставляя сейсмофациальную зональность этих рефлекторов с разрезами скважин и характером их изменчивости в пространстве, мы убедились, что закономерности их формирования были сходными и подчинялись однотипным региональным геологическим процессам.

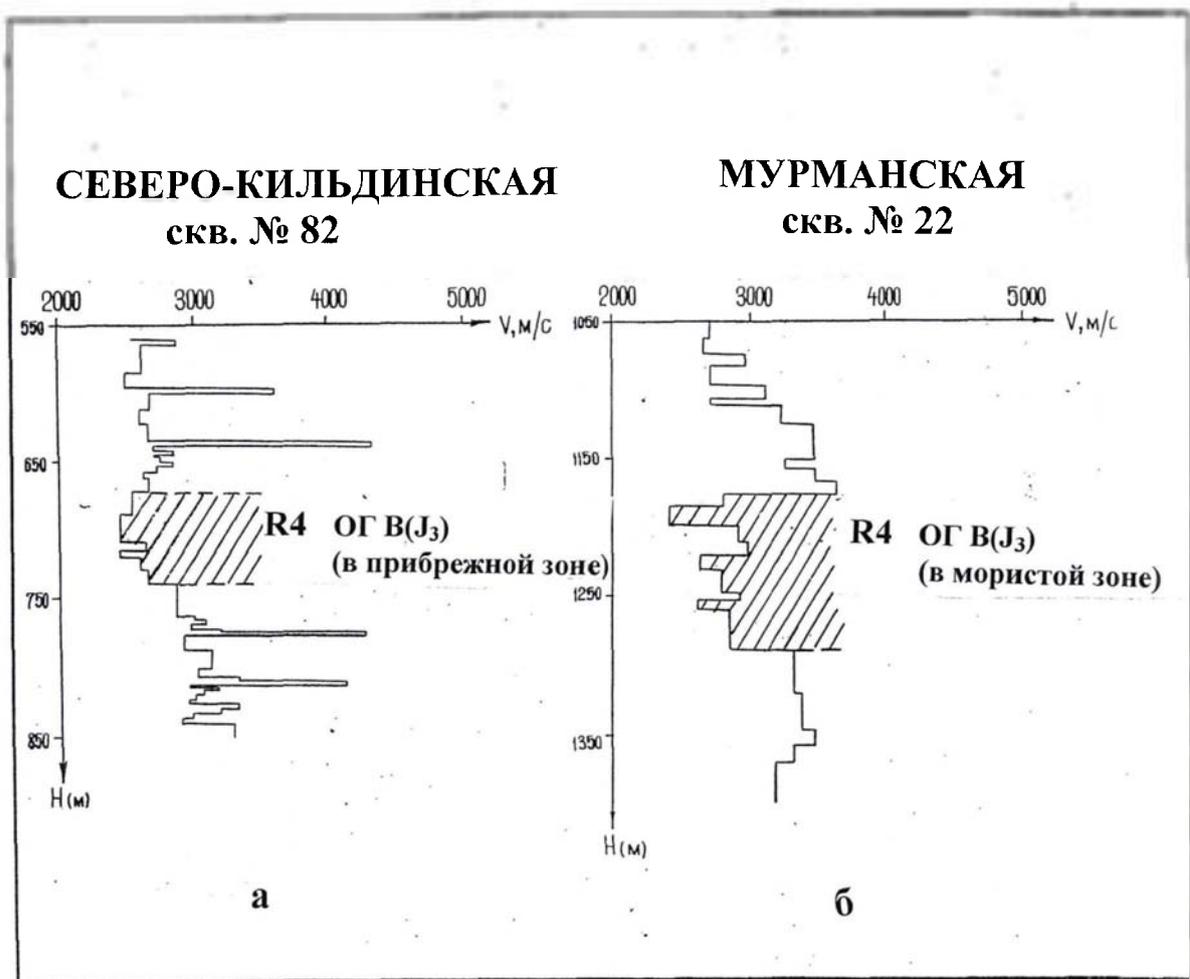


Рис.16. Фрагмент акустического каротажа морских скважин (по данным Е.Ф.Безматерных, НИИМоргеофизики, 1985 г.).

На фрагменте сейсмического разреза, пересекающего скв. Куренцовскую (рис.17) отчетливо видно латеральное изменение амплитуд юрских рефлекторов R1, R2, R4 и нижнемеловых (неоком) R7 и R8. Положение этого фрагмента показано на рис.19. Как видно из этого рисунка, область повышенных амплитуд ОГ R1, наиболее древнего из юрских ОГ и имеющего возраст плинсбах-тоар, локализуется в районе скв. Куренцовская, в разрезе которой этому интервалу соответствуют отложения, содержащие признаки морской седиментации (водоросли, фитопланктон), которые отсутствуют в других скважинах. Коррелируемость двух признаков морского генезиса – сейсмофациального и палеонтологического – позволяет прогнозировать здесь присутствие морских нижнеюрских отложений. В характере вышележащих ОГ также отчетливо заметна амплитудная изменчивость. Увеличение амплитуды верхнеюрского ОГ (R4) наблюдается в направлении Мурманских скважин, где, как уже отмечалось, в верхней юре формировался разрез мористого характера с мощными глинами.

Еще один фрагмент сейсмического разреза (рис.18) показывает амплитудную зональность серии средне-верхнеюрских ОГ (R3, R4) и нижнемеловых (R7 и R8) в Северо-Баренцевской впадине. Площадное распространение зоны повышенных амплитуд по одному из ОГ R3, определенное по нескольким сейсмическим профилям и показанное на рис.19, свидетельствует о закономерном характере их локализации и пространственном совпадении с депоцентром СБВ, где отлагались более мористые отложения в среднеюрское время.

Таким образом, следя за амплитудой ОГ, мы можем выделять и картировать разные по условиям седиментации и мористости зоны бассейна.

Вторая компонента сейсмостратиграфического анализа основана на изучении характера прекращения прослеживания ОГ. Определение того, как прекращает прослеживаться рефлексор и какие он имеет взаимоотношения с ближайшими ОГ, позволяет нам очертить реальные границы бассейнов и лучше понять механизм их заполнения. Так, например, прекращение прослеживания ОГ по типу эрозионного среза свидетельствует о размыве отложений, а постепенное затухание отраженной волны наиболее вероятно связано с внутрипластовыми фациальными замещениями. В этой части исследований мы использовали принятые в западной практике типы сейсмостратиграфических взаимоотношений слоев (Onlap, Downlap, Toplap, Erosional truncation и др.).

Третья компонента – изучение мощности отложений, заключенных между ближайшими ОГ. В случае компенсированной седиментации, как, например, в Юрском КССК, карты мощности позволяют восстановить палеорельеф седиментационных бассейнов и определить их депоцентр. В случае некомпенсированного осадконакопления (Нижнемеловой КССК) мощности

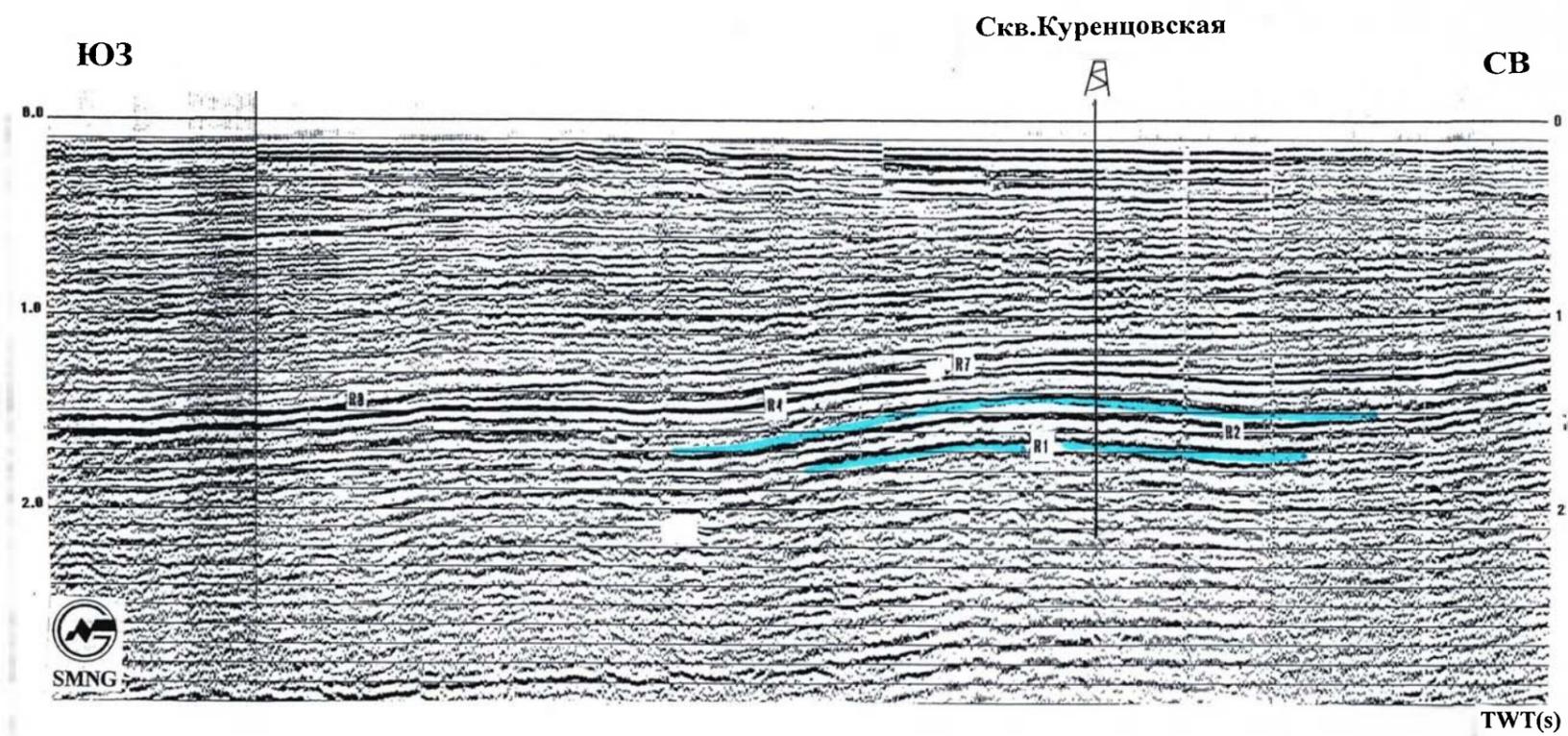


Рис.17. Баренцевский шельф. Фрагмент временного разреза в районе скв.Куренцовская. Видно латеральное изменение амплитуды юрских ОГ R₁-R₄ и нижнемеловых ОГ R₇, R₈ (расположение фрагмента показано на рис.19)

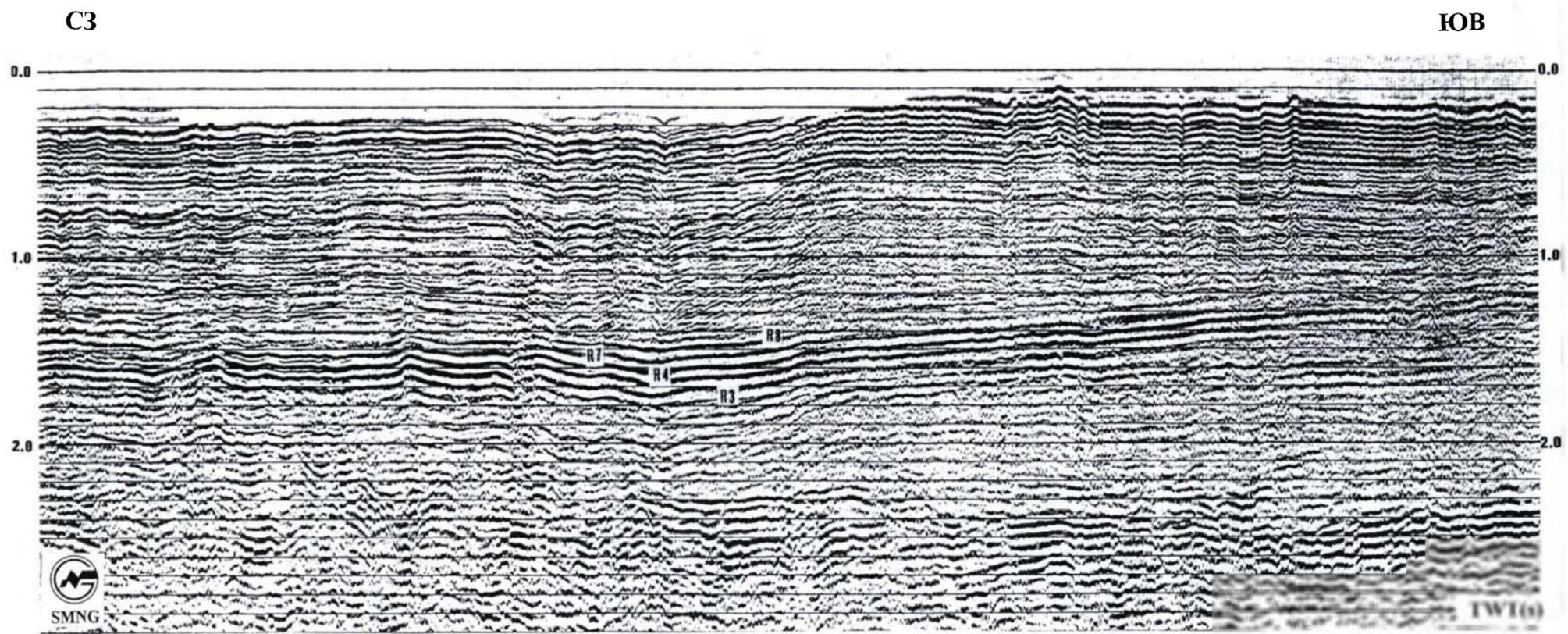


Рис.18. Фрагмент временного разреза в Северо-Баренцевской впадине. Иллюстрирует латеральное увеличение амплитуд средне-верхнеюрских ОГ (R₃, R₄) и нижнемеловых ОГ (R₇, R₈) в узкой зоне (расположение фрагмента показано рис.19)

отложений клиноформных тел показывают характер заполнения бассейна и позволяют оценить глубины палеоморя.

В данной работе приводятся некоторые схемы амплитудной зональности различных этапов юрского периода (рис.19), построенные по изложенной методике, демонстрирующие последовательное увеличение по площади зон с повышенными амплитудами ОГ, а также соответствующие поступательному развитию юрских трансгрессий.

Региональные палеорекострукции юрских седиментационных бассейнов и проведенные на этой основе прогнозные оценки УВ потенциала приводятся в **4** и **6** главах диссертации.

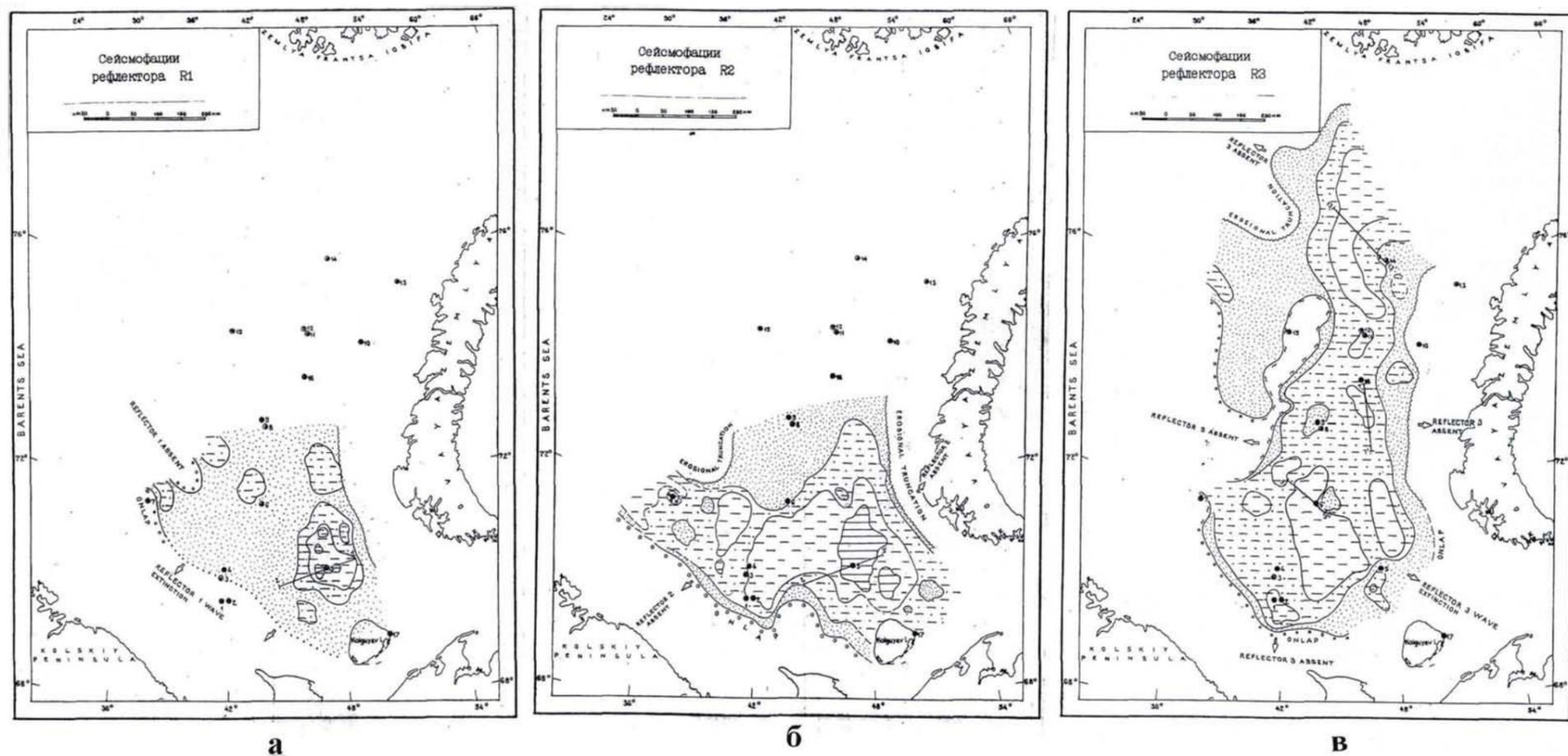


Рис.19. Схемы сейсмofациальной зональности юрских отложений:
 а) - плинсбах-гоарское время; б) - аален-байосское время; в) - бат-келловейское время.

Условные обозначения:

Сейсмofации преимущественно морской седиментации:

- | | | | |
|---|---------------------|---|---|
|  | - высокоамплитудные |  | - среднoамплитудные |
|  | - низкоамплитудные |  | - сейсмofация отсутствует, вплоть до исчезновения ОН. |

Глава 3. Региональное строение осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа

§1. Выделение региональных несогласий и структурно-литологических этажей (СЛЭТ) и квазисинхронных сейсмических седиментационных комплексов (КССК). Сейсмостратиграфические характеристики разреза

В решении проблем изучения регионального строения осадочного чехла и его последующих палеореконструкций решающую роль играет фактологически обоснованное расчленение его на квазисинхронные седиментационные сейсмические комплексы (КССК), соответствующие основным этапам формирования чехла. При исследованиях, охватывающих значительные пространства и мощные толщи осадочного разреза, как это наблюдается на БКШ, КССК могут объединяться для изучения в элементы более высокого порядка - структурно-литологические этажи (СЛЭТ) (Н.Я.Кунин, 1990).

Ключевым моментом в решении этой задачи с помощью сейсморазведки является выделение, прослеживание и картирование региональных несогласий и перерывов в седиментации, которые являются по определению хроностратиграфическими и служат естественными ограничениями КССК и СЛЭТ. Именно эти рубежные поверхности составляют своеобразный каркас чехла, который затем последовательно насыщается структурной, литофациальной, нефтегазогеологической информацией.

В первые годы освоения принципов сейсмостратиграфической интерпретации (конец 80-х – начало 90-х годов) в отечественной практике исследовательских и производственных работ активно дискутировался вопрос о синхронности и асинхронности сейсмических границ (Н.Я.Кунин, 1990; А.Е.Шлезингер, 1990 и др.). Определенным итогом этой дискуссии является признание различной геологической природы ОГ, а стало быть, и их различного хроностратиграфического значения. Среди многообразия отражающих геологических границ региональные поверхности несогласия являются наиболее хроностратиграфически значимыми. Их, вероятно, нельзя признать абсолютно одновозрастными на значительных пространствах, поскольку они формируются в течение ощутимого по длительности геологического времени. По замечанию Н.Я.Кунина отражающий горизонт выглядит на хроностратиграфической шкале либо точкой, либо небольшим отрезком. Хроностратиграфическая значимость региональных несогласий заключается в том, что они могут быть реперами при региональной стратификации крупных комплексов осадочных бассейнов.

Несогласия в осадочном чехле и формы их отображения в волновом сейсмическом поле имеют ряд особенностей, которые необходимо учитывать при интерпретации волнового поля. Главная из них состоит в том, что региональные несогласия не являются по своей природе литологическими границами и могут лишь в отдельных областях шельфа совпадать с акустически контрастными литологическими слоями, где, как правило, они представлены амплитудно-выразительным ОГ.

Гораздо чаще поверхности несогласия представлены довольно слабыми отражениями, которые по уровню отраженного сигнала не превышают фон некогерентного шума и могут коррелироваться лишь за счет синфазности отражений. Иногда ОГ, в его традиционном понимании, практически отсутствует, и в этих случаях поверхность несогласия выделяется как контакт двух толщ, представленных на временном разрезе разным сейсмофациальным обликом и разными типами волновых пакетов.

В результате анализа положения этих несогласий в разрезе, степени их прослеживаемости в пределах акватории, характера распределения мощностей отложений, заключенных между несогласиями, нами выполнено расчленение осадочного чехла в соответствии с иерархией, принятой в сеймостратиграфическом анализе.

Обычно в относительно хорошо изученных седиментационных бассейнах основной единицей считается второй уровень иерархии - квазисинхронный седиментационный сейсмический комплекс (КССК) (Н.Я.Кунин, 1990). КССК включает литологически и, главное, генетически однородные толщи, которые формировались при относительно неизменных факторах седиментации. Обычно, при благоприятных условиях, возрастные и вещественные объемы их достаточно невелики. Однако в случае БКШ, где региональная расчлененность разреза на больших пространствах поверхностями несогласия пока еще достаточно низкая и, в особенности в его северной, слабоизученной части, нам представляется возможным уверенно выделить лишь наиболее крупные сеймостратиграфические единицы, составляющие первый уровень иерархии - структурно-литологические этажи (СЛЭТ). Согласно представлениям Н.Я.Кунина, СЛЭТ - это "самая крупная единица осадочного чехла, объединяющая толщи километрового диапазона и соответствующая длительности осадконакопления порядка нескольких десятков миллионов лет", а в нашем случае десятков и сотен миллионов лет.

Анализ сейсмических разрезов БКШ показывает, что в его пределах выделяются 5 региональных поверхностей несогласия, которым соответствуют 5 отражающих горизонтов, имеющих на БШ и КШ разные индексы - акустический фундамент (АФ), несогласие в позднепермских отложениях (ОГ I_a), несогласие в

кровле триасовых отложений, несогласие в кровле юрских отложений и несогласие в нижнемеловых отложениях (апт-альб). Эти несогласия, согласно определению, ограничивают в кровле и подошве три СЛЭТ, каждый из которых имеет свои, отличные от сопредельных, структурно-тектонический план и преимущественный литологический состав; а также характеризуется специфическими обстановками седиментации. Кроме этих основных несогласий и СЛЭТ в отдельных областях шельфа выделяется еще ряд менее протяженных несогласий и соответствующих им ОГ, что позволяет выделить ограниченные ими КССК. Для удобства сопоставления их в разрезе приводится сводная таблица стратиграфической привязки основных несогласий, отражающих горизонтов и сейсмостратиграфических подразделений (Табл.1)

Наиболее древним и глубоко залегающим на шельфе является **Платформенный СЛЭТ**. В подошве он ограничен акустическим фундаментом, а в кровле - поверхностью несогласия в нижней перми - ОГ $I_n (P_1)$, и таким образом объединяет отложения от рифейских (?) до позднепалеозойских. В разрезе чехла он занимает промежуточное положение между консолидированным основанием и слаболитифицированной толщей терригенных триасовых осадков.

Акустический фундамент.

По определению АФ выделяется как наиболее глубокая в осадочном разрезе граница, ниже которой не прослеживаются протяженные регулярные ОГ. Геологический смысл этой границы, как правило, соответствует контакту консолидированного и складчатого основания и осадочной толщи в чехольном залегании. На БШ наиболее надежно АФ выделяется на бортах депрессий и в областях крупных поднятий. На рис.20 показаны примеры сейсмического изображения АФ на Баренцевоморском шельфе.

В тех случаях, когда основание осадочной толщи фиксировалось многофазным волновым полем, выделение и корреляция АФ осуществлялись по первым фазам этого пакета, поскольку последующие фазы могли представлять собой недоподавленный фон регулярных волн-помех, чаще реверберационного характера, как это видно на рис.20(в), или соответствовать непротяженным отражающим площадкам в среде консолидированного основания (рис.20(б)).

На КШ выделение АФ проводилось по тем же принципам. Отмечаются определенные отличия в характере выраженности АФ для северной и южной областей КШ. Различия эти обусловлены типом вышезалегающей осадочной толщи. Так в областях севернее Северо-Сибирского порога толща, залегающая выше выделенного нами АФ, в большинстве случаев имеет отчетливо выраженный слоистый характер. И здесь идентификация АФ не составляет больших проблем (рис.21 – район шельфа Северной Земли).

отражающих горизонтов (ОГ) и сеймостратиграфических подразделений

Геологический возраст	Датировка по шкале Вейла	Индексы		Принятые в диссертации	КССК	СЛЭТ
		Традиционные Баренцево-Печорский шельф	Карский шельф			
K ₁ (апт-альб)	110-115 млн.лет	D	M	Апт-альбское несогласие	Нижнемеловой	Койлогенный
J ₃ -K ₁	126-131 млн.лет	B	Б	Верхнеюрское несогласие	Юрский	
T ₃ (предъюрский)	215 млн.лет	В	Г ^а	Предъюрское несогласие	Триасовый	Рифтогенный
P ₂ (татарско-казанский?)	?		Разрыв отложений в Южно-Карской области		Нижне-верхнепермский	
P ₁ (сакмарско-артинский)	~260 млн.лет	И _а		I _а	Визейско-сакмарский	Платформенный
S ₁ (визейский)	360 млн.лет	II ^у		II ^у	Фрактонизационный	
Граница силлур-нижнего девона	?	III ₃		III ₃	Нижнедевонско-франский	
Средний-верхний ордовик	?	IV		IV	Среднеордовикско-силлурский	
PR (Фундамент)	?	V		V	Верхнепротерозойско-нижнепалеозойский	
		VI	А	АФ		

Волнистой линией показано положение в разрезе региональных несогласий

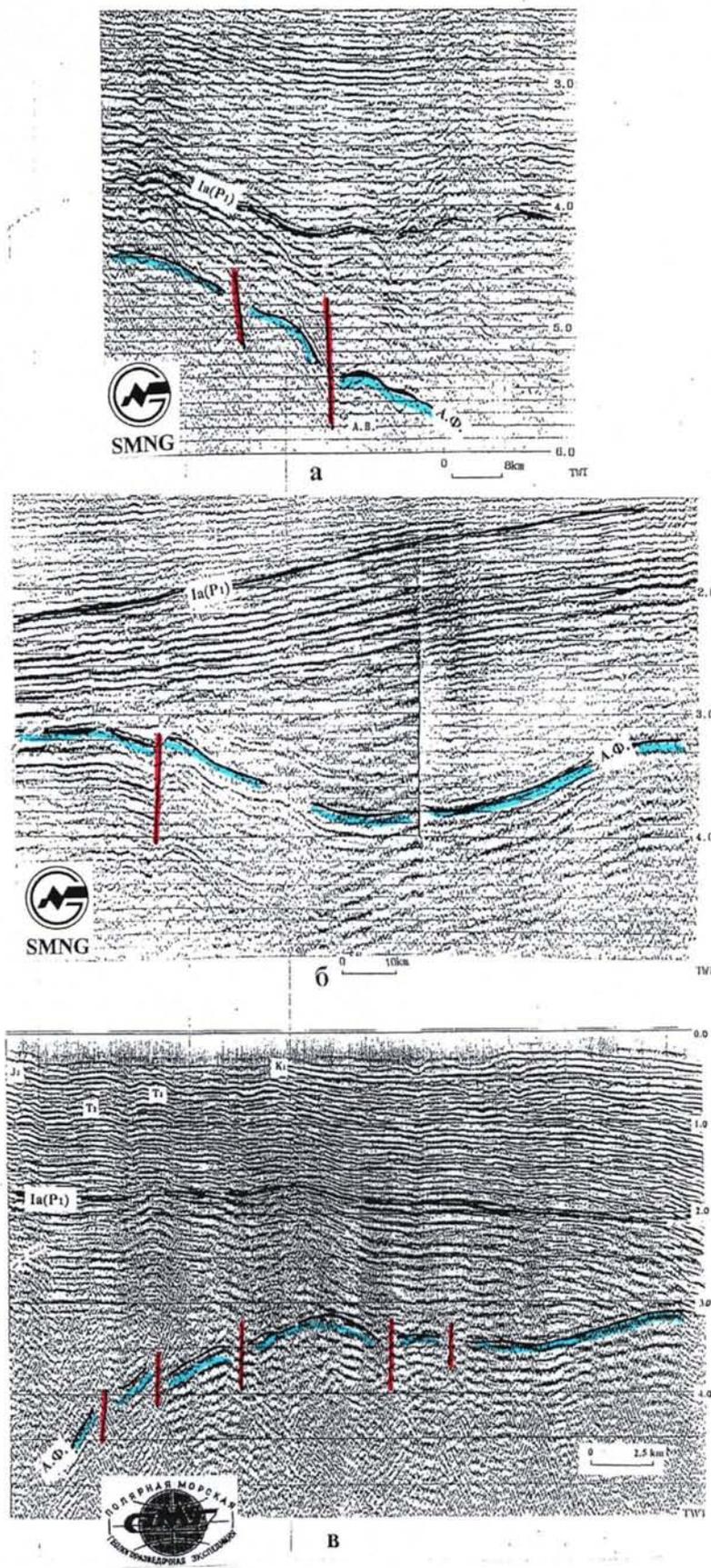


Рис.20. Фрагменты сейсмических разрезов на Баренцевоморском шельфе, показывающие выделение АФ и образованные в нем крупные прогибы: а) – Северо-Новоземельский грабен; б) – Канино-Колгуевский грабен; в) – Восточно-Баренцевская впадина. Расположение структурных элементов показано на рис.34

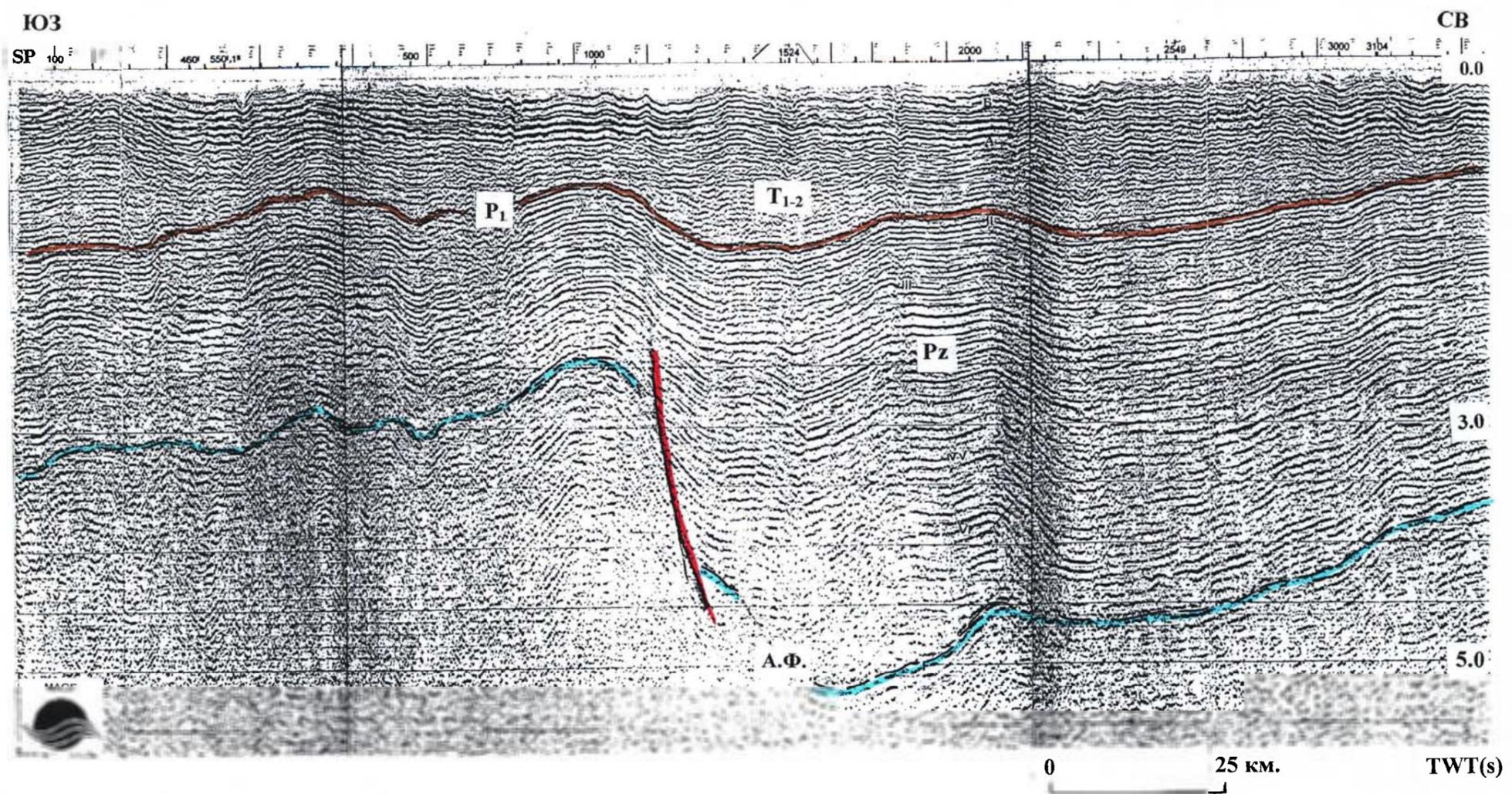


Рис.21. Фрагмент сейсмического разреза по проф.87601 (северная часть Карского шельфа). Пример выделения АФ

Довольно уверенно АФ определяется и на самой северной оконечности Баренцево-Северо-Карского шельфа в районе прогиба св.Анны (рис.22). На этом фрагменте выделены разрывные нарушения, предающие фундаменту блоковый характер.

По мере приближения с севера к Северо-Сибирскому порогу идентифицировать АФ в разрезе становится сложнее (рис.23). В самой Южно-Карской синеклизе слоистость толщи, залегающей выше АФ, как его идентификационный признак проявляется слабее, а, кроме того, сам АФ не всегда представлен на сейсмических разрезах отражающим горизонтом, как это наблюдалось на Баренцевском шельфе и в районе прогиба Св.Анны (рис.22).

Используя тонкие особенности в различиях волновых полей осадочной толщи и консолидированного (складчатого) основания (рис.24), удалось выделить и проследить АФ на всем Карском шельфе. В частности, прослеживанию АФ на борту впадины способствует иной наклон отражающих площадок, отличающийся от характерного для фонового волнового поля. В некоторых случаях, например на самом юге шельфа, к этой интерпретации привлекались данные гравитационного поля, которые показали здесь хорошую сходимость с данными сейсмических разрезов (рис.3). В центральной части ЮКС АФ представляет собой слабую отражающую границу, представленную отдельными площадками, нарушенными разломами (рис.25). В дальнейшем, при рассмотрении других фрагментов сейсмических разрезов, представленных в диссертации, можно будет, в том числе, увидеть и примеры выделения АФ.

Рассматривая характеристики этой отражающей границы в целом, следует отметить, что в основном она располагается в зоне больших времен прихода отраженных волн, где разрешающая способность метода существенно снижена, в результате чего многие особенности строения и рельефа ее не проявляются, а выделяются и поддаются картированию лишь главные структурные особенности и наиболее выраженные разрывные нарушения. Присутствие последних указывает на блоковое строение консолидированного основания.

Как уже отмечалось, скважинами на шельфе АФ не вскрыт, поэтому его возрастные оценки могут базироваться лишь на общих геологических соображениях и данных прилегающей суши. Поскольку возраст фундамента, выходы которого отмечены на Южном и Северном островах Новой Земли и ряде других участков, обрамляющих шельф, оценивается, в основном, как не моложе протерозойского, то и выделяемую нами сейсмическую границу АФ условно можно отнести к этому возрастному диапазону.

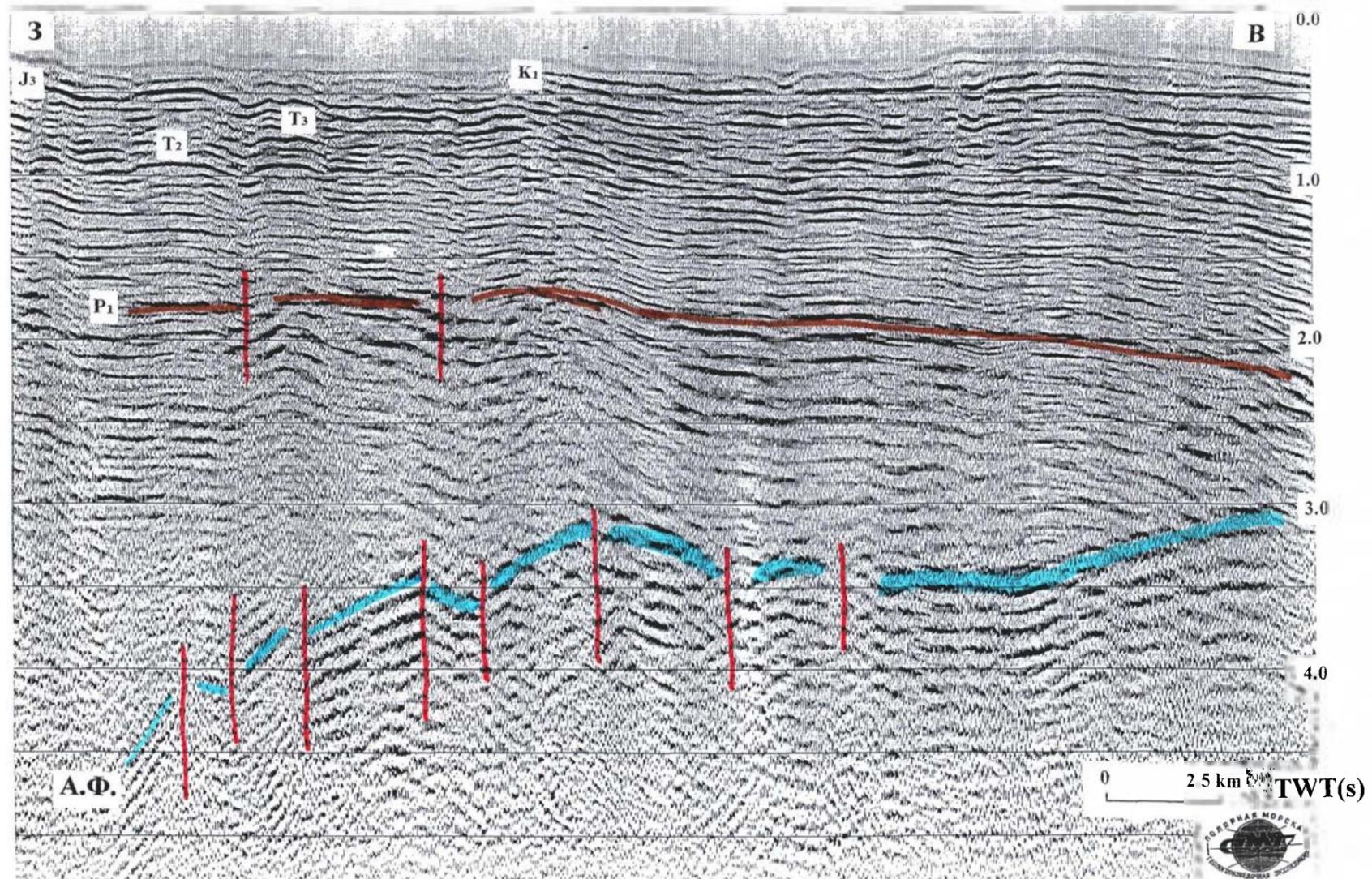


Рис.22. Фрагмент сейсмического разреза по проф.94002а (район прогиба Св.Анны). Пример выделения АФ, видно его блоковое строение

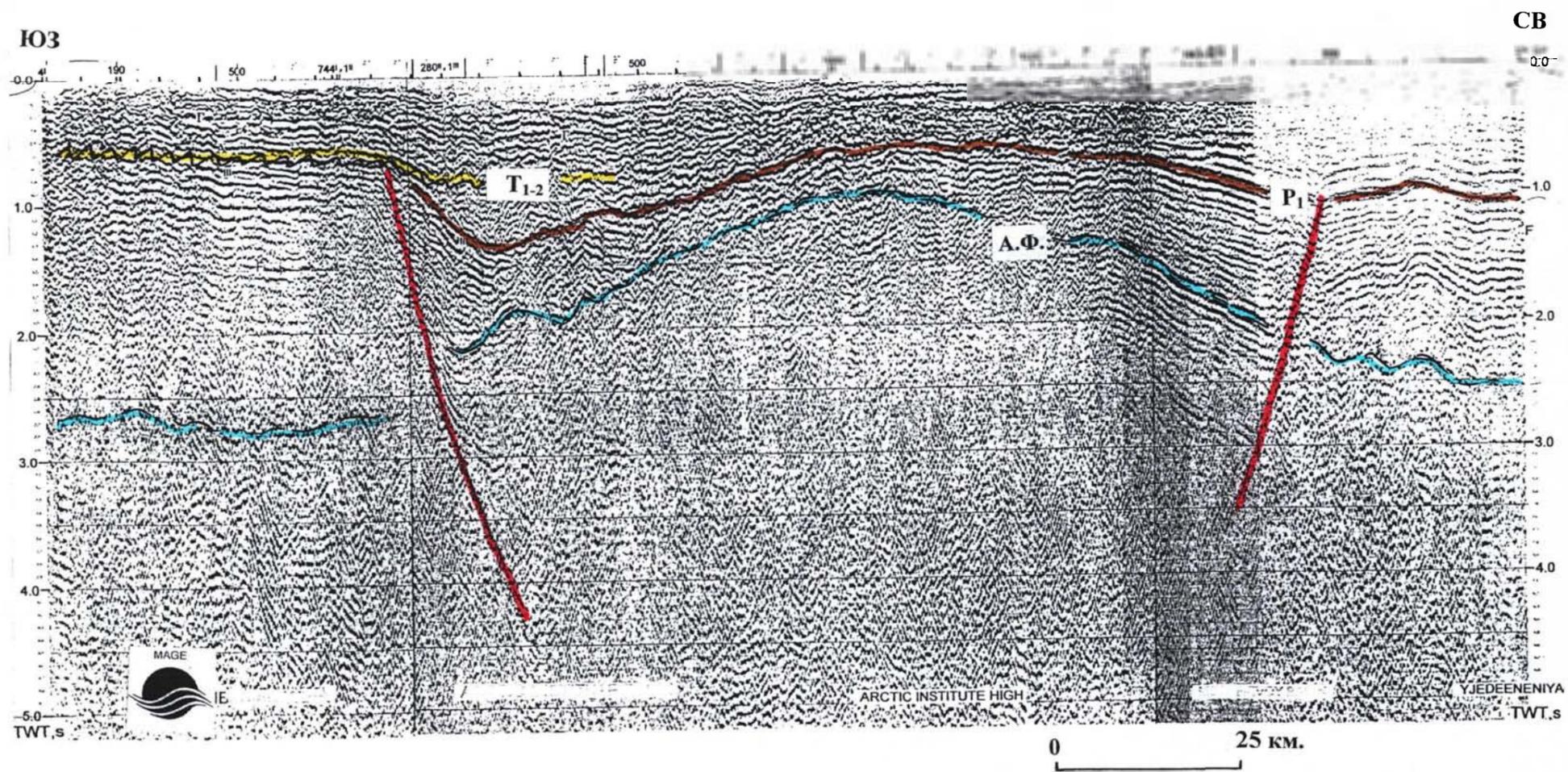


Рис.23. Фрагмент сейсмического разреза по проф.83419 (восточный склон Северо-Сибирского порога). Пример выделения АФ

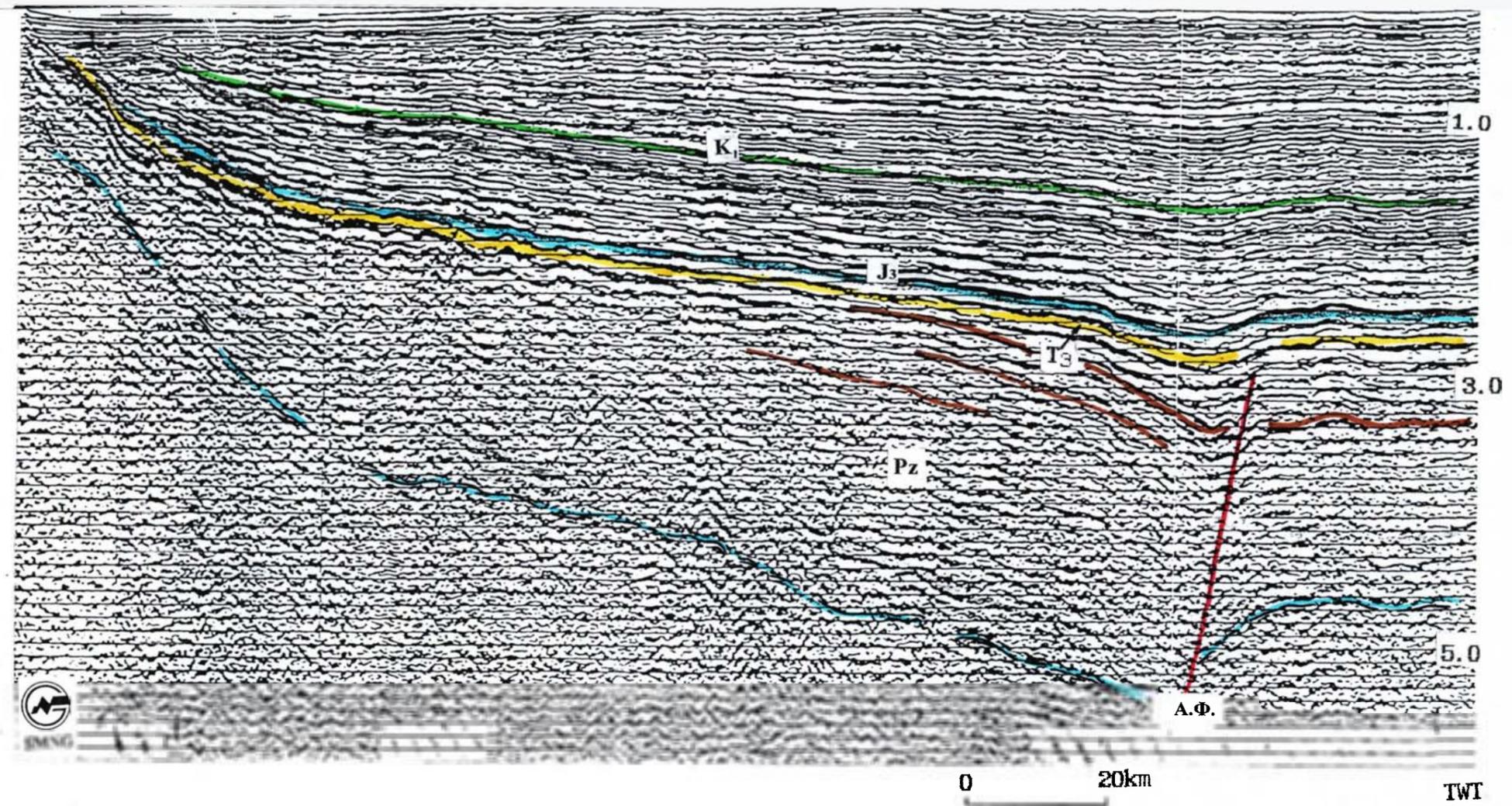


Рис.24. Южно-Карский шельф. Фрагмент сейсмического разреза по проф.108712 (Пример выделения АФ)

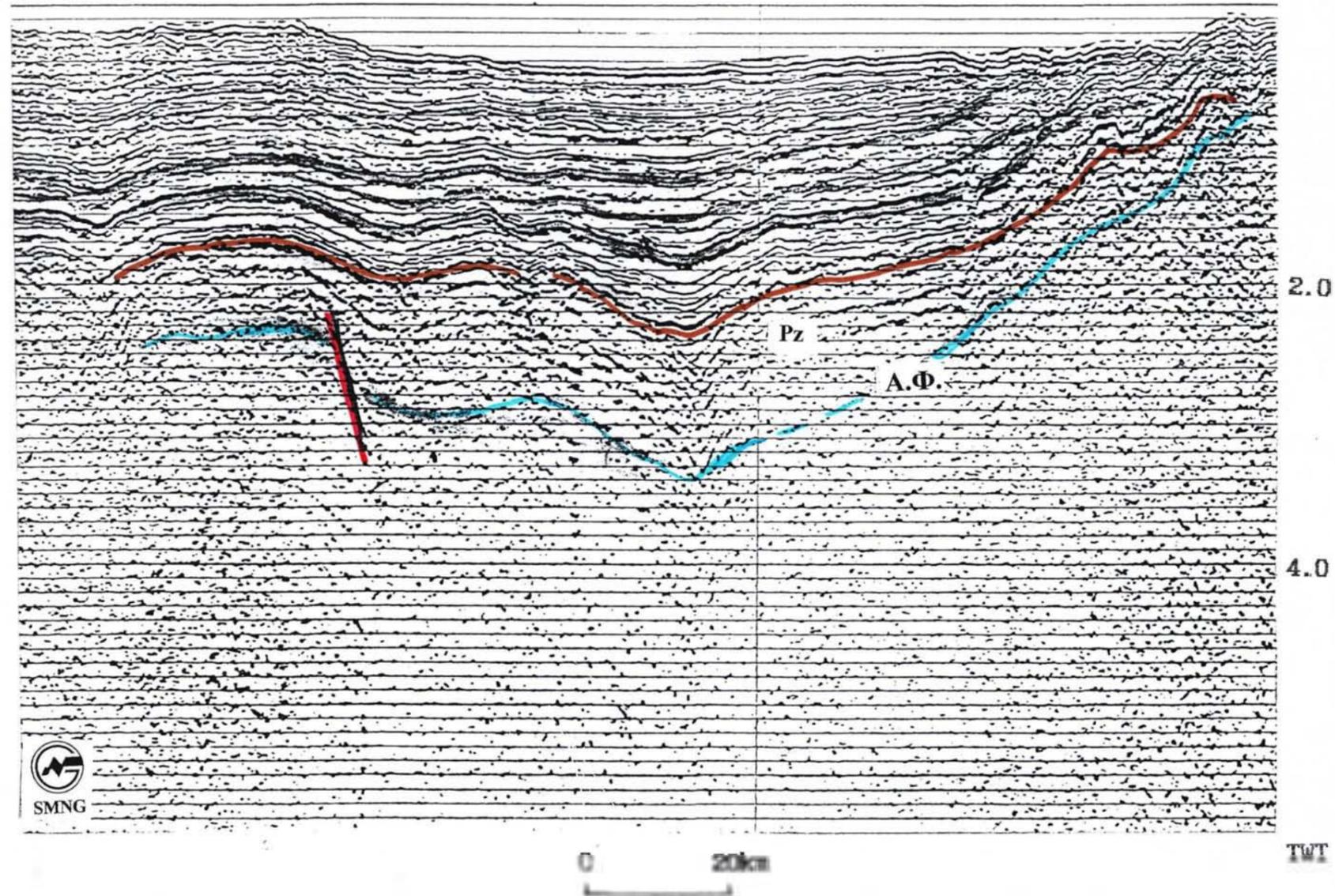


Рис.25. Фрагмент сейсмического разреза в Южно-Карской синеклизе (пример выделения АФ)

Кровля Платформенного СЛЭТ. Региональное несогласие в нижнепермских отложениях ОГ I_a (P₁)

Это несогласие сформировано циклом ОИУМ, начало которого можно отнести к 260 млн.лет (Юнов, 1993). Идентификация этой поверхности на БКШ подробно изложена при описании методики СС. Волновые свойства ОГ I_a, сформированного этим несогласием, в пределах БКШ весьма неоднородны. На периферийных участках шельфа (Печорская плита), а также на крупных поднятиях (ЦБП, АП) и в области СКШ, картируемая поверхность совпадает с кровлей карбонатов раннепермского возраста, и здесь ОГ представлен высокоамплитудным 2-3-фазным колебанием. В других же районах шельфа, занятых крупными депрессиями, заложившимися задолго до формирования этого несогласия, произошло замещение карбонатных комплексов на терригенные, и по этой причине ОГ теряет свою выразительность вплоть до потери фазовой корреляции. По этим причинам ранее в таких зонах, как ЮБВ, СБВ и СКШ, уверенных структурных построений не проводилось.

Используя методику СС, удалось проследить и закартировать с разной степенью уверенности ОГ I_a (P₁) на всем пространстве БКШ. Лишь на юге КШ, где значительная часть палеозойских отложений размыва, этот ОГ отсутствует и построения выполнены по одному из сохранившихся в разрезе палеозойских ОГ, возраст которого не определен. Наличие размыва палеозойских отложений опознается на временных разрезах по характерному контакту с вышележащим комплексом. Он выражается в виде прекращения прослеживания палеозойских слоев под поверхностью предъюрского размыва по типу эрозионного среза (рис.13, 24). В районе ЗФИ, где по данным бурения также предполагается присутствие карбонатов, в палеозойских отложениях ОГ I_a может совпадать с литологической границей, и представлен там интенсивным 2-фазным колебанием. Пример выделения этого ОГ, а также высокоамплитудного сброса в этих отложениях, показан на рис.26.

Кроме этих двух ОГ, в волновом поле соответствующим отложениям Платформенного СЛЭТ фиксируется целый ряд ОГ разной интенсивности и протяженности. Однако относительно уверенное прослеживание этих ОГ на БШ возможно лишь на периферии крупных депрессий. Это обстоятельство объясняется двумя факторами. Во-первых, периферийные области бассейнов были в течение долгого времени заняты карбонатными платформами, где сформировался слоистый разрез, представленный чередованием карбонатов и глинистых слоев. Сочетание этих литологических разностей позволяет сформироваться в волновом поле ряду ОГ высокой и средней интенсивности. В депрессиях же, напротив, формировался преимущественно терригенный разрез со значительно худшей дифференциацией волновых свойств. По сути, обсуждаемые ОГ по своей природе, являясь

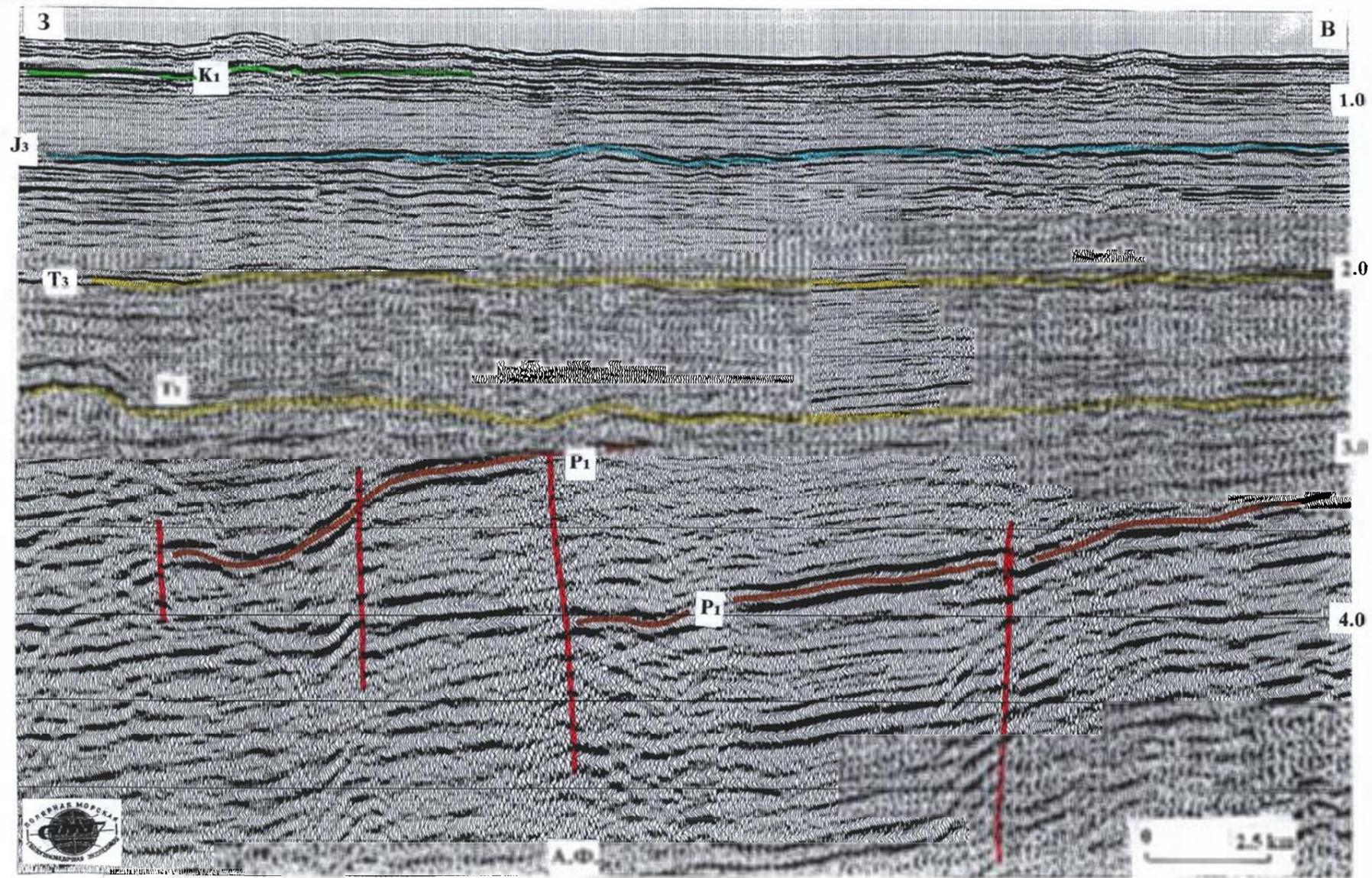


Рис.26. Фрагмент сейсмического разреза по проф.34001а (масштаб 3000). Пример выделенных ОГ 1, и высокоамплитудного сброса TWT(s)

литологическими границами, имеют по определению ограниченное простирание. Второй фактор, затрудняющий региональное прослеживание ОГ – значительные глубины их залегания в депоцентрах впадин и прогибов.

Таким образом, прослеживание и идентификация ОГ внутри Платформенного СЛЭТ, а, следовательно, и структурные построения по ним в пределах всего БКШ, не представляются возможным. Вместе с тем в областях древних карбонатных платформ – Печорской плите, зоне ЦБП, АП и частично на Северо-Карском шельфе выделяется несколько КССК, наиболее уверенная идентификация и датировка которых выполнена на Печорском шельфе и Кольско-Канинской моноклинали.

Наиболее древний – верхнепротерозойско-нижнепалеозойский КССК характеризуется на Печорской плите слабовыраженной слоистостью, хаотично наклоненными, относительно непротяженными отражениями (Е.Б.Диденко и др., 1993). Возможно, снижение интенсивности ОГ вызвано увеличением глубины залегания комплекса. Подошвой комплекса является акустический фундамент. Кровля его – ОГ V (O_2), в наиболее погруженной части фиксируется на глубинах более 8 км. Отложения этого КССК занимают довольно узкие (25-30 км) по протяжению 200-300 км грабены, образующие систему субширотно ориентированных структур. Ранее предполагалось, что часть из них – Западно-Колгуевский прогиб, Центрально-Колгуевская депрессия, имеют субмеридиональную ориентировку, согласующуюся с хорошо известными палеозойскими структурами Печорской плиты (Е.Б.Диденко, 1993).

В последнее время появились обобщения о существовании довольно протяженной, субширотно ориентированной структуры, являющейся восточным продолжением Предтиманского прогиба и входящую в Тимано-Варангерскую систему байкалит (А.П.Симонов и др., 2000). В результате диссертационных исследований установлено существование древних грабен-рифтов, заполненных, по-видимому, отложениями рифей-раннепалеозойского возраста, субширотная ориентировка которых хорошо согласуется с этими Кольско-Канинскими аналогичными структурами.

Явные признаки этого КССК в других зонах БШ по сейсмическим данным уверенно не устанавливаются, но исходя из данных геологических наблюдений по островам, где закартировано присутствие отложений этого возраста, прогнозируется присутствие в разрезе верхнепротерозойского КССК почти во всех погруженных зонах шельфа.

Следующий по возрасту среднеордовиско-силлурийский КССК, установленный на Печорском шельфе, ограничен в подошве ОГ V (O_2), а в кровле – ОГ IV (D_1). Интересной особенностью прослеживания ОГ V (O_2) является наличие многочисленных сдвигов осей синфазности как дизъюнктивными нарушениями, так

и возможно локальными литологическими замещениями. В целом волновое поле этого КССК характеризуется малоамплитудными низкочастотными отражениями в его нижней части и более высокоамплитудными и высокочастотными в верхней. В пределах комплекса по наличию «аномалий типа риф» прогнозируется присутствие в разрезе рифогенных массивов ордовикско-силлурского возраста.

Следует отметить, что в расчленении по сейсмостратиграфическим признакам вышележащего палеозойского разреза на комплексы и подкомплексы у большинства исследователей не наблюдается единства. Часть из них объединяет в КССК довольно большой интервал разреза – с позднего девона до ранней перми. Другие, занимающиеся в основном детальным изучением разрезов на локальных структурах (рукописные источники), видят возможность обособления его более мелких интервалов. Отчасти эта проблема вызвана не вполне уверенной проявленностью в волновом поле поверхностей несогласия, которые и дают основания для выделения самостоятельных сейсмостратиграфических единиц. По-видимому, значительная часть палеозойских ОГ не связана с ОИУМ, что и делает их прослеживание на акватории ограниченным.

Приведем относительно подробный вариант разбивки на КССК, поскольку, как будет видно ниже, в Промежуточном СЛЭТ (в его палеозойском разрезе) возможно выделение и относительно протяженное прослеживание других ОГ, кроме находящегося в его кровле.

Нижнедевонско-Франский КССК.

Подошва комплекса ОГ IV (D_1), а кровля ОГ III_{з.ф.} отождествляется с кровлей карбонатов и границей размыва в верхнем девоне. Волновое поле в целом характеризуется плоскопараллельными и полого наклоненными высоко- и среднечастотными отражениями средней и высокой интенсивности. Следует отметить, что именно этот палеозойский КССК, хотя и не поддается непрерывному прослеживанию, но, тем не менее, хорошо опознается, благодаря своей достаточно яркой индивидуальной выраженности, почти на всех относительно приподнятых участках БШ.

Франско-Турнейский КССК.

Он ограничен в подошве ОГ III_{з.ф.}, а в кровле ОГ II^v (C_1). Невелика и мощность комплекса, которая меняется незначительно в пределах 500 м. Представлен данный КССК массивными карбонатами.

Визейско-Сакмарский (нижнепермский) КССК.

Комплекс ограничен в подошве поверхностью размыва чуть ниже ОГ II^v (C_1), в кровле – ОГ I_a, который является и кровлей всего Платформенного СЛЭТ.

ОГ II^v (C_1), отождествляемый с подошвой яснополянского горизонта, прослеживается в виде среднеамплитудного и среднечастотного отражения.

Наблюдается локальное увеличение амплитуды и частоты отражения на сводах крупных структур, обусловленное, вероятнее всего, изменениями литологического состава яснополянского горизонта и турнейских отложений.

Волновое поле КССК выше яснополянского горизонта характеризуется малоамплитудными низкочастотными прерывистыми отражениями, сопутствующими карбонатно-ангидритовым отложениям. Временная мощность КССК в пределах Печорской плиты изменяется незначительно – от 170 мс на юге и востоке площади до 200 мс на северо-западе Печорской плиты. Однако при переходе к ЮБВ мощность между двумя ОГ резко и существенно возрастает (рис.15), вновь уменьшаясь на палеоподнятиях АП, ЦБП. Выделяются многочисленные аномалии волнового поля, обусловленные, по-видимому, наличием в разрезе рифовых построек. Последние два КССК объединяют отложения, наиболее перспективные для образования нефтяных залежей, как в антиклинальных ловушках, так и рифовых телах. В ТПП они составляют основные нефтегазоносные комплексы, а на акватории ведущая роль принадлежит верхнему из них – Визейско-Сакмарскому КССК.

ОГ П^у имеет ряд признаков, позволяющих отождествлять его с поверхностью регионального несогласия, вызванного ОИУМ, состоявшемуся 360 млн. лет назад. Несмотря на то, что отражающие свойства его меняются в пределах БШ, его удастся проследить на значительных пространствах, включая область ЮБВ, ЦБП, АП и др., где и были сделаны соответствующие построения карты мощности этого КССК. Она приводится в главе 4 на рис.45. Лишь на севере Баренцевского и Карского шельфов он не идентифицируется.

Несмотря на возможность выделения в пределах БКШ целого ряда опорных горизонтов и ограниченных ими более дробных, чем СЛЭТ, единиц КССК, в региональном плане на больших пространствах, что и является основой для реконструкций регионального масштаба, эти КССК не идентифицируются. Уверенно выделяется лишь обсуждаемый СЛЭТ в целом.

Волновая картина Платформенного СЛЭТ на Южно-Карском шельфе в целом отличается от наблюдений на БШ (рис.24 и 25). Наиболее существенные различия заключаются в том, что на КШ отсутствует верхняя часть СЛЭТ, которая на БШ представлена палеозойской карбонатно-терригенной толщей (Нижнедевонско-Турнейский КССК, Визейско-Сакмарский КССК). Видимое на разрезах сейсмическое изображение весьма напоминает самые низы и среднюю часть Баренцевского Платформенного СЛЭТ, которая отвечает Верхнепротерозойско-Нижнепалеозойскому КССК и Среднеордовикско-Силлурийскому КССК. Так же, как и на БШ, в тех зонах, где эти комплексы доступны по глубинам залегания для сейсмостратиграфического анализа, на юге КШ они представлены средне-малоамплитудными непротяженными отражениями, характерными для реальных

сред с низкой дифференциацией литологических свойств по разрезу и латерали. Здесь широко распространены формы заполнения, по-видимому, терригенными осадками рифей-раннепалеозойского возраста тафrogenных прогибов, выраженных в акустическом фундаменте (рис.25). Наиболее протяженные и выраженные в волновом поле ОГ, входящие в Платформенный СЛЭТ, следятся в его верхней части. На бортах ЮКС эти ОГ прекращают следиться под региональной поверхностью предъюрского несогласия по типу эрозионного среза, что указывает на размыв возможно значительной части этого СЛЭТ в триасовое время. Если признать факт такого размыва, то становится объяснимым и различие в волновой картине СЛЭТ в двух соседствующих седиментационных бассейнах Печоро-Баренцевском и Южно-Карском.

Положение в разрезе региональных несогласий на БШ, выделение СЛЭТ и их взаимоотношения в различных районах шельфа показано на рис.27,29,30. Отличительной особенностью разреза Карского шельфа является отсутствие Рифтогенного СЛЭТ.

Следующее, расположенное выше по разрезу региональное несогласие, идентификация и прослеживание которого возможно в пределах всего БКШ, - это *поверхность, сформированная в ходе развития предъюрского несогласия - кровля Рифтогенного СЛЭТ*, вызванная глобальным понижением уровня моря, минимум которого приходится на 215 млн.лет. На БШ этот ОГ имеет индекс Б (T_3), а на КШ - индекс I^a (T_3) (См. Табл.1 стратиграфической привязки ОГ).

Существование этого несогласия устанавливается в скважинах, отмечается многими исследователями (А.Ю.Юнов, 1993) и отчетливо опознается на временных разрезах в виде эрозионного среза. В разрезе скважины практически повсеместно отсутствуют рэтские отложения, а верхняя часть норийских отложений имеет следы размыва. Однако среди исследователей нет единого мнения о наличии седиментации в рэтское время.

Особенность этой границы состоит в том, что она не всегда выглядит как традиционный 2-3-фазный ОГ, а проявляется скорее как контакт двух разнофациальных толщ. По-видимому, как отмечалось выше, отсутствие устойчивой трансгрессивной фазы цикла, которая обычно следует за регрессией, не позволило сформироваться здесь акустически контрастным, выдержанным по латерали глинистым пластам. На большей части БКШ под этой поверхностью прекращают прослеживаться локальные ОГ по типу «эрозионный срез». Поэтому особенности корреляции этого горизонта заключаются не столько в поисках и прослеживании осей синфазности, сколько в следовании за структурным стилем «эрозионный срез».

Отложения, слагающие Рифтогенный СЛЭТ, формировались, в особенности на начальном этапе, под воздействием мощных процессов эпиконтинентального

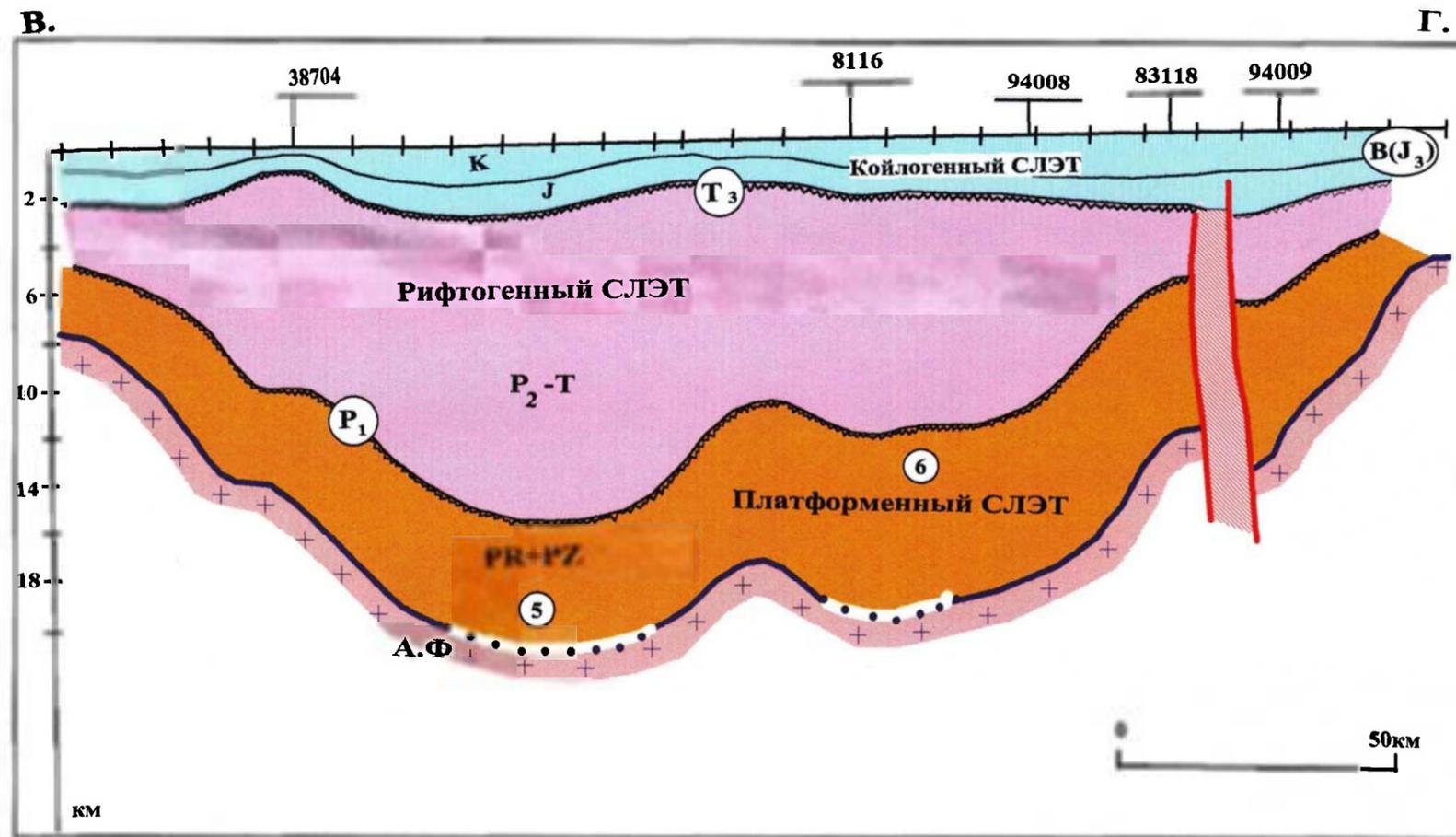


Рис.27. Глубинный сейсмогеологический разрез по линии В-Г. Пересекает СБТ и ВБВ. Положение разреза показано на структурных картах. Условные обозначения приводятся на рис.28. В кружках показаны структурные элементы по АФ, расположение которых приводится на рис.34

Границы:



Акустического фундамента (АФ) -
а - уверенные;
б - неуверенные;
в - предполагаемые



Региональных несогласий и их возраст
(границы СЛЭТ)



ОГ в толще СЛЭТ и их возраст



Разрывные нарушения

Рис.28. Условные обозначения к глубинным сейсмогеологическим разрезам.

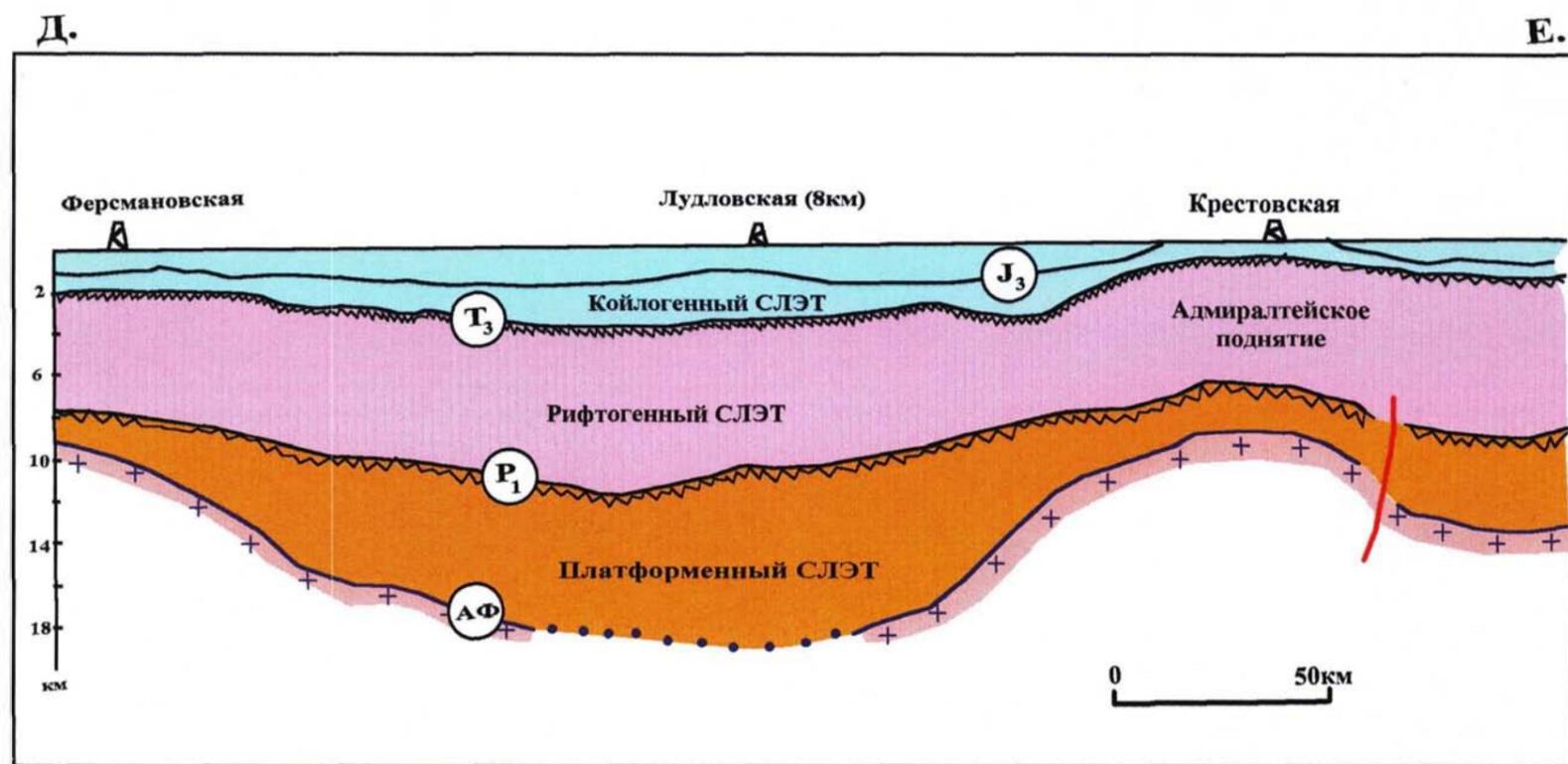


Рис.29. Глубинный сейсмогеологический разрез по линии Д-Е. Положение разреза показано на структурных картах.

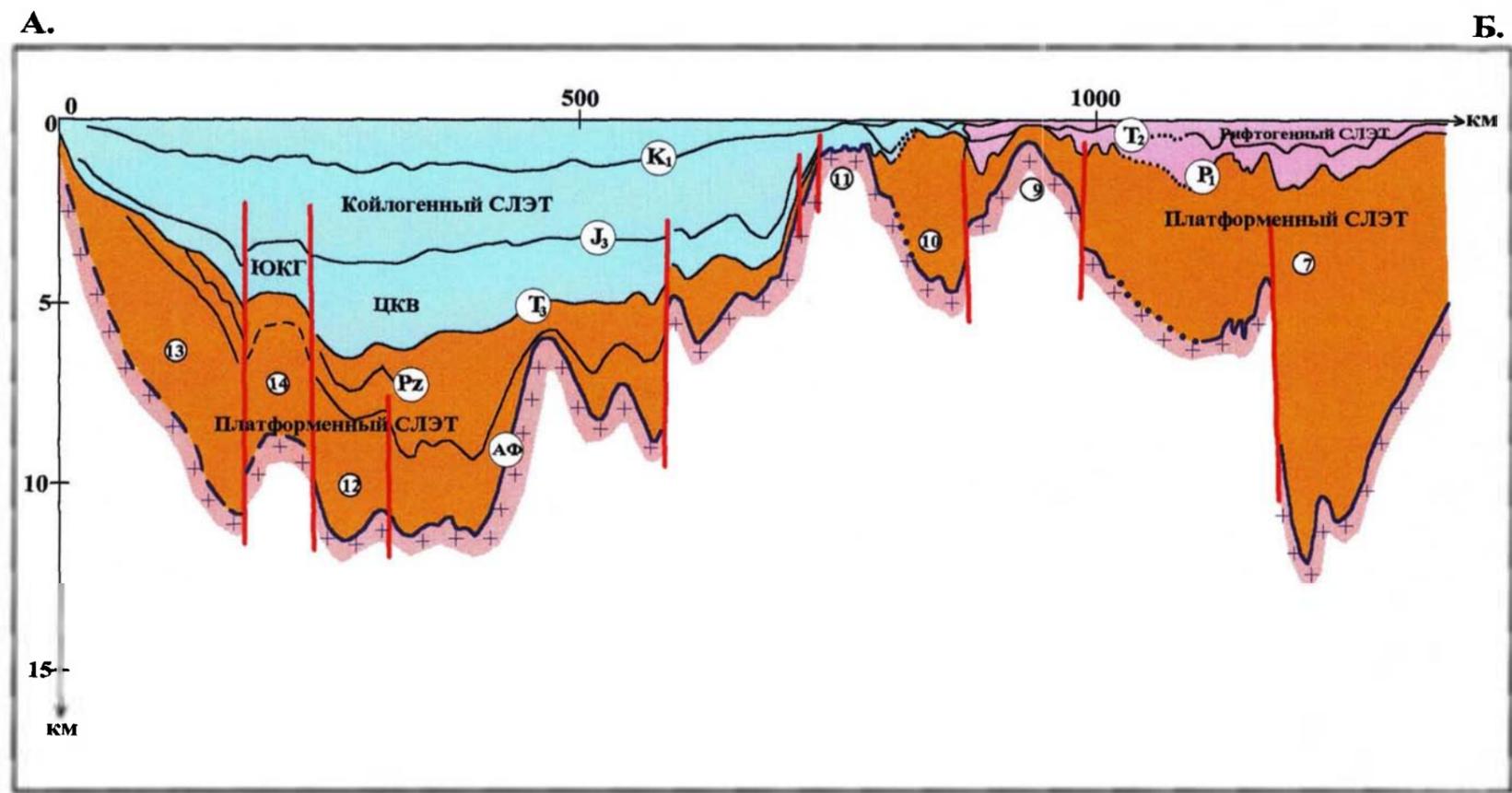


Рис.30. Сейсмогеологический разрез по линии А-Б. Положение разреза показано на структурных картах. Условные обозначения приводятся на рис.28. В кружках показаны номера структурных элементов по АФ, расположение которых приводится на рис.34

рифтогенеза, связанных с началом формирования Арктической геодепрессии и зарождения Арктического океана. Особую интенсивность процесс седиментации имел в восточной и северо-восточной частях БШ, чему способствовал рост Палеоуральской складчатой системы и размыв Карского блока. Эти процессы сопровождались лавинным типом седиментации, компенсировавшей высокие темпы погружения бассейна, что привело к формированию многокилометровых толщ плохо отсортированных, слабо литифицированных осадков. Скорость седиментации в депоцентрах рифтогенных впадин достигала 290 мм/1000 лет или в единицах Бубнова - 290 Б. По классификации, предложенной А.П.Лисицыным, это почти в три раза превышает минимальный порог лавинной седиментации (А.П.Лисицын, 1982). В итоге разрез этого СЛЭТ (рис.27) представлен многокилометровыми терригенными осадками верхней перми, а также отложениями триаса, составляющими подавляющий объем этого СЛЭТ.

В ряде районов БШ – Печорской плите и зоне ее сочленения с ЮБВ, зоне ЦБП, т.е. в основном на бортах депрессий, как самостоятельный комплекс в основании СЛЭТ выделяется нижне-верхнепермский КССК. Подошвой его служит уже обсуждавшийся ОГ в ранней перми – ОГ I_a, а кровлей – довольно интенсивный ОГ, чаще встречающийся под индексом I (P₂) и соответствующий песчано-алевролитовой пачке татарско-казанских отложений. Его волновые характеристики не устойчивы – от сильной многофазной волны до слабого, едва видимого ОГ, что, по-видимому, связано с вариациями литологического состава пластов, формирующих это отражение. Внутреннее строение этого КССК характеризует присутствие полого наклоненных, часто имеющих сигмовидную форму, клиноформ бокового наращивания, свидетельствующих о регрессивной фазе морского осадконакопления. В своей нижней части (фондоформе) клиноформы налегают на его подошву по типу Downlap, а в верхней (ундоформе) прекращают следиться по типу кровельного прилегания у кровли КССК ОГ I (P₂). Выше этого горизонта в скважинах зафиксированы верхнепермские отложения, переходящие в нижнетриасовые слои. Эта стратиграфическая граница на БШ по сейсмическим данным практически не опознается, а в разрезах скважин ее идентификация вызывает дискуссии. По-видимому, это обстоятельство вызвано исключительным однообразием осадков и монотонностью фациального состава этой части терригенного разреза.

Вышезалегающие триасовые отложения, составляющие основу Рифтогенного СЛЭТ, широко распространены в Баренцевоморском регионе, что подтверждается как наземными съемками (на архипелаге и островах), так и результатами бурения и данными морской сейсморазведки.

На основе интерпретации морских сейсмических профилей с учетом материалов акустического и плотностного каротажей, вертикального сейсмического профилирования, литологического состава и стратиграфического расчленения вскрытых скважинами осадочных пород, триасовые отложения полностью включены в обсуждаемый СЛЭТ. Несмотря на наличие определенного количества протяженных ОГ в триасовой толще, ни один из них не имеет регионального распространения. Подобная почти прозрачная волновая картина обусловлена тем, что слабая акустическая дифференциации триасовых отложений обусловлена их литологической однородностью и связана с переслаиванием глин, аргиллитов, песчаников и алевролитов, которые не создают регулярных протяженных отражений. Существующие попытки расчленить триасовые отложения на комплексы носят в основном формальный характер и сводятся к выделению неких подобий КССК, формально ограниченных соответствующим стратиграфическим подразделением, например, отделом.

Отсутствие в этой толще региональных несогласий связано с довольно спокойными циклами ОИУМ в это время. Однако отсутствие резких границ в толще, и обособленных комплексов не означает отсутствия общей постепенной смены характера седиментации, проявившейся в сейсмофациальном облике. Тенденция этой постепенной смены проявляется, как по геологическим характеристикам, так и в сейсмической записи, и состоит в постепенном сокращении вверх по разрезу темпов седиментации, уменьшении мористости отложений вплоть до возникновения в конце триаса континентальных условий, формировании коры выветривания, наличии русловых, канальных, баровых сейсмофаций.

В целом отложения представлены терригенной, песчано-глинистой толщей, характерной особенностью которой являются непрерывные скоростная и плотностная дифференциации с размерами неоднородностей от сотен метров до десятков сантиметров. По данным ВСП и ОГТ наблюдается общее нарастание интервальной скорости – от 1800-2000 м/с в верхней части разреза до 4500-5000 м/с на глубинах 6-8 км. Эта закономерность нарушается лишь в толщах с АВПД, где градиент скорости близок к нулю или отмечается инверсия вследствие разуплотнения пород.

Необходимо упомянуть о существовании внутри триасовых отложений геологических тел, природа которых была долгое время неясной, и им присваивали свойства, обусловленные характером седиментации триасовых отложений (дельты, русла и т.д.) (С.В.Алехин), или отождествляли с формами подводного рельефа (М.Л.Верба, 1985). В последнее время скважинные данные и другие исследования убедили нас в их интрузивном происхождении. Поскольку время их внедрения значительно отстает от времени окончания всей триасовой седиментации, их вряд ли

можно относить к седиментационным характеристикам Рифтогенного СЛЭТ. Поэтому мы рассмотрим их подробнее в главе, посвященной истории геологического развития БКР.

Как уже отмечалось отложения этого СЛЭТ в Северо-Карской части шельфа заметно редуцированы, а в южной его части практически отсутствуют. Предполагается, что в течение всего геологического времени формирование Рифтогенного СЛЭТ Южно-Карский шельф был областью размыва отложений, и лишь некоторые фрагменты этих осадков небольшой мощности сохраняются в грабенообразных прогибах.

Это предположение не противоречит региональной структурной ситуации, согласно которой в пределах Западно-Сибирской плиты триасовый бассейн седиментации занимал относительно небольшую область, а максимальные мощности этих отложений не превышали 3 км (Н.Я.Кунин, В.С.Сафонов, Б.Н.Луценко, 1995). По направлению к северу, в сторону Карского шельфа, мощность этих отложений сокращается до 500 м.

Подожвой вышележащего **Койлогенного СЛЭТ** служит региональная поверхность предъюрского несогласия, а кровлей – *региональное несогласие*, которое следится на всем БКШ и расположено *в отложениях нижнего мела*.

Его образование обусловлено ОИУМ, возникшим 110-115 млн.лет назад. На БШ ему соответствует ОГ с индексом (Д), а на КШ соответственно (М'), где он является региональной покрывкой апт-баремского газоносного комплекса. На БШ он вскрыт редкими морскими скважинами, где возраст ОГ определяется как $K_{1(apt-al)}$ (скв.Крестовая). На БШ ОГ представлен двухфазным высокочастотным отражением низкой и средней амплитудной выразительности, а на КШ его волновые характеристики более яркие и устойчивые к выделению.

Койлогенный СЛЭТ объединяет отложения юры и мела, формирование которых на БКШ проходило в условиях относительного тектонического покоя, что и привело к образованию хорошо отсортированных, с ярко выраженной слоистостью, песчано-глинистых отложений. Некоторое исключение в характере формирования и строения этого СЛЭТ отмечается на востоке БШ, которое по времени относится к неокому и заключается в кратковременной вспышке здесь рифтогенных процессов, проявившихся в образовании клиноформных тел бокового наращивания, проявлении траппового магматизма и следов палеоземлетрясений (Ю.В.Шипелькевич, 1985).

Несмотря на принципиальную однотипность отложений, составляющих этот типично плитный СЛЭТ, в его структуре имеются различия. Они относятся к несколько разному строению и условиям формирования юрских и нижнемеловых отложений.

Региональная поверхность несогласия в кровле юрских отложений разделяет Койлогенный СЛЭТ на два КССК – юрский и нижнемеловой. На БШ этот ОГ имеет индекс В (J_3), а на КШ - индекс Б (J_3). Возраст регрессивной фазы ОИУМ, ответственной за формирование этого несогласия, оценивается в 126-131 млн. лет (неоком). В предшествовавшую, трансгрессивную, фазу море охватило значительное пространство Западно-Арктической континентальной окраины, и в результате его длительного стояния, в условиях выровненного палеорельефа, сформировалась мощная, до 100-120 м, пачка тонкоотмученных битуминозных, так называемых “черных” глин. Появление столь акустически контрастного пласта в разрезе (значения коэффициента отражения на нем составило 0.15) привело к образованию в волновом поле высокоамплитудного сейсмического репера (ОГ В(J_3)). Волновые характеристики этого ОГ весьма хорошо опознаются, а сам он выделяется и коррелируется на обширных пространствах, включающих Западно-Сибирскую низменность, КШ, БШ, включая и его норвежскую часть.

Строение юрского КССК на всем БКШ определяется довольно уверенно благодаря присутствию в нем серии легко опознаваемых и коррелируемых по площади ОГ. Формирование КССК происходило при поступательном развитии юрской морской трансгрессии. В начале юрского периода размеры морских бассейнов были незначительными, а характер заполнения, учитывая близость источников сноса, довольно интенсивным. Об этом свидетельствуют раннеюрские комплексы бокового наращивания, обнаруженные по сейсмическим данным северо-восточнее о. Колгуев (Е.Ф. Безматерных и др., 1986). Постепенное распространение границ морских бассейнов при довольно длительном, а главное устойчивом, прогибании привело к накоплению в юрский период песчано-глинистой толщи с хорошо выраженной слоистостью как в разрезе скважин, так и на сейсмических данных. Завершилось формирование КССК поверхностью позднеюрского несогласия ОГ В.

Строение лежащего на нем нижнемелового КССК имеет в Баренцевской и Южно-Карской частях некоторые отличия. В Баренцевской части он имеет ярко выраженные следы некомпенсированного осадконакопления. На сейсмических разрезах запечатлены многочисленные клиноформные тела (рис.31), относимые к неокому, область распространения которых покрывает почти всю ЮБВ. Вышележащие отложения, как и нижнемеловые, имеют плоскопараллельное залегание, как и, по-видимому, верхнемеловые, несохранившиеся здесь. В Южно-Карской части этого КССК столь выраженных в разрезе клиноформ не наблюдается, но по последним сообщениям подобные процессы здесь имели место (Н.В. Устинов, рукописный источник, 1993). В Северо-Карской части, в особенности ее восточной

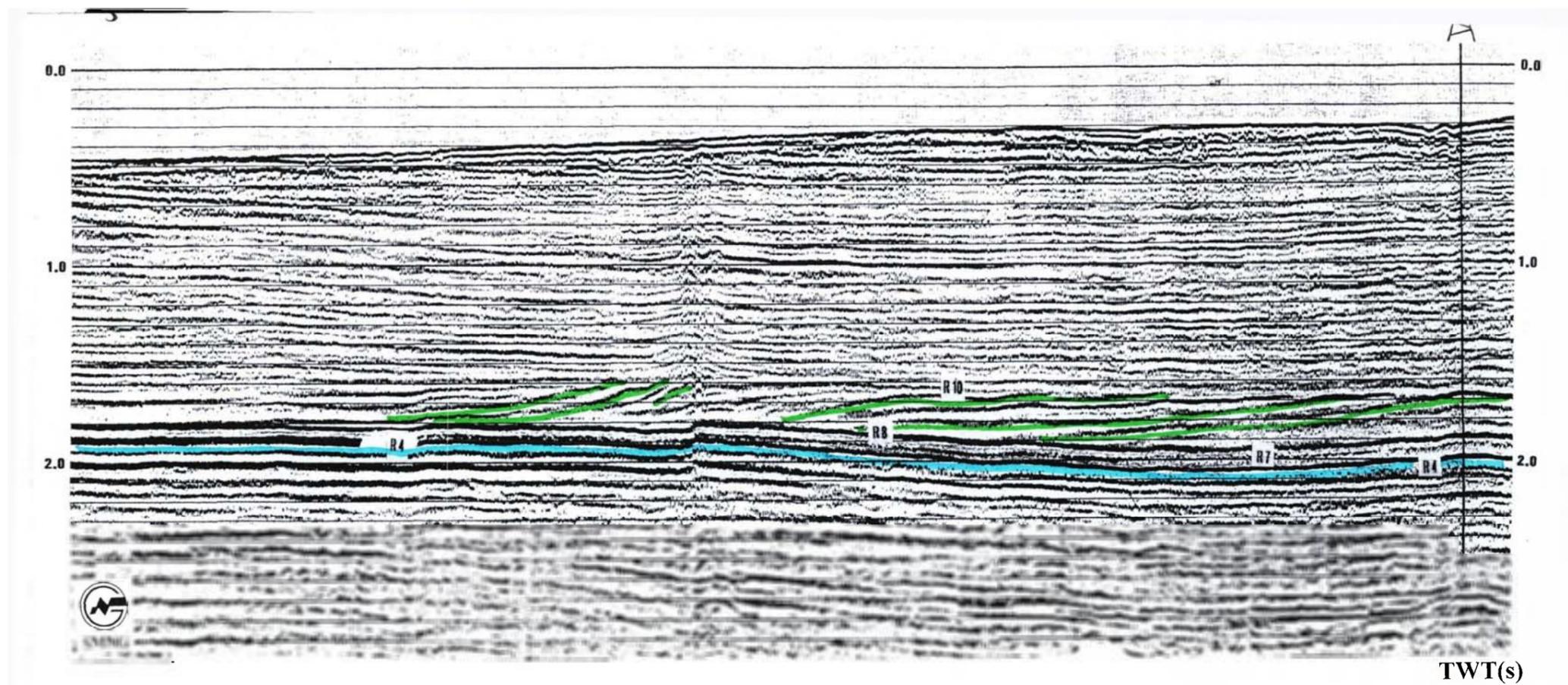


Рис.31. Южно-Баренцевская впадина. Фрагмент сейсмического разреза, иллюстрирующий клиноформные тела в нижнемеловом КССК (R4-условное обозначение ОГ (В J₃); R7, 8, 10 – условные обозначения нижнемеловых ОГ, точный возраст которых не определен)

зоне, отложения Койлогенного СЛЭТ сильно редуцированы вплоть до полного отсутствия.

По результатам корреляции региональных несогласий и их взаимной увязки по площади были построены глубинные сейсмогеологические разрезы. Пересчет значений t_0 в значения глубин проведен с учетом данных скоростного анализа.

Скоростной анализ осадочной толщи.

Скоростная характеристика разреза изучалась путем определения $V_{огт}$ по данным переборов $V_{огт}$ с постоянной скоростью и вертикальных спектров скоростей (ВСС). Кроме того, к анализу были привлечены результаты определения скорости по данным ВСП морских скважин, но, к сожалению, временной интервал разреза, который обеспечен этими данными, весьма невелик и в основном не превышает 1.5 с.

Анализ изученных выборок $V_{огт}$, которые сведены на графике $V_{огт}=f(t)$ (рис.31), свидетельствует о довольно широком разбросе значений $V_{огт}$ в пределах всего шельфа. Для Баренцевоморского шельфа он составляет 700-750 м/с для времени от 2 с до 5 с, а с учетом данных по Южно-Карскому шельфу достигает 1000 м/с. В первом приближении все многообразие значений аппроксимируется тремя кривыми $V_{огт}=f(t)$, показанными на рис.32. Зональное распределение скоростей, аппроксимированное этими кривыми по исследуемой площади шельфа, в свою очередь, объясняется вполне определенной закономерностью, которая заключается в том, что наибольшее влияние на значения средней скорости оказывает присутствие в осадочном разрезе низкоскоростной юрско-меловой толщи. Чем большую долю в разрезе составляют эти осадки, тем ниже значения осредненных скоростных параметров. Наибольшие значения $V_{огт}$ имеет по периферии шельфа и на крупных поднятиях, где мощности юрско-меловой толщи меньше 1 км (первый график), промежуточные значения $V_{огт}$ имеет при мощности низкоскоростного интервала более 1-1.5 км (второй график), а наименьшие - на БКШ в ЮКС, где мощности юрско-меловых отложений достигают 6 км (третий график). Эти три основные зависимости $V_{огт}=f(t)$ были переведены в соответствующие зависимости $H=f(t)$, которые сведены в Табл.2. После определения t_0 до исследуемых ОГ, используя графики $H=f(twt)$, были получены значения глубин их залегания.

На участках профилей, находящихся в переходной зоне, были построены глубинные разрезы по соответствующим каждой зоне графикам $H=f(twt)$, а затем вручную было выполнено сглаживание значений глубин до ОГ, которые в дальнейшем были использованы при построении структурных карт.

В тех редких случаях, в особо глубоко погруженных зонах шельфа (ЮБВ), когда недостаточная длительность сейсмической записи (6-7 с) не позволяла получить отражения от АФ, проводилось достраивание этой границы на глубинном

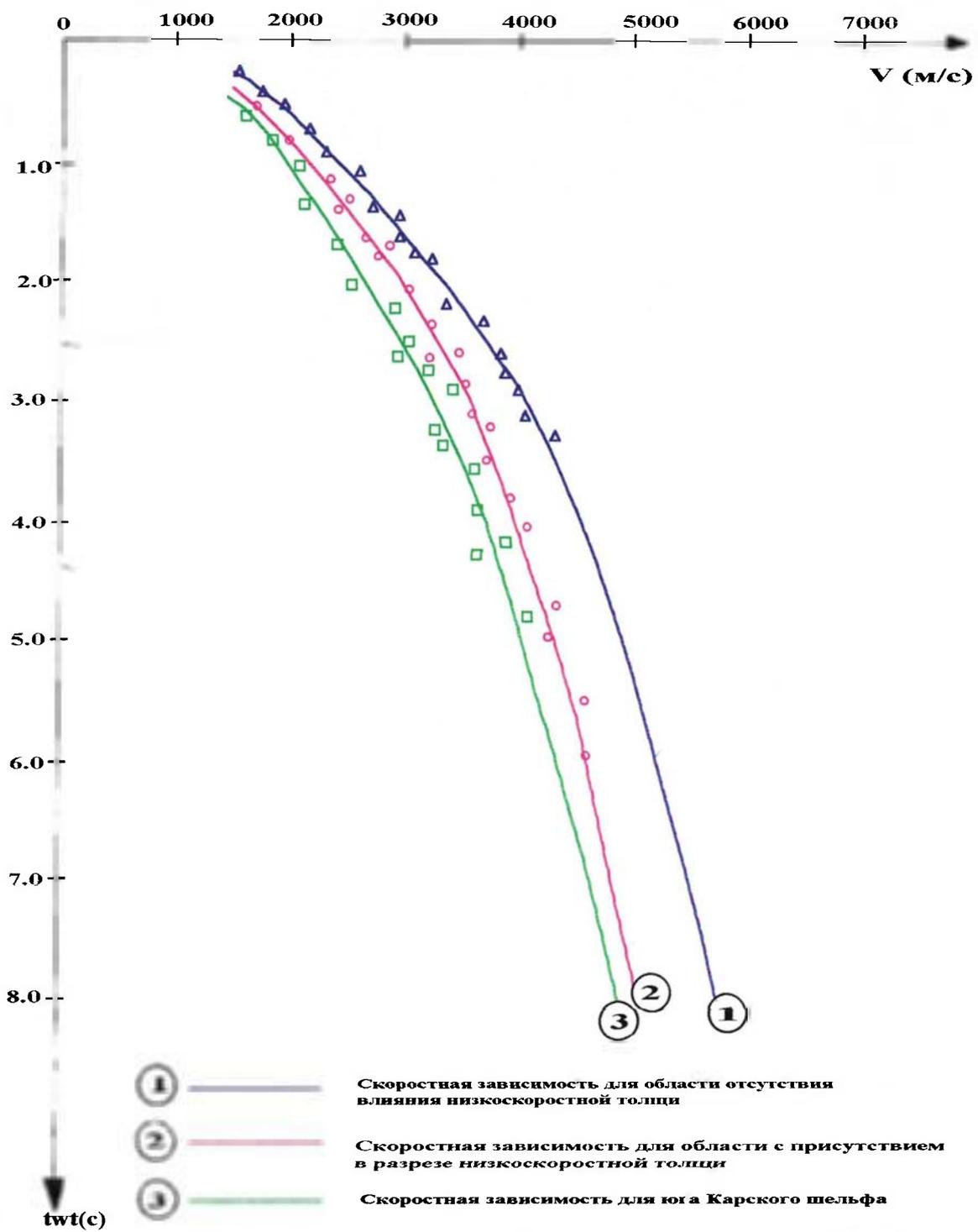


Рис.32. Графики скоростной зависимости $V_{огт}=f(twt)$ для Баренцево-Карского шельфа

Таблица 2 . Зависимость $H=f(twt)$ для Баренцево-Карского шельфа

График 1.

TWT	H(м)	TWT	H(м)	TWT	H(м)
300	250	3100	6400	5900	15400
400	350	3200	6700	6000	15750
500	500	3300	7000	6100	16100
600	600	3400	7300	6200	16500
700	800	3500	7600	6300	16800
800	900	3600	7900	6400	17200
900	1100	3700	8200	6500	17500
1000	1200	3800	8500	6600	17800
1100	1400	3900	8800	6700	18200
1200	1550	4000	9100	6800	18600
1300	1750	4100	9350	6900	19000
1400	1950	4200	9700	7000	19200
1500	2200	4300	10000	7100	19000
1600	2400	4400	10300	7200	20100
1700	2600	4500	10650	7300	20500
1800	2800	4600	11000	7400	20900
1900	3050	4700	11300	7500	21400
2000	3300	4800	11600	7600	21800
2100	3550	4900	12000	7700	22000
2200	3800	5000	12300	7800	22500
2300	4100	5100	12600	7900	23000
2400	4350	5200	12900	8000	23500
2500	4650	5300	13200		
2600	4950	5400	13600		
2700	5250	5500	14000		
2800	5500	5600	14300		
2900	5800	5700	14700		
3000	6150	5800	15000		

График 2.

TWT	H(м)	TWT	H(м)	TWT	H(м)
300	250	3100	5400	5900	13300
400	300	3200	5650	6000	13600
500	400	3300	5850	6100	14000
600	500	3400	6100	6200	14200
700	700	3500	6400	6300	14600
800	800	3600	6700	6400	14900
900	950	3700	6900	6500	15250
1000	✓ 1100	3800	7200	6600	15600
1100	1250	3900	7500	6700	15900
1200	1400	4000	7800	6800	16200
1300	1550	4100	8000	6900	16600
1400	1700	4200	8300	7000	16800
1500	1900	4300	8550	7100	17200
1600	2050	4400	8800	7200	17500
1700	2250	4500	9100	7300	17800
1800	2400	4600	9400	7400	18100
1900	2650	4700	9700	7500	18400
2000	2850	4800	10000	7600	18700
2100	3000	4900	10300	7700	19000
2200	3200	5000	10600	7800	19300
2300	3450	5100	10900	7900	19800
2400	3650	5200	11200	8000	20000
2500	3850	5300	11500		
2600	4100	5400	11800		
2700	4350	5500	12100		
2800	4600	5600	12400		
2900	4850	5700	12700		
3000	5100	5800	13000		

График 3.

TWT	H(м)	TWT	H (м)	TWT	H (м)
300	250	3100	4900	5900	12800
400	300	3200	5200	6000	13100
500	400	3300	5400	6100	13400
600	500	3400	5700	6200	13700
700	600	3500	5950	6300	14000
800	750	3600	6200	6400	14300
900	900	3700	6500	6500	14650
1000	1000	3800	6750	6600	15000
1100	1150	3900	7000	6700	15300
1200	1300	4000	7250	6800	15600
1300	1400	4100	7550	6900	15900
1400	1550	4200	7800	7000	16200
1500	1700	4300	8050	7100	16600
1600	1900	4400	8300	7200	16900
1700	2100	4500	8600	7300	17250
1800	2250	4600	8900	7400	17500
1900	2450	4700	9200	7500	17900
2000	2650	4800	9500	7600	18200
2100	2850	4900	9800	7700	18500
2200	3000	5000	10100	7800	18800
2300	3250	5100	10400	7900	19300
2400	3400	5200	10700	8000	19500
2500	3650	5300	11000		
2600	3850	5400	11250		
2700	4050	5500	11550		
2800	4300	5600	11800		
2900	4500	5700	12150		
3000	4700	5800	12500		

разрезах, как это показано на рис.33. Нередко достраиваемый участок был «заверен» пересекающими его профилями с более длительной сейсмической записью (8 с). Затем снятые с разреза на этих участках глубины использовались для построения структурных карт по АФ.

В целом погрешность определения глубин до ОГ оценивается в пределах 20%, что удовлетворяет региональному уровню исследований.

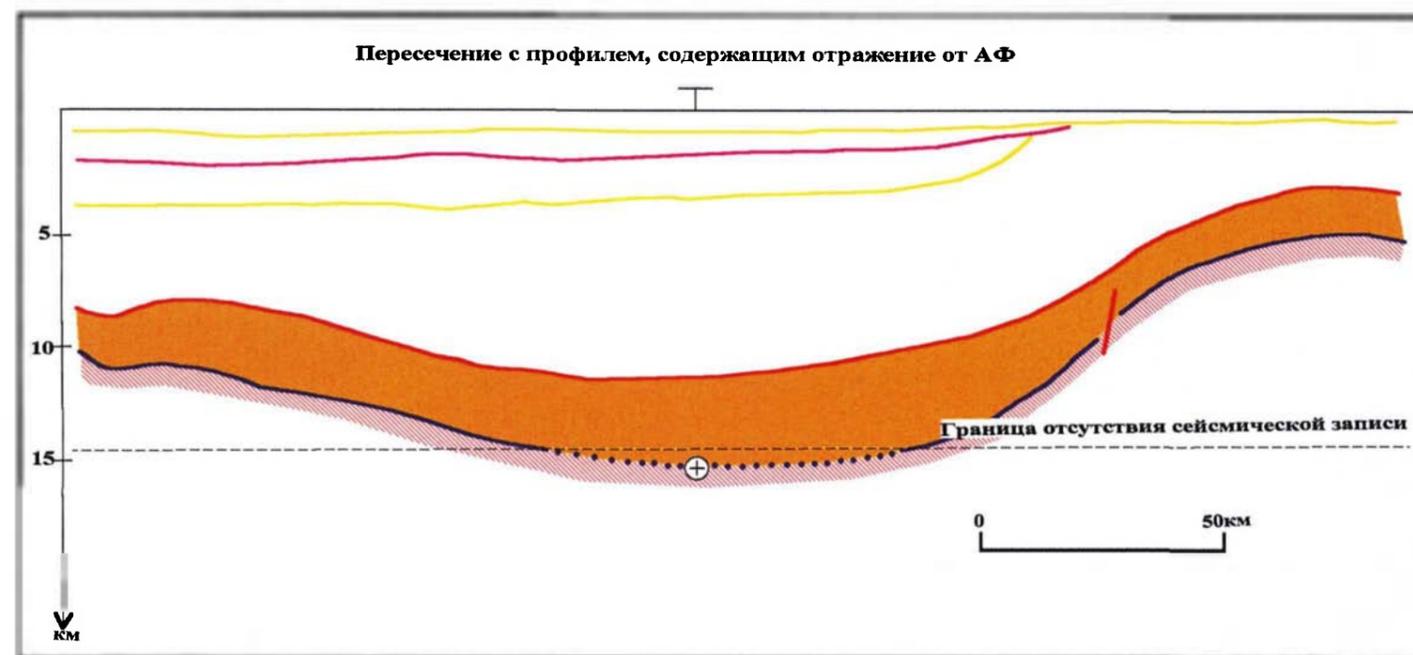


Рис.33. Пример "достаивания" АФ в зоне отсутствия сейсмической записи

Расчитанные значения глубин до ОГ были увязаны между собой по всей площади исследований для каждого ОГ и послужили исходными данными для построения структурных карт.

§2. Картирование региональных несогласий, анализ структурных элементов

Представленные в диссертации структурные карты по пяти основным региональным поверхностям несогласий дают представление о распределении глубин залегания этих поверхностей по площади, морфологии структурных элементов разного порядка, наличии областей эрозии отложений, а, кроме того, являются необходимым звеном для детального анализа мощности каждого СЛЭТ. Все карты являются оригинальными, построенными с использованием новых принципиальных подходов к интерпретации региональных сейсмоданных. Масштаб рабочих макетов карт – 1:2.5. млн., а в диссертации приводятся их уменьшенные копии.

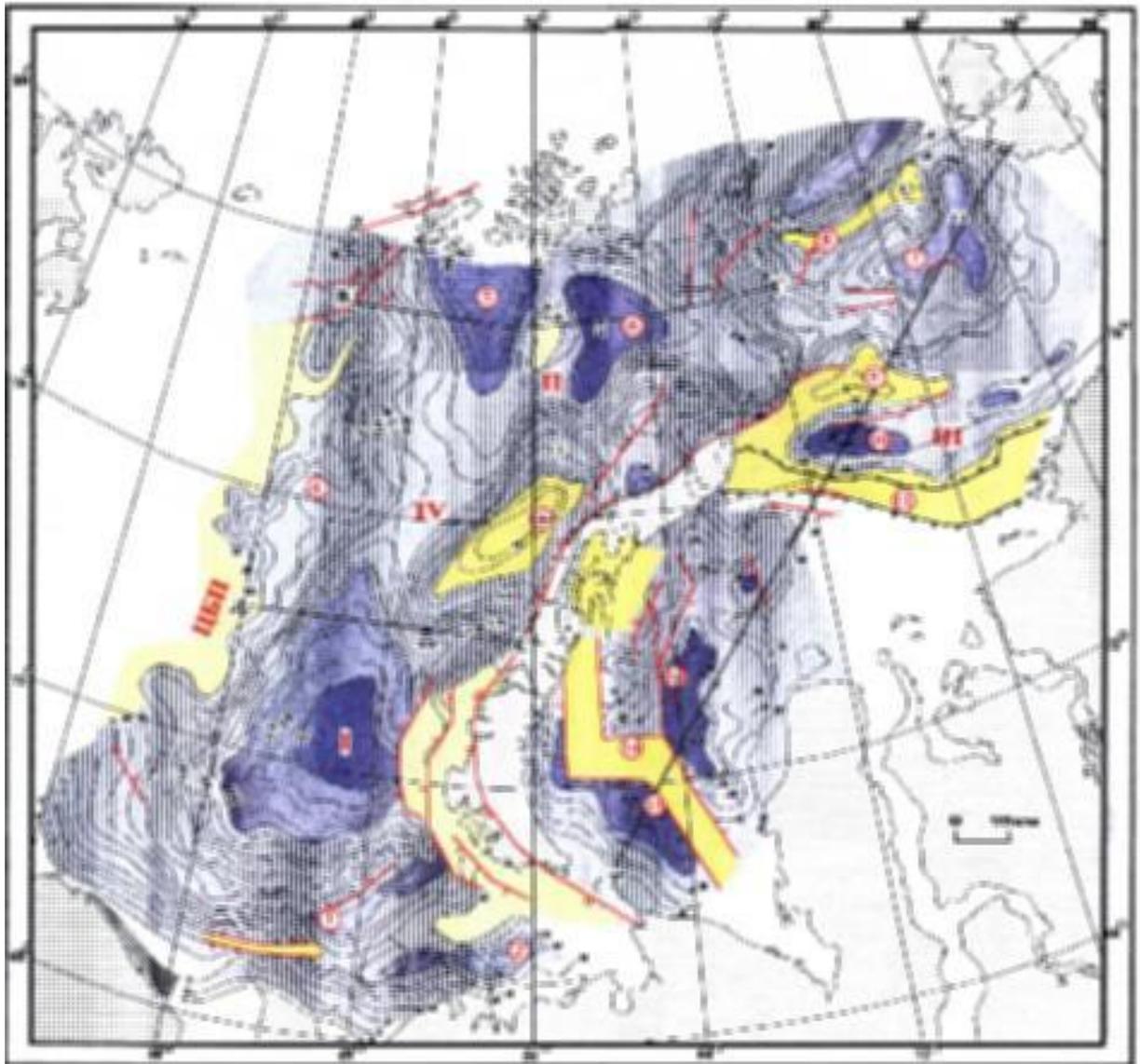
Структурная карта по акустическому фундаменту

Используя методику СС, а также достраивая АФ на глубинных разрезах в некоторых зонах отсутствия сейсмозаписи, как это было показано выше, мы получили непрерывное прослеживание АФ, увязанного по системе региональных профилей на всем БКШ. В итоге была построена структурная карта по АФ (рис.34), которая показывает современный рельеф этой границы и дает представление о распределении мощности осадочного чехла в пределах БКШ.

Следует отметить, что представленная карта является единственной в своем роде, построенной по сейсмическим данным с сечением изогипс 1 км. Как видно на рис.34, рельеф АФ представляется весьма расчлененным, с преобладанием глубин залегания 16-17 км. В нем выделяется несколько крупных структурных элементов первого и второго порядков как отрицательного, так и положительного знака. Отсутствие на карте ярко выраженного блокового строения и многочисленных разрывных нарушений, ограничивающих эти блоки, что, конечно же, имеет в природе место, объясняется большими глубинами залегания АФ и возникающей в связи с этим неизбежной сглаженностью их проявления в волновом поле. Среди выделенных нарушений дизъюнктивного типа наибольшими амплитудами обладают сбросы на западном Приновоземелье и северных областях шельфа, в особенности на Северо-Карском, где их амплитуда достигает 5 и более км (рис.26 и 36).

На юге БШ наиболее значительным элементом является структура I-го порядка ЮБВ (рис.34(I))* . Глубина залегания АФ в депоцентре этой впадины

* - далее в тексте номера структурных элементов по АФ следует смотреть на рис.34

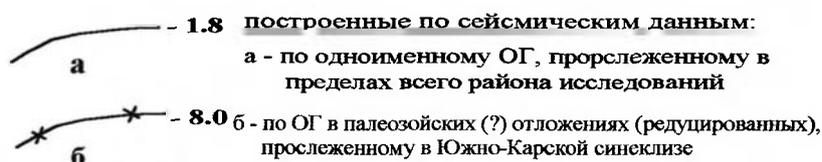


**Рис.34. Баренцево-Карский шельф. Структурная карта по акустическому фундаменту (АФ).
Условные обозначения показаны на рис.35.**

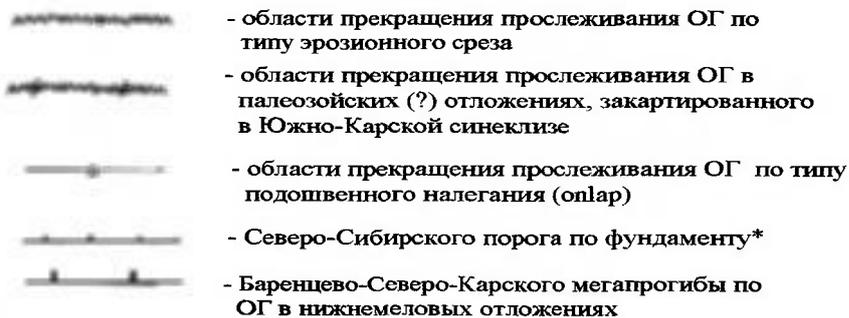
**Структурные элементы I-го порядка: I-Южно-Баренцевская впадина (ЮБВ),
II-Северо-Баренцевская депрессия (СБД), III-Северо-Сибирский порог (ССП),
IV- Штокмановско-Лунинская мегаседловина**

Структурные элементы II-го порядка: 1-Северо-Печорский грабен (СПГ), 2-Канино-Колгуевский грабен (ККГ), 3-Адмиралтейское поднятие (АП), 4-Поднятие Персея (ПП), 5-Северо-Баренцевский трог (СБТ), 6-Восточно-Баренцевская впадина (ВБВ), 7-Северо-Земельская впадина (СЗВ), 8-Поднятие Визе (ПВ), 9-Северо-Карский вал (СКВ), 10-Центрально-Карский прогиб (ЦКП), 11-Северо-Сибирский горст (ССГ), 12-Центрально-Карская впадина (ЦКВ), 13-Южно-Карский прогиб (ЮКП), 14-Южно-Карский горст (ЮКГ), 15-Северо-Новоземельский грабен (СНГ)

Изогипсы и значения глубин до ОГ от уровня моря в км:



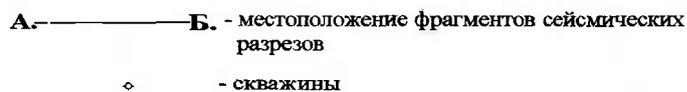
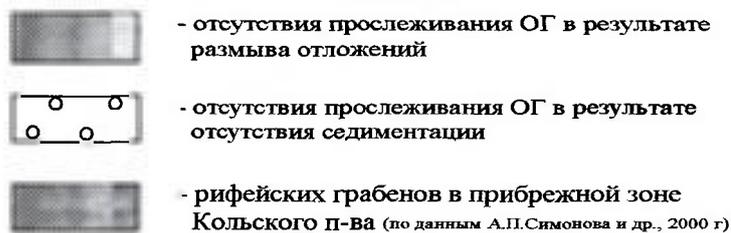
Границы:



Разрывные нарушения:



Области:



* - (данные приводятся с учетом построений, выполненных в "Атласе геолого-геофизических карт Баренцево-Карского шельфа", Верба М.Л., Волк В.Э. и др., 1987 г.)

Рис.35. Условные обозначения к структурным картам.

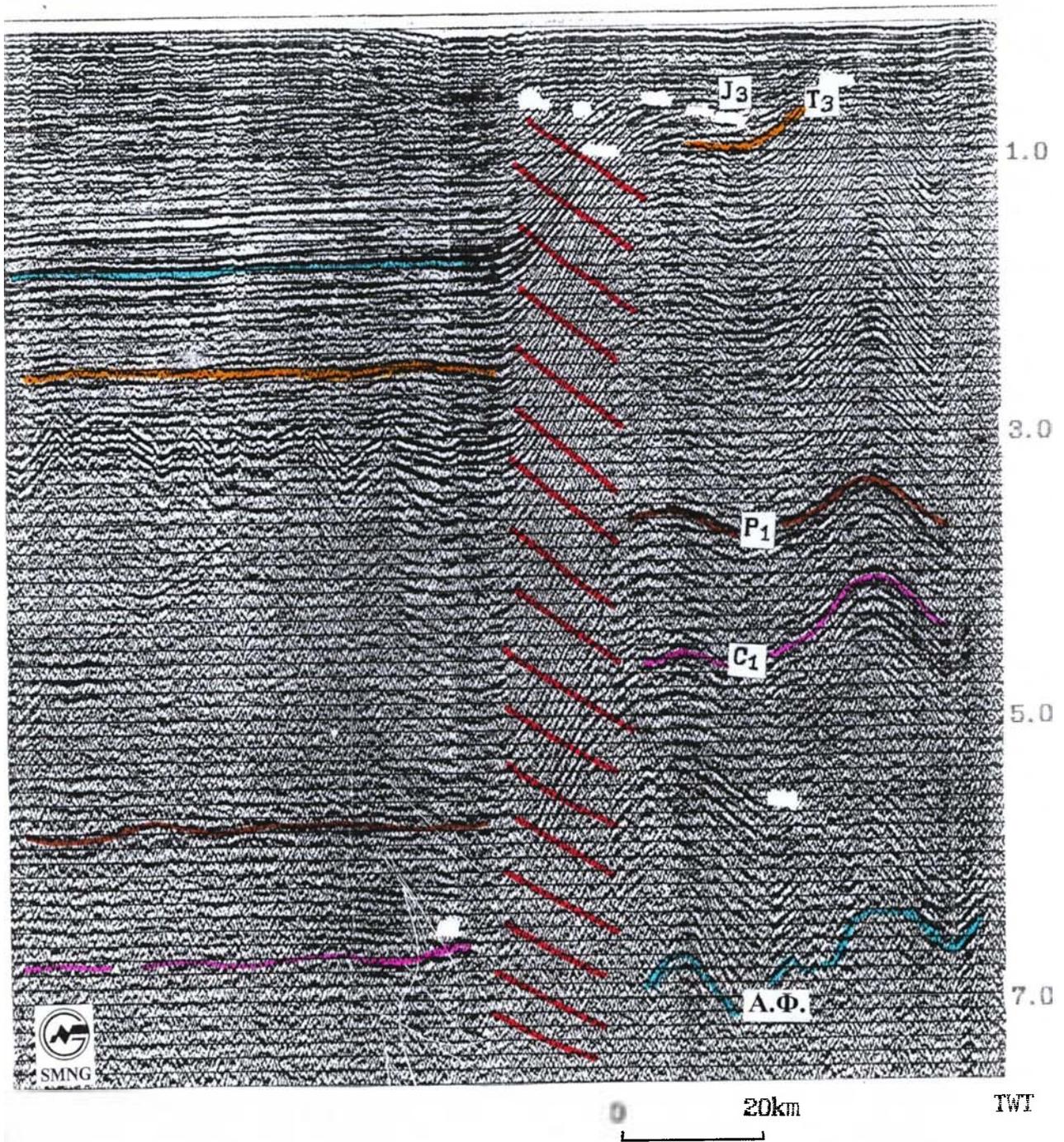


Рис.36. Фрагмент сейсмического разреза по проф.038702. Район западного приноземья. Видны высокоамплитудный сброс и складки сжатия

определена путем достраивания на глубинных разрезах, и поэтому носит предполагаемый характер. Однако область неуверенного определения АФ весьма невелика и определяющего значения для картирования этой структуры не представляет. Максимальные глубины залегания АФ здесь составляют 22-23 км.

На западе ЮБВ ограничена областью Центрально-Баренцевских поднятий (ЦБП), а ее восточная граница, примыкающая к Новой Земле, проходит по системе высокоамплитудных сбросов. Интересная, вновь выявленная, особенность отмечается на восточном борту ЮБВ, где не происходит замыкания ряда изогипс АФ, как это установлено по верхним ОГ. Фактически они раскрыты в сторону Новой Земли и обрываются на плоскости сбрасывателя высокоамплитудного сброса. Сейсмическое изображение одного из участков этого сброса приводится на рис.36.

Южнее ЮБВ впервые закартировано несколько линейно вытянутых грабенообразных прогибов (Северо-Печорский грабен (СПГ), Канино-Колгуевский грабен (ККГ) - (1,2)), которые ориентированы субширотно и коррелируются с ориентировкой современной береговой линии (рис.34).

На восточных бортах этих прогибов естественного структурного замыкания не устанавливается, и, по всей видимости, они ограничены здесь, так же, как и ЮБВ, дизъюнктивными структурами Новой Земли. Существование структур фундамента субширотной ориентировки прогнозировалось и ранее по комплексу геолого-геофизической информации (Мурманский грабен) (Е.Б.Диденко, Т.С.Гейко, 1993). Но доминировала все же в этом районе модель строения фундамента, структуры которой унаследовано вплоть до конца палеозоя имели субширотную ориентировку (система валлообразных поднятий и прогибов севера ТПП и их продолжение на акваторию).

Приведенные нами данные, вступая в противоречие с ранее опубликованными с одной стороны, с другой стороны находят подтверждение рядом данных, полученных в последнее время, в частности, о существовании Предтимаанского прогиба, выполненного рифейскими отложениями. Последние геолого-геофизические обобщения по этому вопросу говорят о морском продолжении этого грабена вдоль Кольского п-ова вплоть до п-ова Рыбачий (А.П.Симонов и др., 2000). Таким образом, если рассматривать перечисленные структуры фундамента с рифейским выполнением – Предтимаанский прогиб и его морское продолжение, Мурманский грабен, а также выявленные нами Северо-Печорский грабен (СПГ) и Канино-Колгуевский грабен (ККГ), то можно говорить о широко развитой на юге БШ в зоне его сочленения с элементами, ограничивающими Восточно-Европейскую платформу, системы рифейских грабенов, сформировавшихся в байкальскую фазу тектогенеза.

Как будет видно из структурных построений по вышележащей поверхности несогласия в раннепермских отложениях, эти обсуждаемые грабен-рифты не проявляются в палеозойской толще осадков, являясь погребенными.

К северу от ЮБВ располагается Штокмановско-Лунинская мегаседловина (ШЛМС), представляющая собой своеобразную перемычку, которая разделяет южную и северную области БШ (И.С.Граumberг и др., 2001). Седловина, являющаяся структурной I-го порядка, относительно приподнята по отношению к депрессиям, располагающимся к югу и северу от нее, и относительно погружена по сравнению с входящими в нее поднятиями – структурами II-го порядка. На востоке – это Адмиралтейское поднятие (АП) (3), примыкающее к Новой Земле, а на западе – поднятие Персея (ПП) (4). Мощности осадочного чехла сокращены на этих поднятиях до 6 км. Более подробно строение и формирование всего комплекса осадочного чехла на этой важнейшей для целей нефтяной геологии мегаседловины будут рассматриваться в главе, посвященной нефтегазоносности БКШ.

Севернее ШЛМС разместилась обширная Северо-Баренцевская депрессия (II), которая по мезозойским отложениям определена как Северо-Баренцевская впадина. Однако в рельефе АФ ее контуры, ориентировка и размеры имеют значительные отличия, проявившиеся, во-первых, в существовании двух примерно равных по размерам, но различающихся по степени погруженности АФ депрессий – Северо-Баренцевский трог (СБТ) и Восточно-Баренцевская впадина (ВБВ) (5,6). Однако главное отличие заключается в существенном погружении АФ в СБТ на север в направлении к ЗФИ, где максимальные глубины залегания АФ достигают 20 км, то время как Северо-Баренцевская впадина по плитному комплексу ориентирована своей длинной осью на северо-восток. Северная граница вновь выявленной структуры – Северо-Баренцевского трога (СБТ) (5), достоверно не определяется из-за отсутствия сейсмических данных. По-видимому, она ограничена наложенными блоковыми поднятиями ЗФИ, имеющими относительно молодой возраст. Косвенно можно судить о ее продолжении на севере и раскрытию в ОК можно по довольно мощному осадочному чехлу, вскрытому скважинами на ЗФИ (Э.Н.Преображенская, И.В.Школа и др., 1995), в том числе и палеозойских отложений.

Кроме СБТ в депрессию входит и Восточно-Баренцевская впадина (ВБВ) (6) с глубинами АФ до 16-17 км, отделенная от СБТ относительно приподнятой областью. Строение чехла этих двух депрессий в разрезе показано на рис.27.

Восточнее Северо-Баренцевской депрессии на СКШ располагается Северо-Земельская впадина (СЗВ) (7) с глубинами залегания фундамента 11-12 км, которая на севере отделяется поднятием Визе (8) от довольно глубокой депрессии, контуры которой из-за отсутствия сейсмоданных пока еще не определены. Вместе с тем ее

существование подтверждено довольно резким минимумом в поле силы тяжести (рис.3).

Структуры Северо-Сибирского порога (ССП) (III) имеют как бы двухступенчатое строение. Первая ступень или ветвь - это валообразное поднятие, названное нами Северо-Карским валом (СКВ) (9), расположено на самом севере обширной зоны, которую занимает порог и которое находится на продолжении Новоземельского складчатого пояса. Глубины залегания до АФ составляют там всего около 1 км. От второй, более южной, ветви ССП его отделяет довольно узкий прогиб с мощностью осадочного чехла до 5 км - Центрально-Карский прогиб (ЦКП) (10). Эта вторая ветвь, которая по нашему мнению является собственно пороговой структурой, ограничивающей на шельфе Западно-Сибирскую плиту, практически не содержит осадочного чехла. В районе северной оконечности Новой Земли он обнажается на поверхности - Северо-Сибирский горст (ССГ)(11), (Тектоника ..., 1992).

На ЮКШ, где глубины залегания АФ в целом имеют существенно меньшие значения, выделен ряд относительно небольших по размеру депрессий. Одна из них, где мощность чехла составляет 11 км, занимает центральную часть ЮКШ и соответствует ранее выделенной ЮКС - Центрально-Карская впадина (ЦКВ)(12). На самом юге шельфа, вблизи Пайхой-Новоземельской складчатой зоны, располагается ранее не выделявшаяся впадина с глубинами залегания АФ до 10-11 км - Южно-Карский прогиб (ЮКП) (13). Учитывая, что этот структурный элемент впервые выделяется в структуре фундамента ЮКШ, и принципиальное значение его для последующих палеорекопструкций, остановимся на нем немного подробнее. ЮКП представляет собой реликт древнего прогиба, существенно измененного последующей тектоникой. Сохранившиеся в рельефе фундамента погруженные участки хорошо коррелируются с выделяемыми здесь по гравитационному полю минимумами, которые довольно легко объединяются в цепь аномалий субширотного, совпадающего с результатами сейсмических наблюдений, направления. На сейсмических разрезах, пересекающих эту древнюю структуру, акустический фундамент следует относительно непротяженными площадками.

Разделяет эту и располагающуюся севернее ЦКП структуру довольно обширная, 50-60 км шириной, субширотно вытянутая и изломанная в пространстве область горстового поднятия, ограниченная нарушениями сбросового типа - Южно-Карский горст (ЮКГ) (14). Отметим, что эта горстовая структура проявляется в разрезе вплоть до отложений мела. Положение структурных элементов в разрезе Карского шельфа показано на рис.30.

Структурная карта по региональному несогласию в нижнепермских отложениях – ОГ I_a

Используя методику СС, удалось проследить и закартировать с разной степенью уверенности ОГ I_a на всем пространстве БКШ. Лишь на юге КШ, где значительная часть палеозойских отложений размыта, этот ОГ отсутствует и построения выполнены по одному из сохранившихся в разрезе палеозойских ОГ, возраст которого не определен.

Структурная карта, построенная по нижнепермскому несогласию (ОГ I_a (P₁)) с сечением изогипс 1 км представлена на рис.37. Современный рельеф этой поверхности, по сравнению с АФ, имеет гораздо меньшую расчлененность и нарушенность разрывными нарушениями. В его рельефе выделяются несколько крупных элементов, отнесенных к структурам I-го порядка: I - Южно-Баренцевская впадина (ЮБВ), II- Северо-Баренцевская депрессия (СБД), которые разделены ШЛМС (1), а также АП (2) на востоке и наметившейся на западе от ШЛМС приподнятой зоной.

СБД осложнена двумя структурами II-го порядка: Северо-Баренцевским трогом (СБТ) (3) и Восточно-Баренцевской впадиной (ВБВ) (4), разделенными небольшим валообразным поднятием, что в целом хорошо согласуется с рельефом АФ.

Наибольшие глубины залегания этого ОГ во впадинах достигают 14-15 км. Ориентировка осей этих структур (основная ось ориентирована на север), их местоположение (вблизи архипелага ЗФИ) во многом изменяют старые представления о морфологии Северо-Баренцевской впадины по палеозойским ОГ.

На ЮБШ наблюдается относительное изменение структурного плана по сравнению с АФ. Во-первых, естественным образом замыкается восточный борт ЮБВ, примыкающий к Новой Земле, хотя присутствие здесь высокоамплитудных сбросов по палеозойским отложениям столь же очевидно. Максимальные глубины залегания ОГ в ЮБВ составляют 14 км. Во-вторых, абсолютно отсутствуют в рельефе этой границы субширотные грабенообразные прогибы, выявленные в АФ.

Требуется пояснения ряд особенностей структурного плана ОГ I_a, показанного на рис.37. Первая из них - область эрозионного среза этого ОГ, расположенная на самом северо-востоке БКШ, в районе Новой Земли и в ее северном акваториальном продолжении, которая является следствием частичного размыва как слоев, составляющих этот ОГ, так и часть нижележащих палеозойских отложений.

Обозначенные на структурных картах как районы с изначальным отсутствием ОГ I_a, надо понимать как области частичного или полного отсутствия седиментации в период формирования ОГ, которые охватывают область ССП и прибрежные зоны Кольского п-ова.

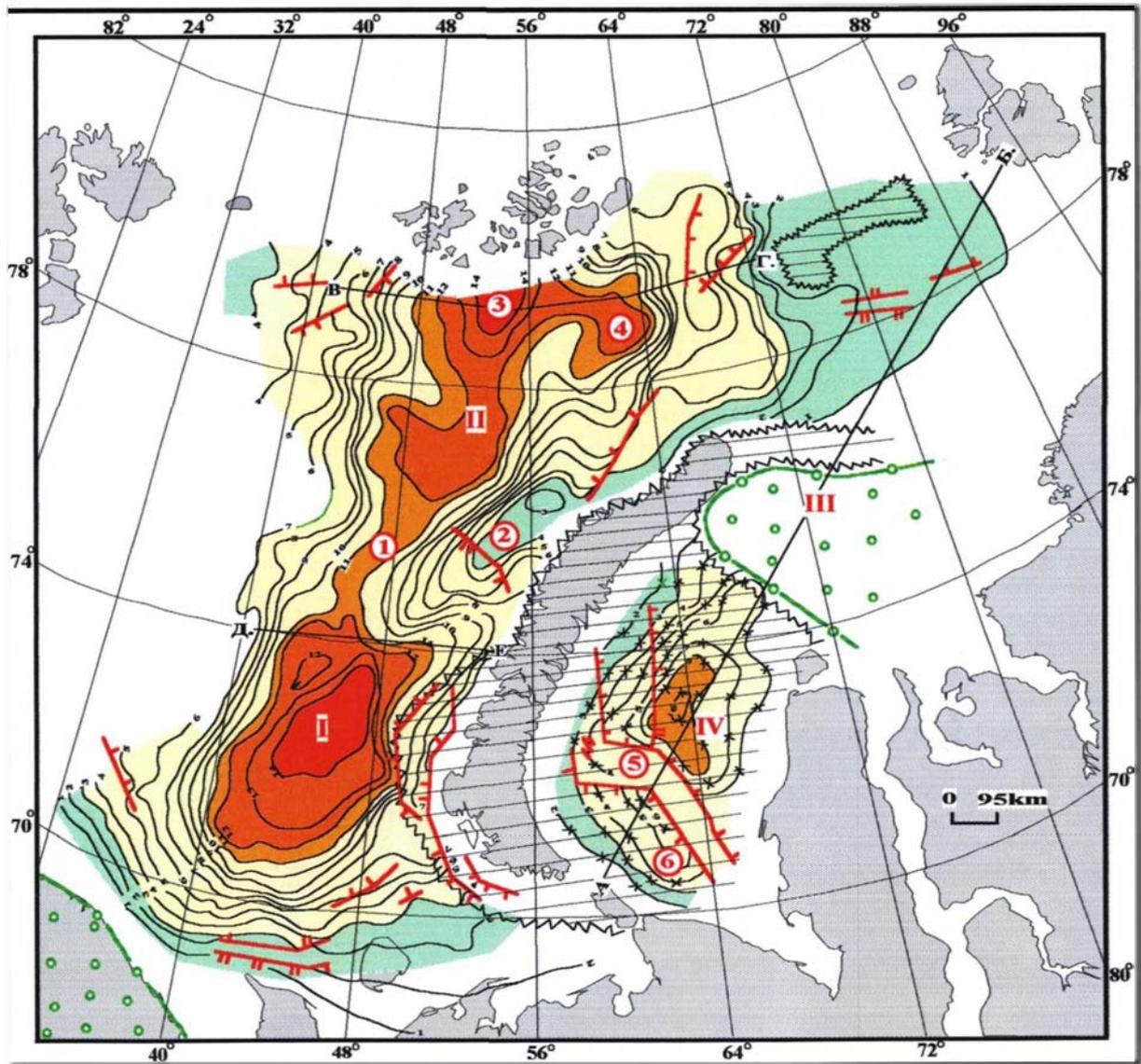


Рис.37. Структурная карта по ОГ - Ia (P₁).

Условные обозначения приводятся на рис.35.

Структурные элементы I-го порядка:

I - ЮБВ, II - СБД, III - ССП, IV - ЮКС

Структурные элементы II-го порядка:

1- ШЛМС, 2 - АЦ, 3 - СБТ, 4 - ВБВ, 5 - ЮКТ, 6 - ЮКП

Особого объяснения требует ситуация, показанная на структурной карте для Южно-Карского шельфа. На ЮКШ, как уже отмечалось ранее, сохранилась только часть палеозойских отложений. Выполненные построения по одному из ОГ в сохранившейся толще Платформенного СЛЭТ, возраст которого не определен, все же дают в определенной мере представление о структурной ситуации Платформенного СЛЭТ. Здесь обособляется структура I-го порядка – ЮКС, осложненная двумя элементами II-го порядка – Южно-Карским горстом (ЮКГ), аналогом выделенного по АФ, и Южно-Карским прогибом (ЮКП) (5) и (6) соответственно.

Завершая краткий анализ структурного плана ОГ - I_a следует отметить, что ряд структурных элементов (СБД, ССП) и структуры ЮКШ в значительной мере унаследовали по своим размерам и морфологии структуры АФ. В то же время другая часть структур, выраженная в АФ, – восточный борт ЮБВ, грабены в южной части БШ и структуры Северо-Карской части шельфа – не находят своего отображения в более позднем палеозойском структурном плане.

Структурная карта по предъюрскому региональному несогласию (кровля триаса)

Современный рельеф этой поверхности несогласия, представленный на рис.38, имеет слабо расчлененный характер, в котором выделяют ряд впадин и поднятий с относительно пологими бортами.

В южной и центральной частях БШ выделяются структурные элементы I-го порядка (ЮБВ) и II-го порядка (ШЛМС и АП), местоположение и морфология которых в значительной мере унаследованы от структур предыдущих геологических эпох. Заметные перестройки в структурном плане произошли лишь в Северо-Баренцевской части шельфа. Здесь на месте СБД обособились две погруженные области, которые по размерам и выраженности в рельефе относятся к структурам I-го порядка – Северо-Баренцевская впадина (СБВ) (рис.38(II)) и Восточно-Баренцевская впадина (ВБВ) (III), разделенные Северо-Баренцевской седловиной (СБС) (рис.38(3)). Причем произошедший после завершения триасовой седиментации рост архипелага ЗФИ изменил, по сравнению с более древними структурными планами ориентацию северных структур, направив их по двум направлениям – северо-восточному (пр.Св.Анны) и северо-западному (пр. Франц-Виктории).

Несмотря на то, что по нашим представлениям седиментация на Южно-Карском шельфе в триасовое время отсутствовала, существующая поверхность размыва (ОГ Б (Т₃), синхронная предъюрскому размыву, картируется и позволяет выделить ряд структурных элементов. В Южно-Карской части шельфа выделяется ЮКС (IV), имеющая практически унаследованное положение с палеозоя.

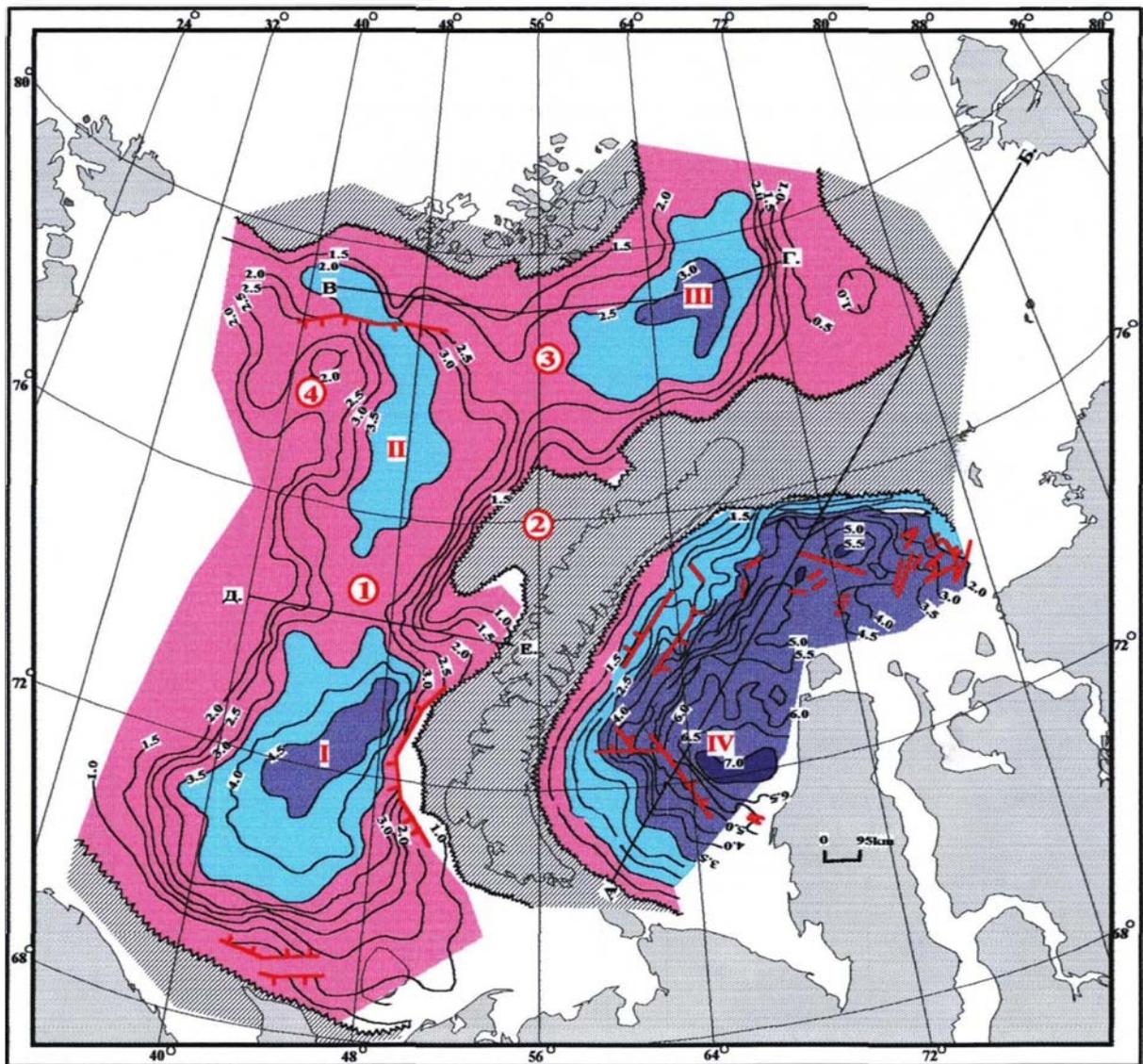


Рис.38. Структурная карта по поверхности несогласия в кровле триасовых отложений.

Условные обозначения приводятся на рис.35.

Структуры I-го порядка:

I - ЮБВ, II - СБВ, III - ВБВ, IV - ЮКС.

Структуры II-го порядка:

1 - ШЛМС, 2 - АП, 3 - СБС, 4 - ПП

Выделяемое в этой части горстообразное поднятие ЮКГ в рельефе ОГ выражено значительно менее рельефно. Признаки его существования опознаются лишь по наличию разрывных нарушений. Максимальные глубины этого ОГ на БШ достигают 4-4.5 км, а на КШ превышают 6-6.5 км. В областях, обрамляющих погруженные зоны, а также в сводовых частях поднятий триасовые отложения были подвержены значительной эрозии, по-видимому, вследствие более поздних восходящих тектонических движений, области которой показаны на структурной карте.

Сопоставление глубин этого ОГ с положением кровли триасовых отложений в разрезах морских скважин на БШ показало удовлетворительную сходимость их значений.

Структурная карта по региональной поверхности несогласия в кровле юрских отложений

Структурный план этого ОГ, показанный на рис.39, в главных чертах весьма близок к рассмотренному выше рельефу ОГ в кровле триасовых отложений. Практически все структурные элементы, включая и обширные области эрозионного среза ОГ, повторяются, и поэтому нет смысла подробнее останавливаться на их рассмотрении. В общем эта ситуация довольно просто объяснима, поскольку чехольный юрский КССК, кровля которого и закартирована, плащеобразно перекрывает подстилающие отложения, а в тектонообразующих процессах юрского времени преобладают унаследованные нисходящие движения. Вместе с тем, при более детальном сравнительном анализе обнаруживаются мелкие, но все же многочисленные, отличия, область концентрации которых тяготеет к северной окраине БШ. Это обстоятельство свидетельствует о существовании в юрском периоде, при кажущемся тектоническом и седиментационном покое, определенной активности тектонических процессов, ответственных за наблюдаемую корректировку структурного плана. При этом проявления активности этих процессов явно возрастают в северном направлении.

Так, например, СБВ по кровле триасовых отложений имеет тенденцию к продолжению в северо-западном направлении и коррелируется здесь, по-видимому, с известным прогибом Франц-Виктории (рис.38). Однако в рельефе верхнеюрских слоев в этой области располагается поднятие, которое сопровождалось еще и частичным эрозионным срезом отложений (область эрозии ОГ В (J₃)) (рис.39). Максимальные глубины залегания этой поверхности на БШ составляют 2.6-2.7 км, а на КШ – 4.2-4.3 км.

В волновом поле это картируемое несогласие представлено ОГ с 2-3-х фазным среднечастотным колебанием, амплитудная выразительность которого существенно меняется в пределах БКШ. Это обстоятельство, в соответствии с

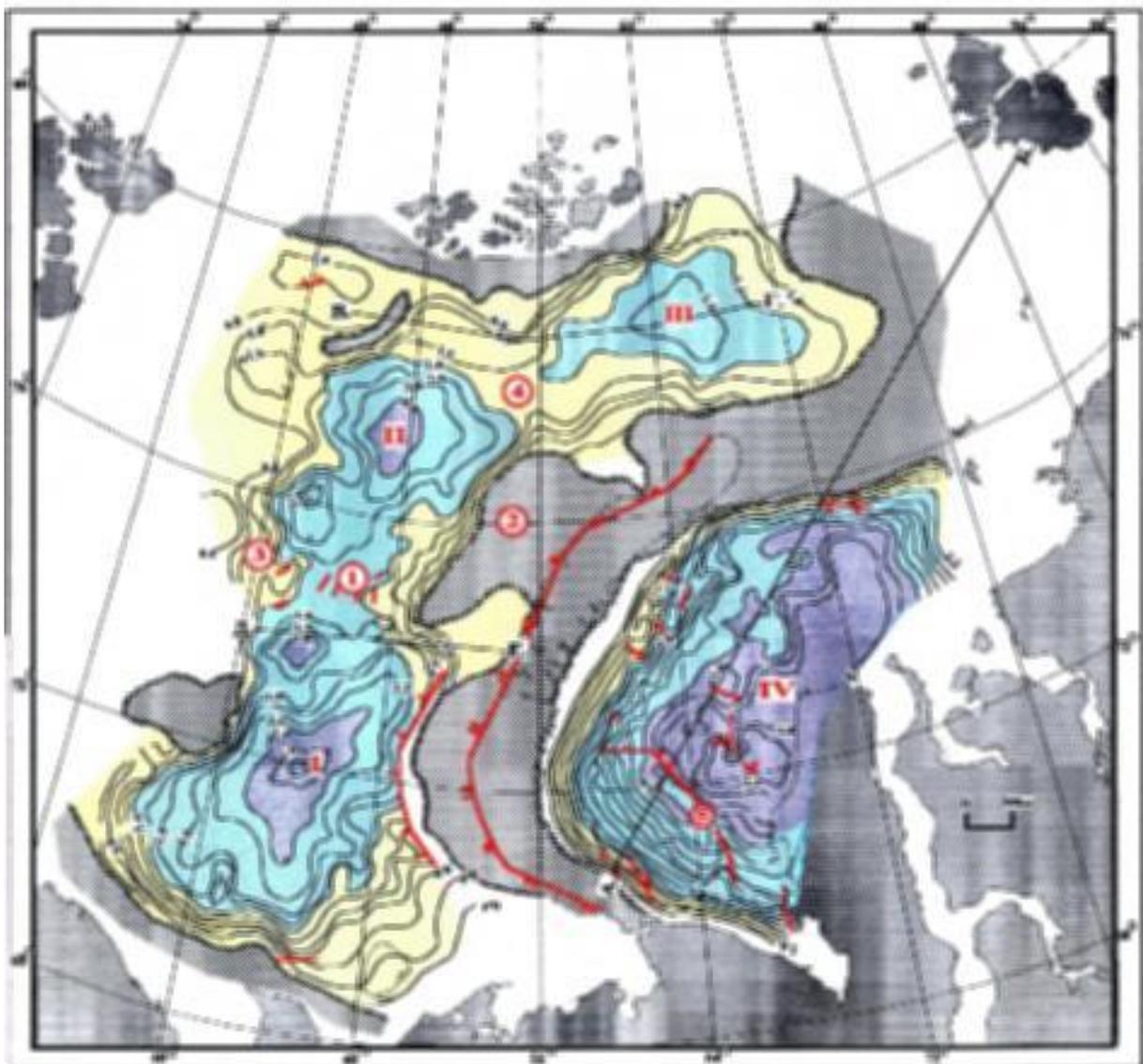


Рис.39. Структурная карта по региональному несогласию в кровле юрских отложений.

Условные обозначения приводятся на Рис.35

Структурные элементы I-го порядка:

I - ЮБВ, II - СВВ, III - ВБВ, IV - ЮКС.

Структурные элементы II-го порядка:

1 - ШЛМС, 2 - АП, 3 - ПП, 4 - СБС, 5 - ЮКВ

изложенной в отчете методикой трехкомпонентного анализа, использовано для районирования шельфа по условиям седиментации в позднеюрское время, результаты которого показаны в гл.4. Данная поверхность подвержена на БШ многочисленным, но в основном малоамплитудным, нарушениям типа сбросов, область концентрации которых приходится на центральную часть БШ, а возраст оценивается как раннемеловой и (или) моложе.

Пласты глин, формирующие этот ОГ, являются региональной покрывкой юрского газоносного интервала, в том числе и его крупнейших скоплений газа.

Структурная карта по региональному несогласию в отложениях нижнего мела

На большей части БКР ОГ, соответствующий этому несогласию, находится в зоне эрозии, возникшей, по-видимому, в ходе позднемелового и кайнозойского априфтов, амплитуда которых могла превышать в отдельных участках 2 км (Е.Е.Мусатов, 1996). Область эрозии занимает здесь почти всю периферию шельфа - область ЦПП, ЗФИ, область Новой Земли и всю Северо-Карскую часть шельфа (рис.40). Сохранившиеся на БШ нижнемеловые отложения, судя по структурной карте ОГ, протягиваются узкой полосой в северо-восточном направлении, примерно параллельно Новой Земле, и образуют структуру I-го порядка, которая по своей ориентировке, размерам и морфологии соответствует выявленному ранее Баренцево-Северо-Карскому мегапрогибу (БСКМ) - I (М.Л.Верба, 1985). БСКМ осложнен рядом неглубоких и сравнительно небольших по размерам структур II-го порядка: 1 - ЮБВ, 2 - СБВ, 3 - прогиб Св.Анны, где глубины залегания ОГ составляют 1000-1200 м. Прогиб Св.Анны открывается в современную ОК и проявляется в современном рельефе дна.

На западе шельфа намечаются контуры еще одной ветви прогиба - Западно-Баренцевская впадина (ЗБВ) (рис.40(4)). Из поднятий в качестве наиболее рельефного выделяется АП (5).

В южно-карской области шельфа, как известно незатронутой позднемеловым-кайнозойским априфтом, разрез меловых отложений присутствует почти в полном объеме. На структурной карте ОГ М', синхронно соответствующему аналогу на БШ, выделяется крупная отрицательная структура I-го порядка, образующая Южно-Карскую синеклизу.

Обсуждаемая поверхность регионального несогласия является кровлей Койлогенного СЛЭТ. Поскольку, более молодые осадочные образования на БШ, вследствие их неглубокого залегания, недоступны для изучения средневолновой сейсморазведкой МОВ ОГТ, а в разрезе осадочного чехла занимают незначительную долю, то региональные исследования этих отложений, в том числе и на юге КШ, не проводились.

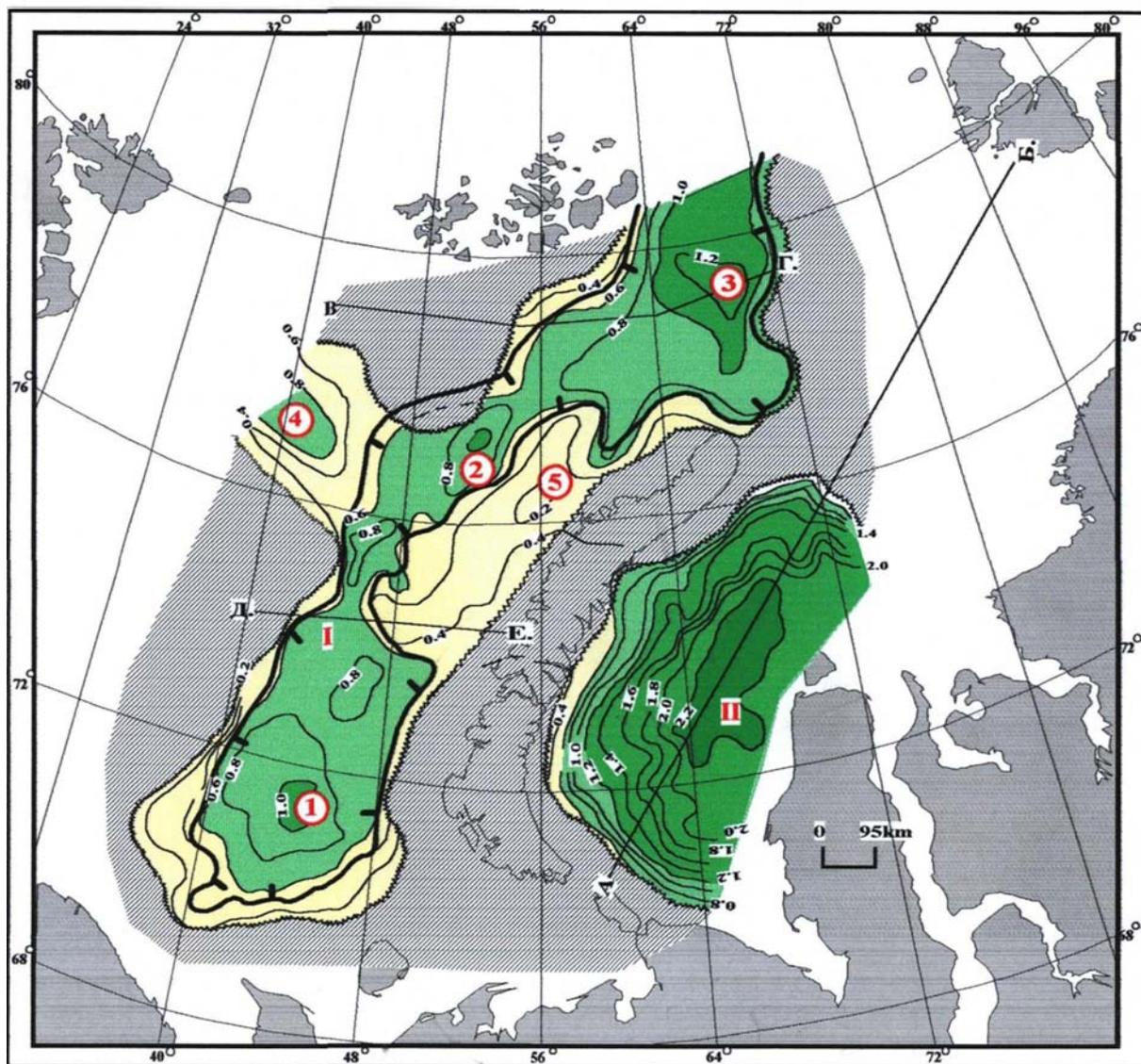


Рис.40. Структурная карта по поверхности несогласия в нижнемеловых отложениях.

Условные обозначения приводятся на рис.35

Структуры I - го порядка:

I - БСКП, II - ЮКС.

Структуры II - го порядка:

1 - ЮБВ, 2 - СБВ, 3 - прогиб Св.Анны (ПСА), 4 - ЗБВ, 5 - АП.

Глава 4. Палеорекострукции осадочного чехла Баренцево-Карского региона

§1. Палеоструктурные реконструкции

Задачей палеоструктурных реконструкций было восстановление древнего рельефа осадочных слоев, определение крупных палеоструктурных элементов в каждом из выделенных СЛЭТ, выделение областей эрозии и размыва отложений и оценка степени сохранности осадочных комплексов и структур в современном разрезе. Основой для палеоструктурных реконструкций послужили карты мощности отложений структурно-литологических этажей (СЛЭТ), которые с известной долей приближения, удовлетворяющей региональному уровню наших исследований, показывают палеорельеф СЛЭТ на момент завершения седиментации в его кровле. Для построения карт мощностей определялась разница глубин между кровлей и подошвой картируемого СЛЭТ или КССК и выполнялась увязка их по площади.

Для БКР были построены карты мощности Платформенного СЛЭТ, Рифтогенного СЛЭТ, Юрского КССК и Нижнемелового КССК, составляющих Койлогенный СЛЭТ. Кроме того, был построен фрагмент карты мощности Визейско-Сакмарского КССК, заключенного между ОГ II^v (С₁) и I_a (Р₁) для южной части БКШ. Рабочие макеты карт построены в масштабе 2:2.5 млн., а в диссертации приведены их уменьшенные копии.

Карта мощности *Платформенного СЛЭТ* дает представление о палеорельефе АФ на момент завершения формирования поверхности несогласия в его кровле (260 млн.лет), (рис.41). Даже предварительный анализ этой карты позволил сделать вывод, который состоит в том, что основные палеоструктурные элементы существенно отличаются от современного структурно-тектонического плана.

На месте ЮБВ располагался субширотный прогиб, а Северо-Баренцевская впадина вообще не проявлена в палеорельефе. Основу палеоструктурной ситуации составляет система крупных прогибов, имеющая субширотную, ближе к северо-западной, ориентировку, и разделенных палеовалами. Палеопрогибы, возможно дорифейского заложения, содержат, помимо верхнепротерозойских отложений, мощные толщи преимущественно терригенных осадков палеозоя.

Отметим, что существование здесь древних региональных структур северо-западной, иной, чем по мезозойским отложениям, ориентировки прогнозировалось А.Д.Павленкиным по материалам КМПВ и ГСЗ еще в 1985 г. (А.Д.Павленкин, 1985). Позднее, после появления довольно многочисленных данных широкоугольного глубинного сейсмопрофилирования (ШГСП), выполненного на БКШ, появилась возможность получить разрез Земной коры до 70 км. Считается установленным

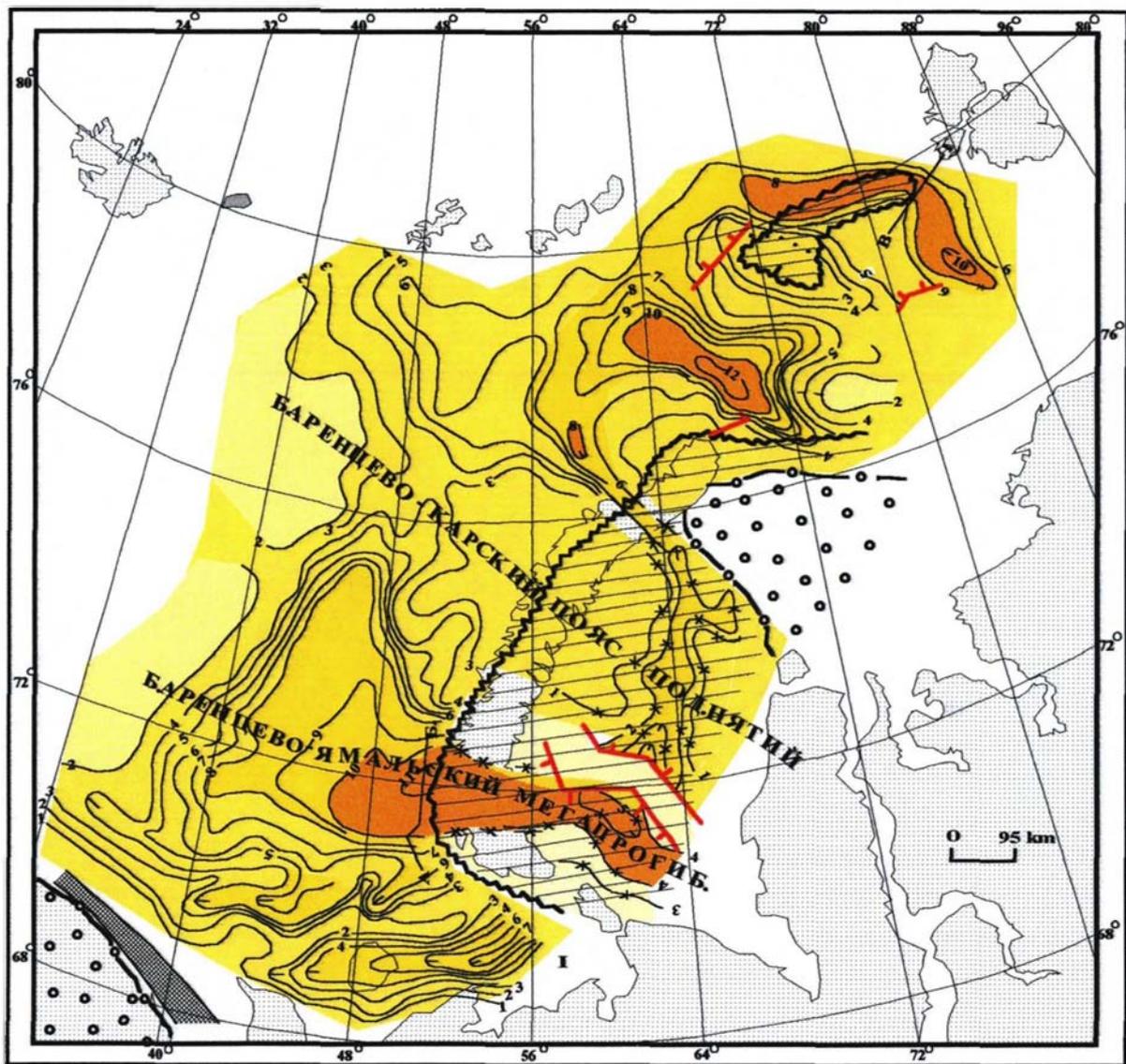
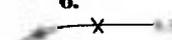


Рис.41. Карта мощности отложений Промежуточного СЛЭТ (палеорельеф акустического фундамента) - подошвы Промежуточного СЛЭТ. Условные обозначения представлены на рис.42.

Изопахиты и значения мощности отложений в км:

-  а. - в области полной сохранности мощности осадочного комплекса;
-  б. - реконструированные в области размытия основной осадочного комплекса;
-  в. - отложения нижней части (?) протерозойско-палеозойского мега-комплекса, сохранившихся в Южно-Карской синеклизе.

Границы:

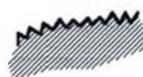
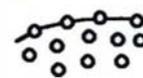
-  - области частичного и (или) полного размытия отложений комплекса;
-  - области отсутствия (выклинивания) отложений.
-  - Разрывные нарушения.
-  - Местоположение геологических разрезов.

Рис.42. Условные обозначения к картам мощностей СЛЭТ и КССК.

повсеместное присутствие слоистых рифейско-среднепалеозойских осадочных толщ, в том числе и над сверхглубокими впадинами с безграничным фундаментом (Л.А.Дараган-Суцова, 1998). По данным этих работ предполагается, что мощности этого комплекса на приподнятых палеоподнятиях имеют значения 0-7 км, а в глубоких впадинах достигают 10-13 км, что на наш взгляд несколько завышено. Предполагается также, что система прогибов образовывала единый, субширотный мегапрогиб, более точные черты которого, впрочем, были не вполне ясны.

Структура древнего заложения, секущая Новую Землю, предполагается и А.В.Ступаковой и названа ею Центрально-Баренцевским авлакогеном (А.В.Ступакова, 2000). Иными словами, геолого-геофизический материал и интуиция геологов довольно давно наводили на мысль о существенно ином структурно-тектоническом строении домезозойского чехла региона. Однако возможность детализировать эти весьма актуальные и во многом авангардные модели строения сдерживались недостаточной разрешающей способностью глубинных сейсмических методов КМПВ, ШГСП, имеющих длинноволновый спектр (λ - сотни метров), где λ - длина волны. Представленные в диссертации результаты, полученные на основе углубленной интерпретации данных МОВ ОГТ, позволяют во многом уточнить и прояснить палеоструктурные элементы Платформенного СЛЭТ и более детально рассмотреть палеотектоническую ситуацию, как в целом, так и детализировать важнейшие для целей нефтяной геологии элементы строения чехла.

Наиболее крупный прогиб, выделенный в палеорельефе АФ и названный нами Баренцево-Ямальским мегапрогибом (БЯМП), пересекает БКШ в субширотном направлении. Мощности отложений в Баренцевской части прогиба последовательно увеличиваются в восточном направлении от зоны ЦБП, где составляют 3-4 км, до 11 км и более в непосредственной близости от Западного побережья Новой Земли. Здесь структура прогиба подвержена существенным разрушениям и изменениям, произошедшим в результате интенсивных тектонических движений на стыке Баренцевского и Карского блоков. Прежде всего, это относится к высокоамплитудным сбросовым нарушениям, имеющим ступенчатый характер и сосредоточенным на западном склоне Новой Земли. Следы этих сбросов убедительно демонстрируются на сейсмических разрезах (рис.36). Наша задача состоит в том, чтобы реконструировать истинную морфоструктуру прогиба и попытаться проследить продолжение БЯМП в структурах Новой Земли и далее на КШ. С этой целью был выполнен анализ геолого-геофизической информации, охватывающий участок самой Новой Земли, наиболее вероятный для существования в ее структуре палеопрогиба, а также сопредельные участки шельфа. Так, например, на рис.43 показан фрагмент сейсмического профиля, проходящего параллельно

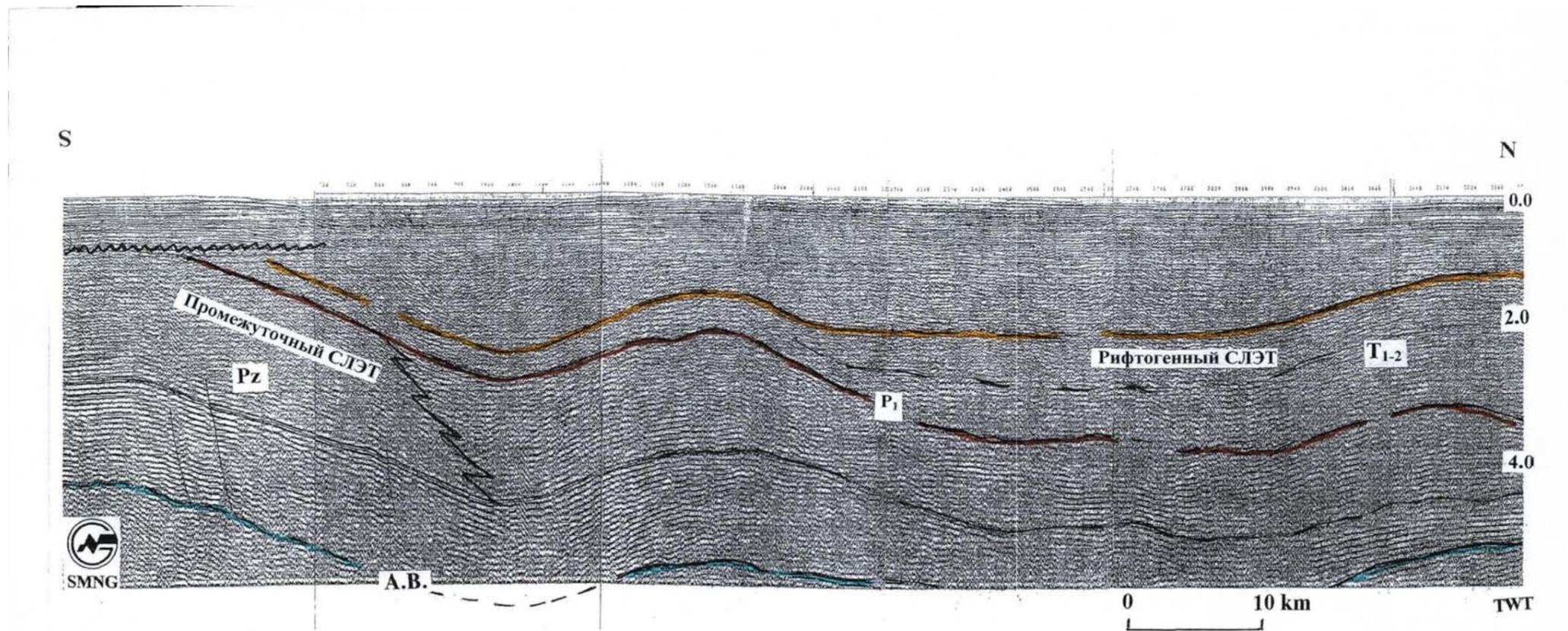


Рис.43. Фрагмент сейсмического разреза по проф.578131, пересекающему БЯМП в районе западного побережья Новой Земли. Виден инверсионный характер палеопргиба в Промежуточном СЛЭТ. Пермо-триасовый прогиб (Рифтогенный СЛЭТ) смещен к северу

Новой Земле в непосредственной от нее близости. На этом профиле, захватывающем северный борт БЯМП и его центральную часть, отчетливо видно увеличение в поперечном сечении мощности отложений, заполняющих этот прогиб. Причем область наибольших мощностей, располагающаяся на юге показанного фрагмента, испытала наибольшее воздымание, притом с частичной эрозией отложений.

Обсуждаемый фрагмент временного разреза соответствует части сейсмогеологического разреза, построенного по линии А-Б, и располагается от точки Б до разрывного нарушения, показанного на рис.44. Сейсмогеологический разрез полностью пересекает БЯМП и иллюстрирует, во-первых, инверсионный характер движений в мегапрогибе, во-вторых, степень нарушенности осадочных слоев (амплитуда сброса превышает 6 км), а на рис.44 (б) демонстрируется первоначальный рельеф этой структуры, полученный нами путем выравнивания его по кровле Платформенного СЛЭТ (ОГ I_а).

Еще одним подтверждением существования прогиба к западу от Новой Земли служит карта мощности отложений, заключенных между двумя ОГ в верхнем палеозое – ОГ II^в – подошва и ОГ I^а – кровля. Этот интервал разреза, входящий в Промежуточный СЛЭТ, составляет незначительную по мощности его часть. Однако учитывая, что качество прослеживания двух упомянутых ОГ в региональном масштабе наиболее высокое, степень уверенности построений по ним также высока. На карте мощности видно (рис.45) устойчивое увеличение мощности этого комплекса от фоновых значений, составляющих 0.5 км, до 3.5 км в депоцентре, располагающегося напротив мыса Северный Гусиный Нос на Новой Земле, и по своему положению, совпадающему с общим контуром всего БЯМП.

Далее на востоке, в структуре Новоземельского складчатого сооружения, как известно возникшего в фазу раннекиммерийской складчатости (Тектоника ..., 1992), т.е. позже обсуждаемого нами прогиба, также обнаруживается его присутствие. Так, в зоне Кармакульского синклиория, находящегося на непосредственном продолжении БЯМП, мощности осадочного чехла, по разным оценкам, составляют от 12 до 16 км (В.В.Орго, устное сообщение, 1998), тогда как к северу и югу от него чехол значительно сокращен, а на крайних оконечностях Северного и Южного остров он полностью отсутствует (Тектоника, 1992).

Помимо резкой выраженности БЯМП в мощностях осадков здесь же, в зоне Кармакульского синклиория, проявляется и литофациальная обособленность входящих в него осадков, которая заключается в локальном присутствии здесь “преимущественно терригенной формации аспидного и флишоидного типа для отложений карбона и нижней перми”, которые характерны для прогибов (рис.46). Из этой же схемы видно, что с севера и юга область терригенных фаций окружают «преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные формации ордовик -

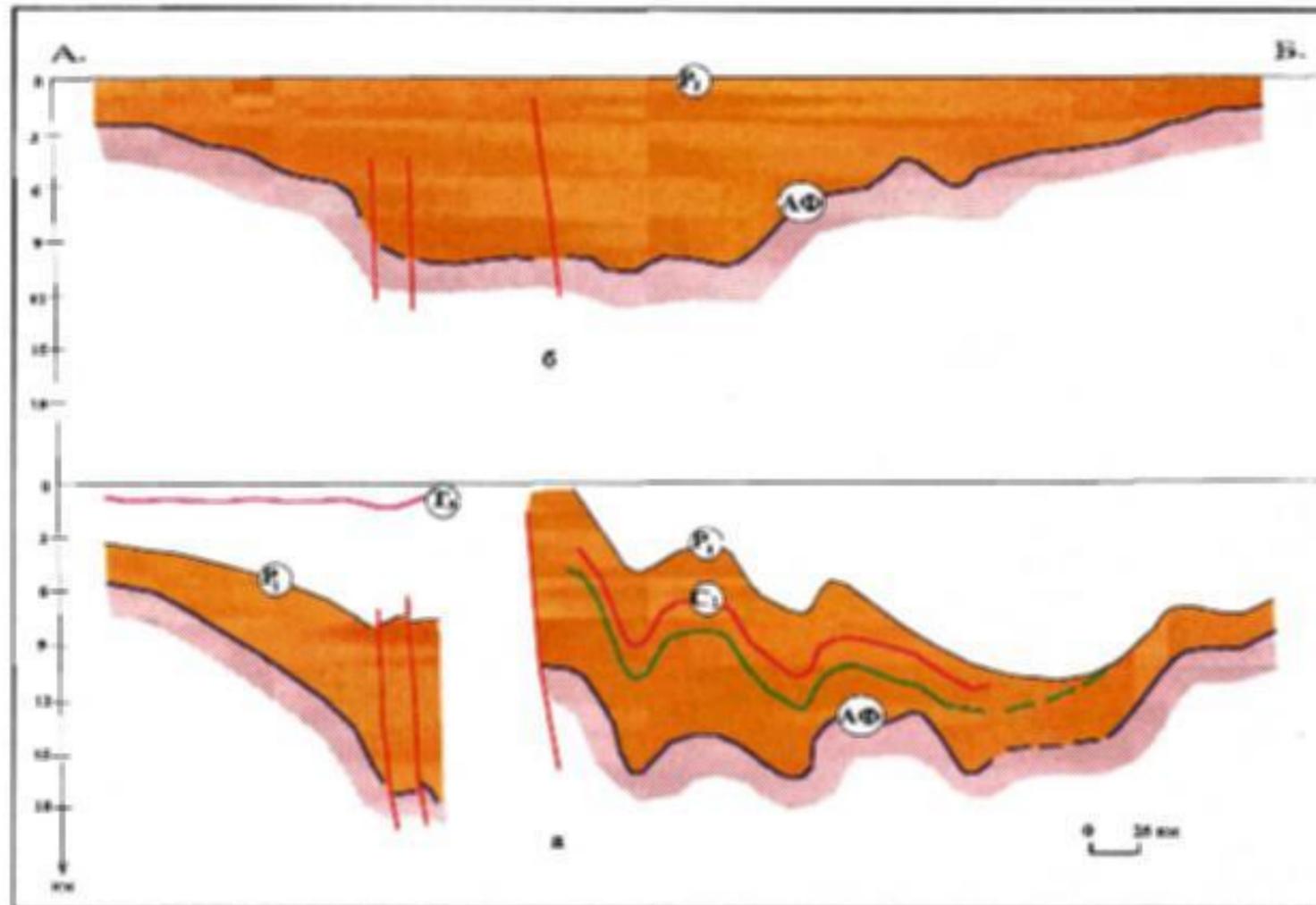


Рис.44. Сейсмогеологический разрез, показывающий строение Промежуточного СЛЭТ в зоне БЯМП: а - современный разрез; б - выравненный по кровле СЛЭТ.

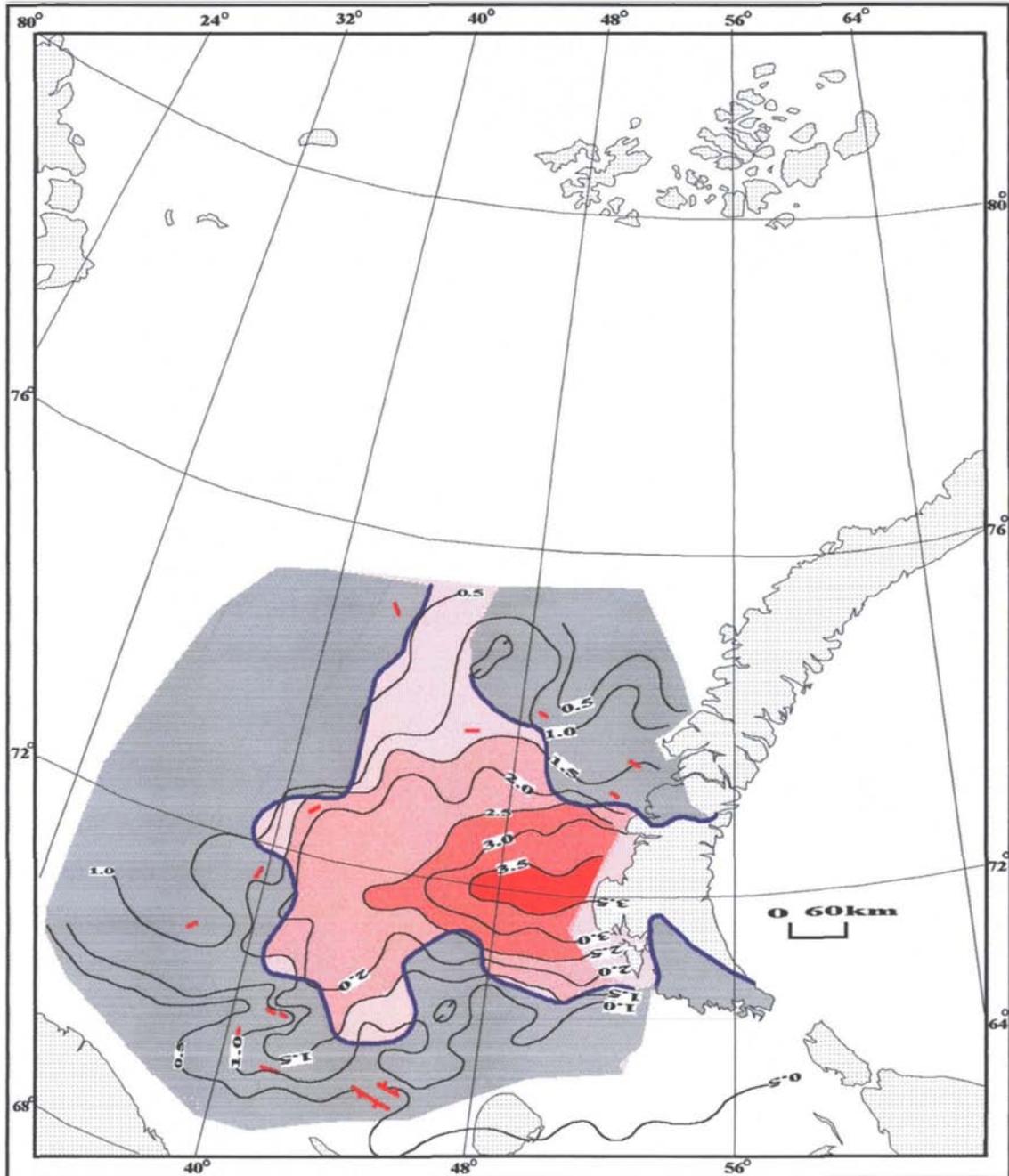


Рис.45. Карта мощностей отложений между ОГ $\Pi^V C_2$ и $Ia P_1$ (Визейско-Сакмарский КССК). Синей линией показана граница распространения сейсмofаций карбонатного типа этого КССК

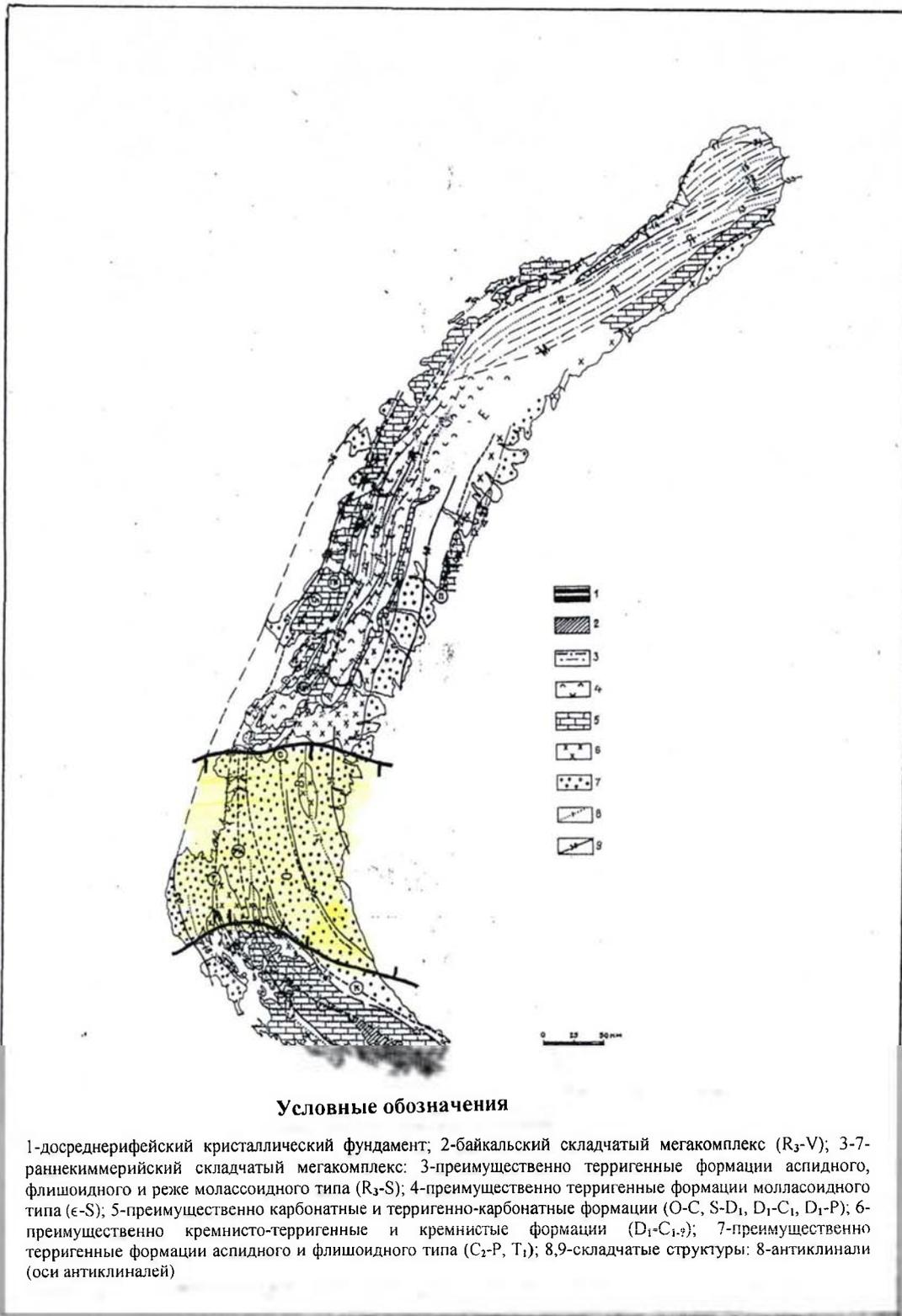


Рис.46. Палеофациальная зональность верхнепалеозойских отложений в зоне БЯМП («Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли». Под ред.Ю.Е.Погребницкого, 1992). Контуры БЯМП выделены диссертантом.

нижнепермского возраста О-С, S-D₁, D₁- C₁, C₁-P₁». Эта наблюдаемая фациальная зональность хорошо согласуется с независимыми построениями сейсмофациальной зональности, выполненными для комплекса отложений, заключенных между ОГ II^v и ОГ I^a и показанных на рис.45.

Еще дальше на востоке, на шельфе Карского моря, присутствие прогиба определяется по локальной вытянутой зоне относительного увеличения мощности Платформенного СЛЭТ (рис.41). В количественном выражении значения мощности здесь меньше, чем на БШ, что объясняется существенным по глубине размывом палеозойской части Платформенного СЛЭТ.

Помимо палеоструктурной выраженности прогиб пространственно совпадает с минимумом в гравитационном поле (рис.3), что также подтверждает существование здесь в фундаменте отрицательных форм рельефа (S.P.Maschenkov and oths, в печати). Далее на востоке в континентальной части вполне логично предположить его продолжение в структурах Ямала (Уренгой-Колтогорский грабен), которые по данным бурения также содержат палеозойские отложения в чехольном залегании. На западе Баренцевоморского шельфа эта древняя структура корреспондируется по своей ориентировке, типу и возрасту осадков с Нордкапским прогибом.

Кроме прямых признаков существования БЯМП как палеоструктуры в осадочном чехле, есть основание считать, что обсуждаемая структура имеет и глубинное заложение, на что указывает региональная зона относительного утонения земной коры (Э.В.Шипилов и др., 1998), которая корреспондируется с БЯМП, и что может указывать на рифтогенный характер его происхождения (рис.47).

На рис.48 показано распределение в пределах БКШ палеоструктур промежуточного СЛЭТ. Отсутствие внутри этого СЛЭТ надежных ОГ, имеющих региональное распространение, не позволяет нам детально охарактеризовать строение и историю его формирования. Можно лишь выделить основные черты строения его крупных палеоструктур.

Большинство характеристик выделенных прогибов - ориентировка, время заложения, рифтогенный характер - являются общими. Однако в их последующей эволюции наблюдаются принципиальные отличия, имеющие большое значение для восстановления истории развития региона, и в этом смысле мы видим некоторую симметрию в их взаимном расположении. Центральное или основное место среди них занимает наиболее крупный прогиб (БЯМП - I), рассмотренный выше, который продолжал унаследовано прогибаться вплоть до конца палеозоя. Прогибы, занимающие в этой системе крайнее положение, имеют меньшую длительность существования. Так, самые южные, Канинско-Колгуевский грабен (ККГ) и Северо-Печорский грабен (СПГ) (рис.48-III, IV), формировались лишь до начала раннего-

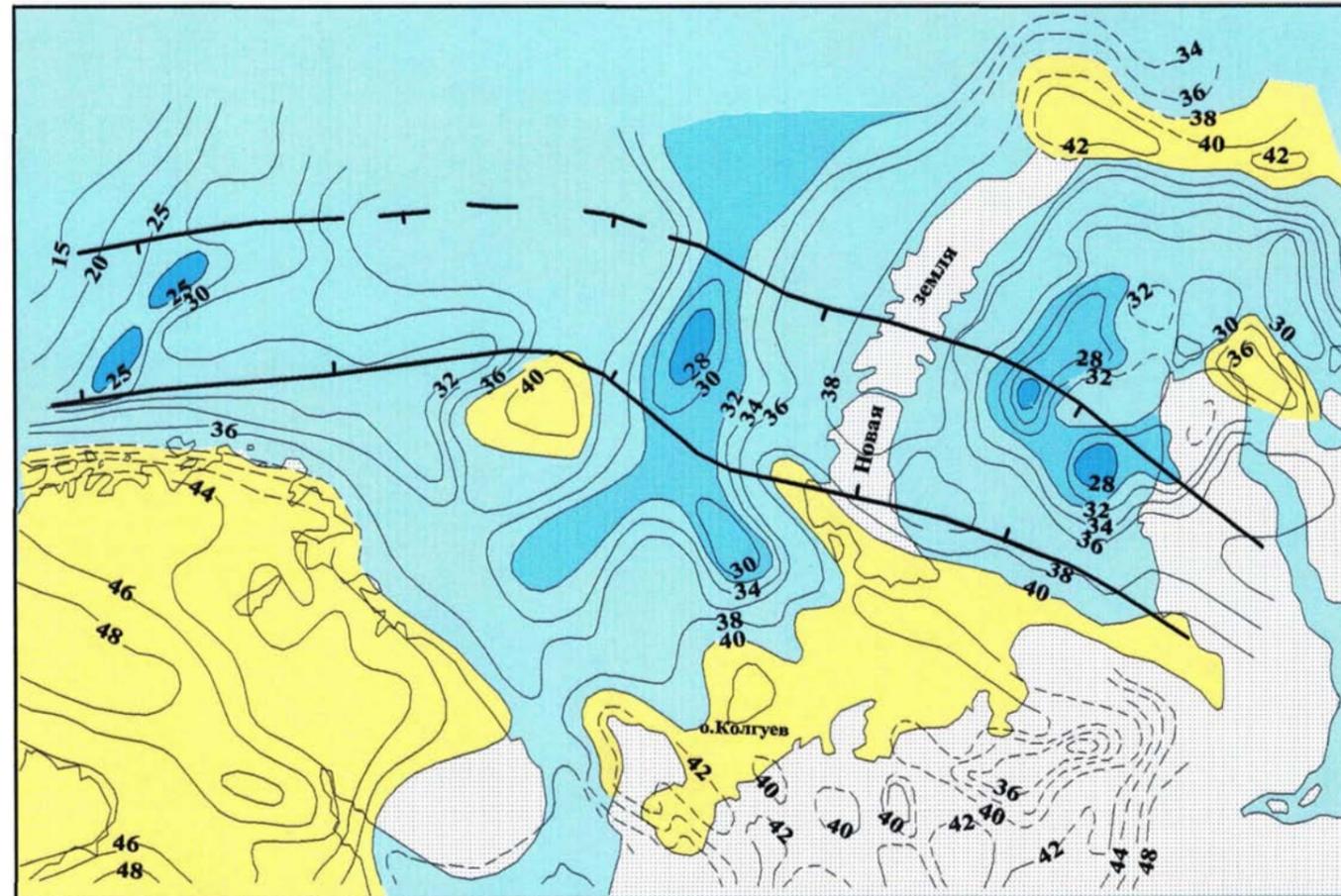


Рис.47. Схема мощности земной коры юга Баренцево-Карского шельфа
 (из книги "Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России", Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.,1998).
 Контуры БЯМШ выделены диссертантом

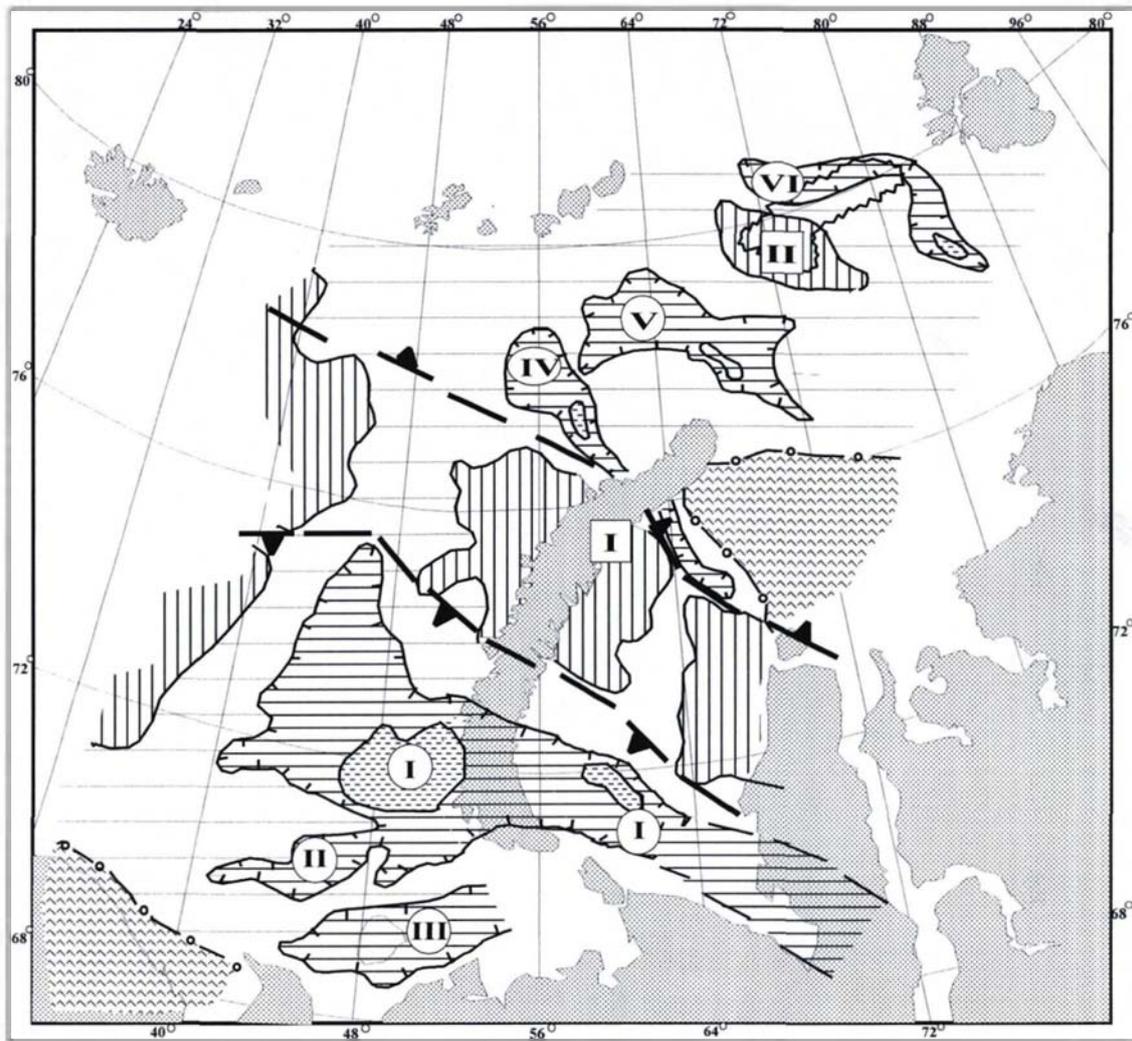


Рис.48. Схема структурных элементов Промежуточного СЛЭТ.

Условные обозначения:

- I** - БКПП. **II** - поднятие Визе. **I** - БЯМП **II** - Северо-Печорский грабен (СПГ)
- III** - Канино Колгуевский грабен (ККГ) **IV** - Северо-Новоземельский грабен (СНГ)
- V** - Северо-Карский прогиб (СКП) **VI** - Североземельский прогиб (СЗП)
- Депрессии. - Депоцентры депрессий. - Поднятия.
- Массивы добайкальской стабилизации (отсутствие отложений Промежуточного СЛЭТ) - зоны эрозии отложений
- Граница крупных палеодепрессий. - Граница крупных палеоподнятий.
- Граница массивов добайкальской стабилизации

среднего палеозоя и по более поздним отложениям не проявлены. Это достаточно хорошо заметно на сейсмических разрезах, где грабен плащеобразно перекрыт палеозойскими осадками (рис.20-б). По их структурному положению, которое, к сожалению, на востоке искажено структурами Новоземельского сооружения, все же угадывается тот факт, что они могли быть разрывами в фундаменте, оперяющимися основной грабен-рифтом. Значения мощности отложений на карте здесь составляют 6-8 км, однако мощность осадков, собственно заполнявших грабен, заметно меньше.

Прогибы, расположенные на самом севере, Северо-Карский прогиб (V) и Северо-Земельский прогиб (VI), в значительной мере расформированы более молодыми тектоническими движениями. При их палеорекострукции там, где часть палеозойских отложений, входящих в состав Платформенного СЛЭТ, были частично подвержены эрозии, слои нами восстановлены путем надстраивания, как это показано на рис.49. Причем о масштабах тектонических движений можно судить по значительной – до 4-5 км эрозии отложений.

С юга БЯМП и определяющие грабены ограничены байкальскими структурами Балтийского щита и Тиманидами северо-западного простирания, а с севера - еще одной вновь выявленной палеоструктурой (I) той же ориентировки - Баренцево-Карским поясом поднятий (БКПП). Пояс объединяет ряд крупных поднятий - Персея, Адмиралтейское и часть Новой Земли, Русановский палеовал и далее на северной оконечности Ямала – Североямальский, Среднеямальский и, возможно, Нурминский магавалы. Эта структура, как будет показано ниже, играла одну из ключевых ролей в геологической истории региона.

Севернее БКПП мы наблюдаем еще ряд палеовалов, сопряженных с уже упомянутыми прогибами (IV, V, VI). Один из них, Североземельский грабен - IV, в котором мощность осадков к западу от Новой Земли составляет около 8 км, так же, как и БЯМП, имеет на востоке продолжение в области, занимаемой сейчас Новой Землей. Подтверждением тому может служить резкое увеличение мощностей палеозойских отложений, установленное геологическими работами на Новой Земле (рис.50). Еще восточнее на КШ он также имеет определенную выраженность в палеорельефе АФ. Таким образом, область, занимаемая Новой Землей, как минимум на двух участках рассекалась грабен-рифтами рифейского заложения.

В целом наблюдаемая палеоструктурная обстановка самых низов осадочного чехла и фундамента свидетельствует о существовании единого для БКР платформенного основания, содержащего крупные стабильные элементы и массивы, где мощности Платформенного СЛЭТ составляют 1-2 км, а также области древней добайкальской стабилизации, где эти отложения почти отсутствуют и рассекающие ее грабены континентального рифтогенеза заполнены осадками разного возраста в диапазоне от рифея до позднего палеозоя.

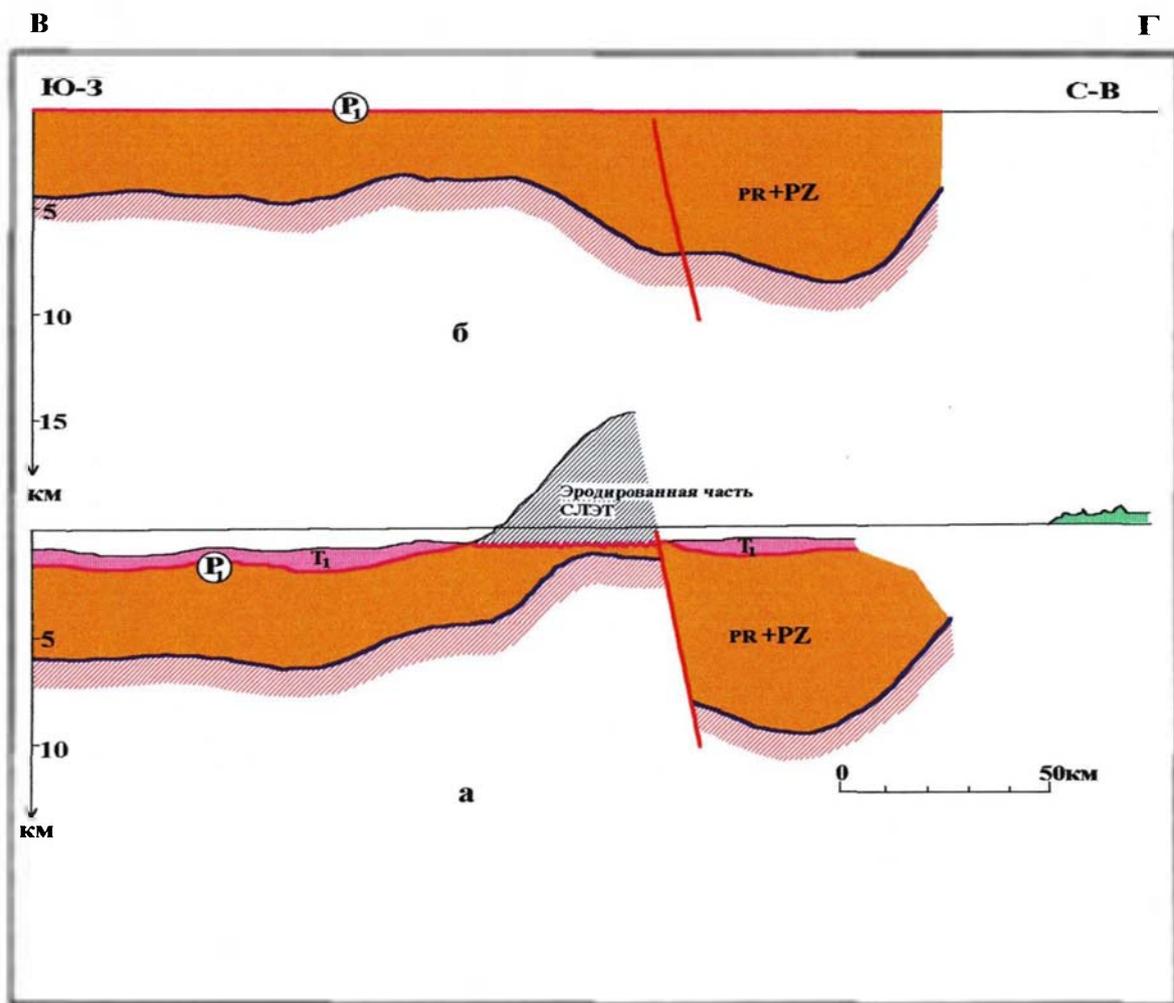


Рис.49. Пример палеоструктурных реконструкций
 Промежуточного СЛЭТ в зоне эрозии отложений
 а-современный разрез, б-реконструированный разрез

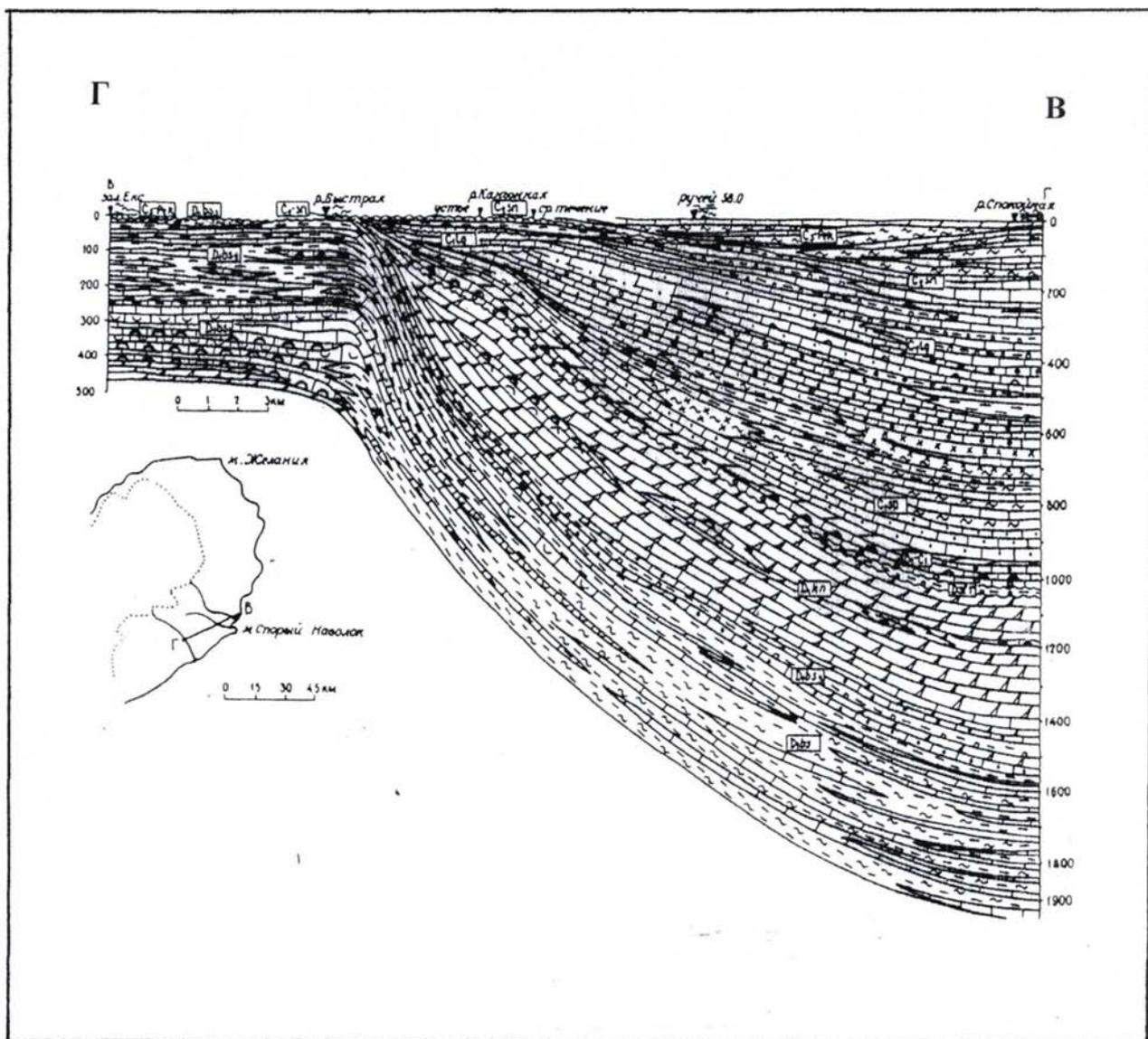


Рис.50. Фрагмент геологического разреза (автор В.П.Матвеев), показывающий увеличение мощности палеозойских отложений в направлении Североземельского палеограбена (на рис.48 – IV). («Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли». Под ред.Ю.Е.Погребицкого, 1992)

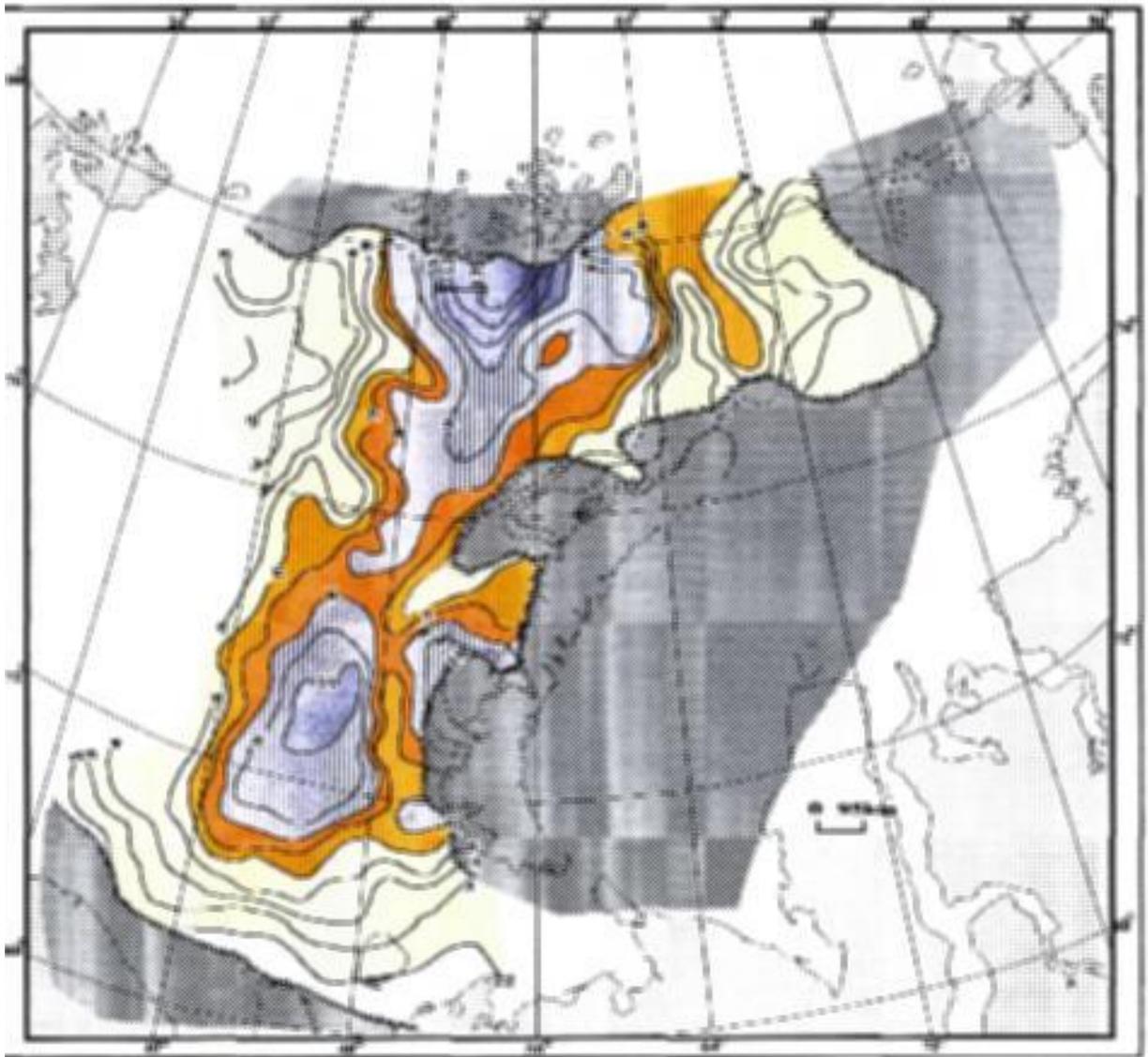
Рифтогенный СЛЭТ

Подошвой комплекса служит ОГ I_a (P_1), а кровлей - поверхность регионального предъюрского несогласия в кровле триаса. Нижнюю часть СЛЭТ, Нижне-Верхнепермский КССК, составляют терригенные отложения ранней-поздней перми, а основную часть СЛЭТ - терригенные, преимущественно глинистые, отложения триаса в объеме его трех отделов.

Граница между пермью и триасом в пределах шельфа надежно не устанавливается, поэтому на карте (рис.51) и в анализе мощности этого СЛЭТ присутствует весь объем отложений, включая и верхнепермские. Распределение мощности отложений этого СЛЭТ в пределах шельфа дает нам представление о палеорельефе дна пермо-триасовых седиментационных бассейнов на период завершения триасовой седиментации. Палеоструктурный план его, как видим, существенно отличался от палеорельефа акустического фундамента (рис.41). Наиболее существенных отличий, на наш взгляд, два. Первое – это четкое обособление Южно-Карского блока, включая и восточную часть Северо-Карского шельфа, где отложения Рифтогенного СЛЭТ либо отсутствовали (Южно-Карский блок), либо частично или полностью размыты (западное Предновоземелье, северные области шельфа, за исключением пр.Св.Анны). Таким образом, палеоструктуры этого СЛЭТ Баренцевской части шельфа не имеют продолжения на востоке.

Второе важнейшее наблюдение заключается в том, что на самом севере БШ в период с поздней перми и до конца триаса на месте платформенного основания сформировалась крупная рифтогенная депрессия с мощностью осадков в ней до 13-14 км. Кроме того, погребенными оказались континентальные рифтогенные трюги как расположенные около БЯМП («оперяющие»), так и самые северные. Таким образом, в период с конца ранней перми до конца триаса произошла основательная, принципиальная перестройка структурного плана с образованием различных в геодинамическом, эволюционном смысле структур. На схеме основных палеоструктурных элементов Рифтогенного СЛЭТ (рис.52), построенной на основе карты мощности, отчетливо обособляются два различных типа рифтогенных прогибов.

Первый представлен Южно-Баренцевским прогибом (ЮБП), который состоит из двух впадин, разделенных структурной перемычкой. Первая впадина – ЮБВ, унаследовано располагается на месте своего палеозойского предшественника (БЯМП), а вторая – Приновоземельская, возникла лишь в пермо-триасе. Ее южный борт можно видеть на фрагменте сейсмического разреза (рис.43). Произошло смещение депоцентра триасовой впадины к северу от оси БЯМП на 150 км, что, по-видимому, является следствием инверсионных процессов в древнем континентальном рифте, существование которых в триасе предполагается



**Рис.51.Карта мощности отложений Рифтогенного СЛЭТ
(палеорельеф подошвы Рифтогенного СЛЭТ).
Условные обозначения приводятся на рис.42
┌ - местоположение временного разреза, показанного на рис.53**

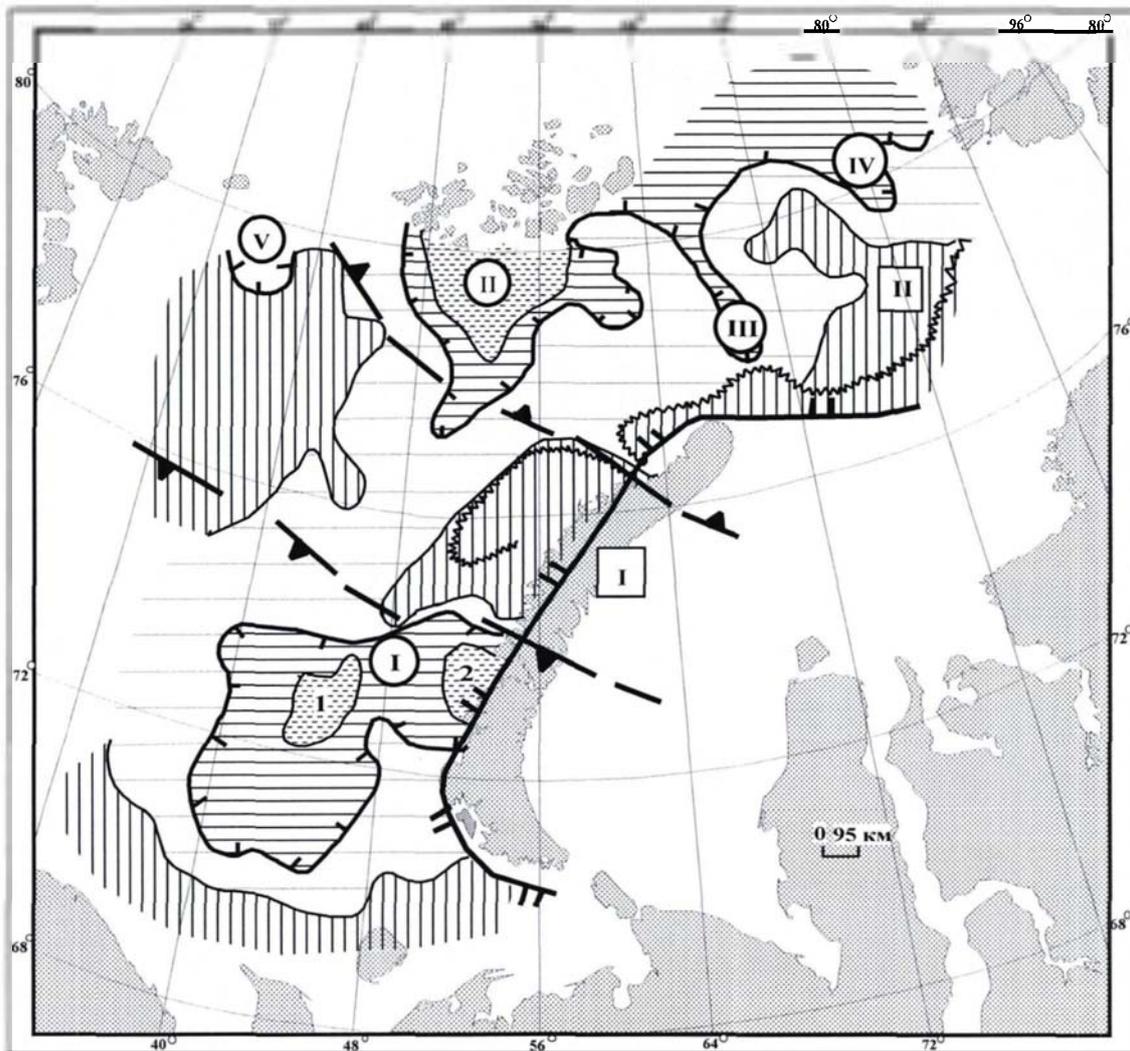


Рис.52. Схема палеоструктурных элементов Рифтогенного СЛЭТ.

Условные обозначения:

- I - БКПП.
 II - Поднятие Визе.
 I - ЮБП
 II - Северо-Баренцевский трог (СБТ).
- III - Трог Св. Анны.
 IV - Трог Воронина.
 V - Трог Франца-Виктории.
- Депрессии.
 - Депоцентры депрессий.
 - Поднятия.
- Зоны эрозии отложений.
 - Граница крупных палеоподнятий.
- Главный Новоземельский разлом.
 - Граница крупных палеоподнятий.

1 - ЮБВ

2 - Приновоземельская впадина

А.В.Ступаковой. Различие в положении депоцентров одноименного прогиба по разным СЛЭТ заметно на фрагменте сейсмического разреза (рис.43).

Кроме того, «триасовый прогиб», мощность осадков в котором достигает 10 км, как бы «срезается» Главным Новоземельским разломом и, в отличие от БЯМП, не имеет продолжения ни в структурах Новой Земли, ни на КШ. Эта палеоструктурная ситуация в числе прочих признаков указывает на отсутствие значительной седиментации в триасе в пределах КШ, который в этот период испытывал подъем.

Второй тип - это вновь сформированные рифтогенные прогибы типа трогов, ориентированные субмеридионально и открывающиеся в северном направлении – Северо-Баренцевский трог (СБТ) – II; трог Св. Анны – III; трог Воронина- IV; трог Франц-Виктория (V) (рис.52). При всем существующем различии в мощности накопившихся в них осадков, в наиболее глубоком – СБТ, мощности отложений пермо-триаса достигают 13 км и они генетически объединены в систему структур, закономерно расположенных вдоль края материкового склона и обращенных в океаническую котловину. Занимающий в этой системе трогов центральное положение СБТ выделен в данной работе впервые по сейсмическим данным. Существенное увеличение в нем мощности отложений Рифтогенного СЛЭТ иллюстрируется на рис.53. Этот же фрагмент демонстрирует незначительную инверсию в области прогиба, имевшую место в послекюрское время.

Обычно структуры такой морфологии и местоположения образуются при близком к радиальному расколу верхних слоев коры, возникающем вследствие вспучивания мантийного вещества на ранней стадии подготовки к раскрытию океана. Заложившиеся в конце перми троговые структуры являются, возможно, первыми зафиксированными по времени в осадочном чехле структурами, маркирующими начало формирования Арктической геодепрессии.

Область, разделяющая эти два типа рифтогенных прогибов, проходит вдоль БКШ (I), унаследованное существование которого мы наблюдаем в палеорельефе Рифтогенного СЛЭТ. По своему местоположению, унаследованному развитию и роли в геодинамических процессах его можно считать, по предложению Ю.Е.Погребницкого, окраинно-материковым порогом, препятствовавшим активному проникновению океанических структур в сторону континента.

Разделяемые им рифтогенные структуры различаются по генезису, ориентировке и возрасту заложения примерно на 2 млрд.лет.

Койлогенный СЛЭТ

Отложения этого СЛЭТ характеризуются многими общими чертами, свойственными типично плитным комплексам, формировавшимся в относительно стабильных тектонических условиях при низких темпах седиментации. Внутренне

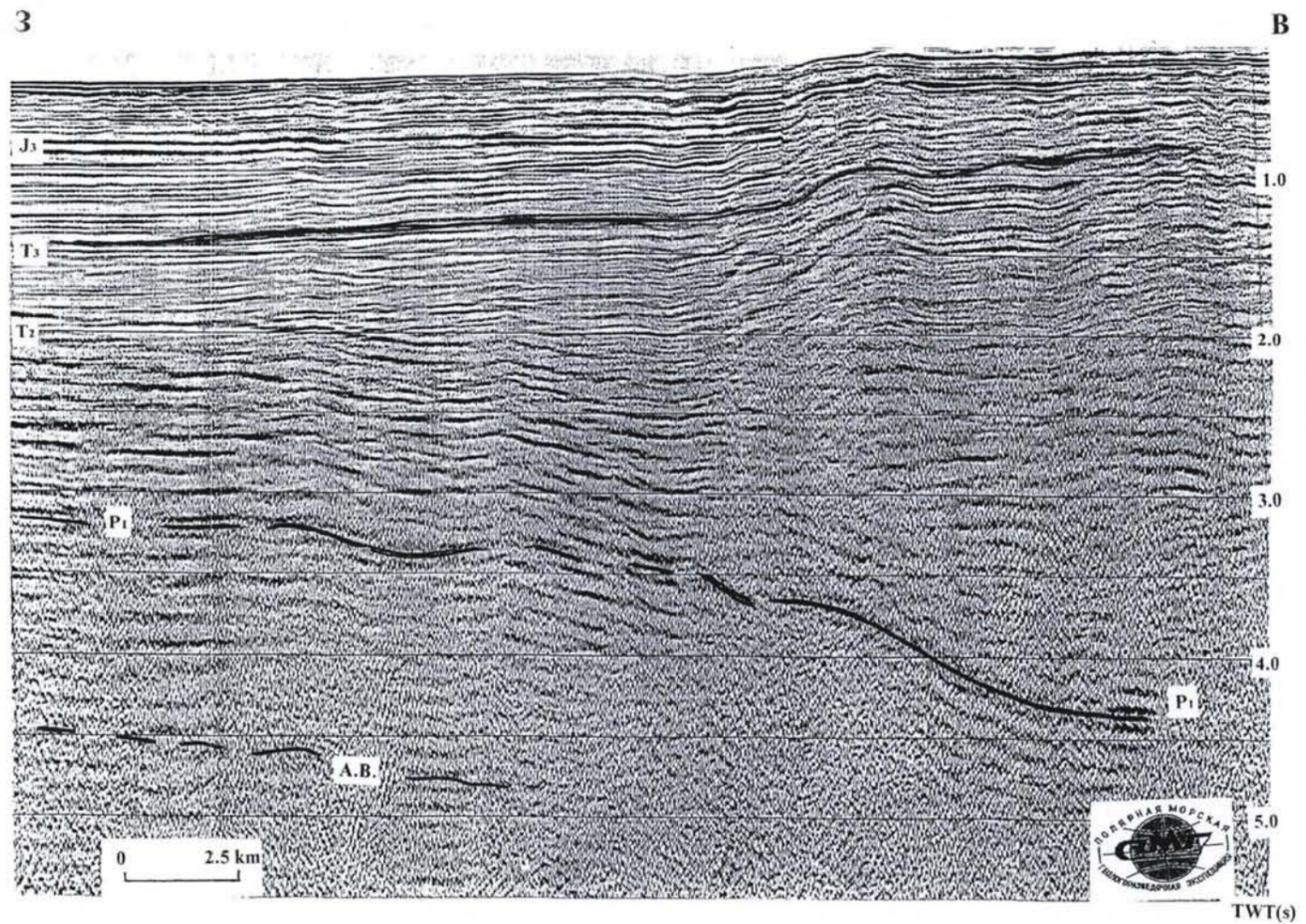


Рис.53. Фрагмент сейсмического разреза по проф. 94001, пересекающего западный борт Северо-Баренцевского трога. Район ЗФИ. Положение разреза показано на рис.51.

строение этого СЛЭТ охарактеризовано несколькими региональными несогласиями, имеющими уверенное прослеживание, что дает возможность более подробно изучить его строение и выделить в нем нескольких сейсмостратиграфических единиц более низкого, чем СЛЭТ, порядка (КССК). Несмотря на некоторые различия в деталях их строения, динамике формирования чехла и морфологии бассейнов отдельных КССК, при существующей общности, проявляющейся в их явно плащеобразном залегании, близком литологическом составе и относительно согласном взаимоотношении слоев, они могут быть объединены в единый Койлогенный СЛЭТ. Следует отметить, что на значительной части БКШ отложения этого СЛЭТ как юрские, так и более молодые, подвержены существенной эрозии, что затрудняет определение пространственных границ седиментационных палеобассейнов.

Карта мощности *Юрского КССК* показывает палеорельеф кровли триасовых отложений на момент завершения седиментации в юрское время (134-137 млн.лет) (рис.54).

На Баренцевоморском шельфе заметно выделяется субмеридионально ориентированный прогиб. На севере БШ он как бы разделяется на две ветви - западную, наиболее выраженную, и восточную. В южной части БШ продолжалось формирование ЮБВ, мощность юрских осадков в которой составила 2-2.2 км. Несмотря на общность триасовых и юрских структурных элементов, среди последних здесь наблюдаются некоторые отличия в морфологии. На смену относительно изометричной форме ЮБВ, имевшей место в предыдущее время, появилась некоторая вытянутость впадины в северо-восточном направлении, ориентированная примерно к области, разделяющей северный и южный острова Новой Земли. В Южно-Карской части шельфа, где мощности юрских отложений несколько большие и составляют до 3 км, располагался бассейн седиментации, унаследовано занимающий место ЮКС. Однако и в его морфологии заметна тенденция к ориентировке бассейна к той же срединной области Новой Земли, что свидетельствует о возможном слиянии этих древних бассейнов через соответствующий пролив. Не исключено, что именно эта область Новой Земли, положение которой прогнозируется по характеру изопахит на рис.54, в юрский период была занята мелководным морским бассейном.

Анализ мощности отложений этого КССК свидетельствует о существенном различии в степени унаследованности структурного плана в северной и южной частях шельфа. Наиболее существенные отличия в изменении структурного плана юрского КССК и Рифтогенного СЛЭТ устанавливается на севере БШ. Сравнение карт изопахит этих подразделений и схем их палеоструктурных элементов показывает, что триасовые рифтогенные трогии в юре были практически полностью

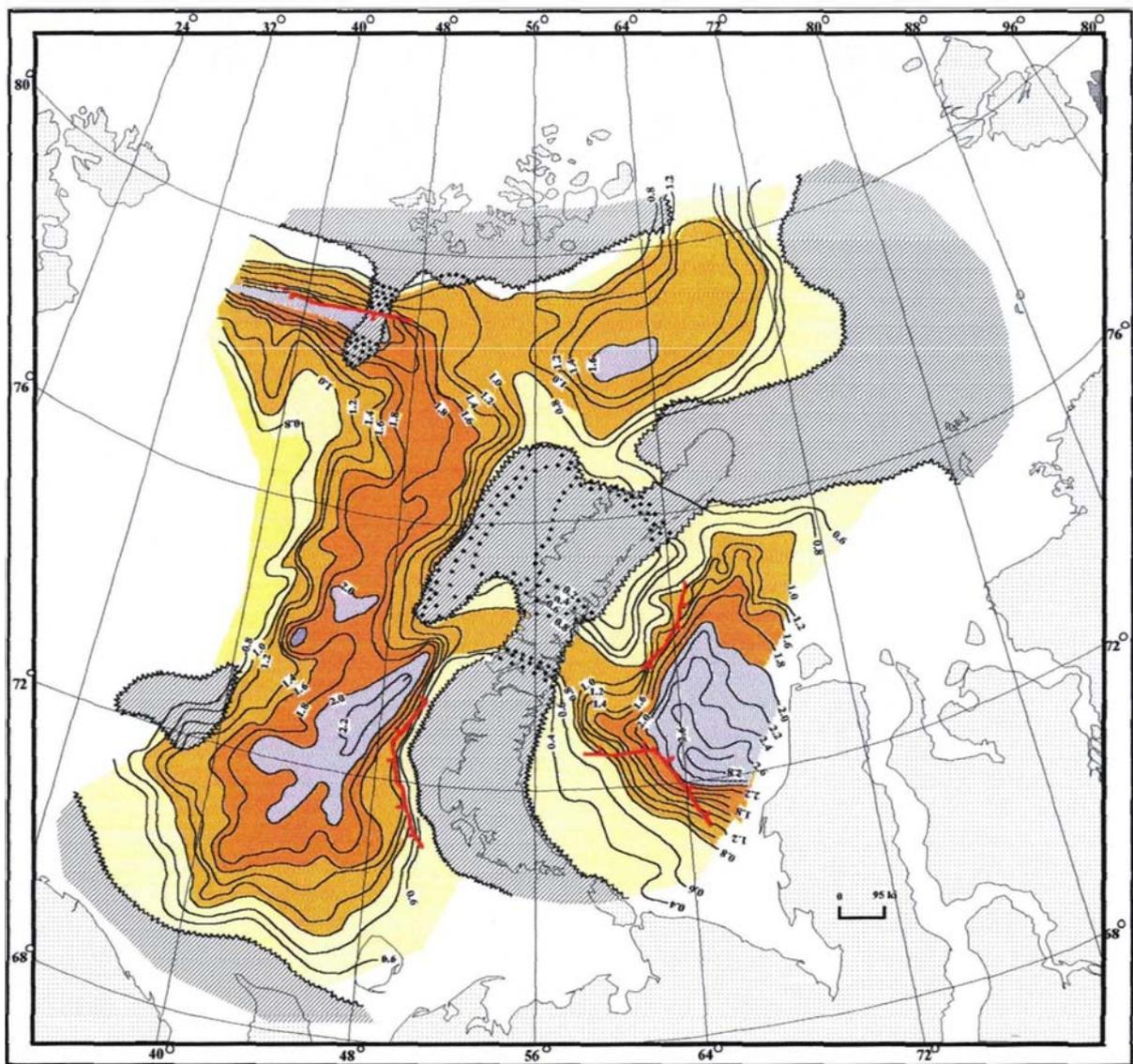


Рис.54. Карта мощности отложений Юрского КССК (палеорельеф подошвы Койлогенного СЛЭТ). Условные обозначения приводятся на рис.42

расформированы. На рис.55 (А), показывающем основные палеоструктурные элементы юрского КССК, видно, что на северном продолжении наиболее крупного из триасовых трогов (СБТ) возникло приокеаническое поднятие (ЗФИ), рост которого, а также других подобных приокеанических поднятий, обусловлен процессом океанообразования. Часть из триасовых трогов (III) в некоторой степени сохранила свою морфологию, а другая (IV) значительно видоизменилась. Наиболее значительный юрский бассейн на севере шельфа, сопоставимый по мощности осадков с ЮБВ (желоб Франц-Виктории (IV)), имел субширотную ориентировку и, возможно, соотносился с аналогичными бассейнами Шпицбергена.

Следует упомянуть, что в палеорельефе подошвы юрского КССК с разной степенью уверенности опознаются фрагменты палеоподнятий, составляющих БКПП. Так, например, АП, подвергшийся частичному размыву, реконструируется способом достраивания слоев, и его положение унаследовано от предшествующих геологических эпох.

Суммируя главные тенденции в трансформации структурного плана юрского КССК, следует отметить, что, при всех упомянутых изменениях в тектонике юрского периода, общим для него устанавливается уже показанное для триасового периода существенное различие в геодинамике севера и юга шельфа, а граница между этими зонами унаследовано располагается вдоль БКПП (I), фрагменты которого, как видим, проявлены и в этом КССК.

Карта мощности *Нижнемелового КССК* является картой палеорельефа кровли юрских отложений в период формирования несогласия в апт-альбе (112 млн.лет) (рис.56).

Характер распределения мощностей этого КССК свидетельствует, что на БКШ формировались небольшие впадины с мощностью осадков до 1 км. Наибольшие мощности этих отложений сосредоточены на юге БКШ, где достигают 1.7-1.8 км. Распределение мощностей в унаследовано развивающихся впадинах ЮБВ и ЮКС, как и в Юрском КССК, подчеркивает тенденцию к объединению через узкий пролив, расположенный между Северным и Южным островами Новой Земли (рис.55(Б) и рис.56).

В северной части БКШ в этот период не сформировалось заметных структурно-тектонических элементов, что свидетельствует об относительном тектоническом и седиментационном покое. Значительная часть рассматриваемых отложений на большей части БКШ размывта и переотложена в ОК.

Рассмотренные отложения завершают собой Койлогенный СЛЭТ. Залегающие выше осадки, включающие отложения верхнего мела и кайнозоя, и которые, по всей видимости, присутствовали на БШ, относятся к другому этапу формирования чехла, а поскольку по данным средневолновой сейсморазведки они не

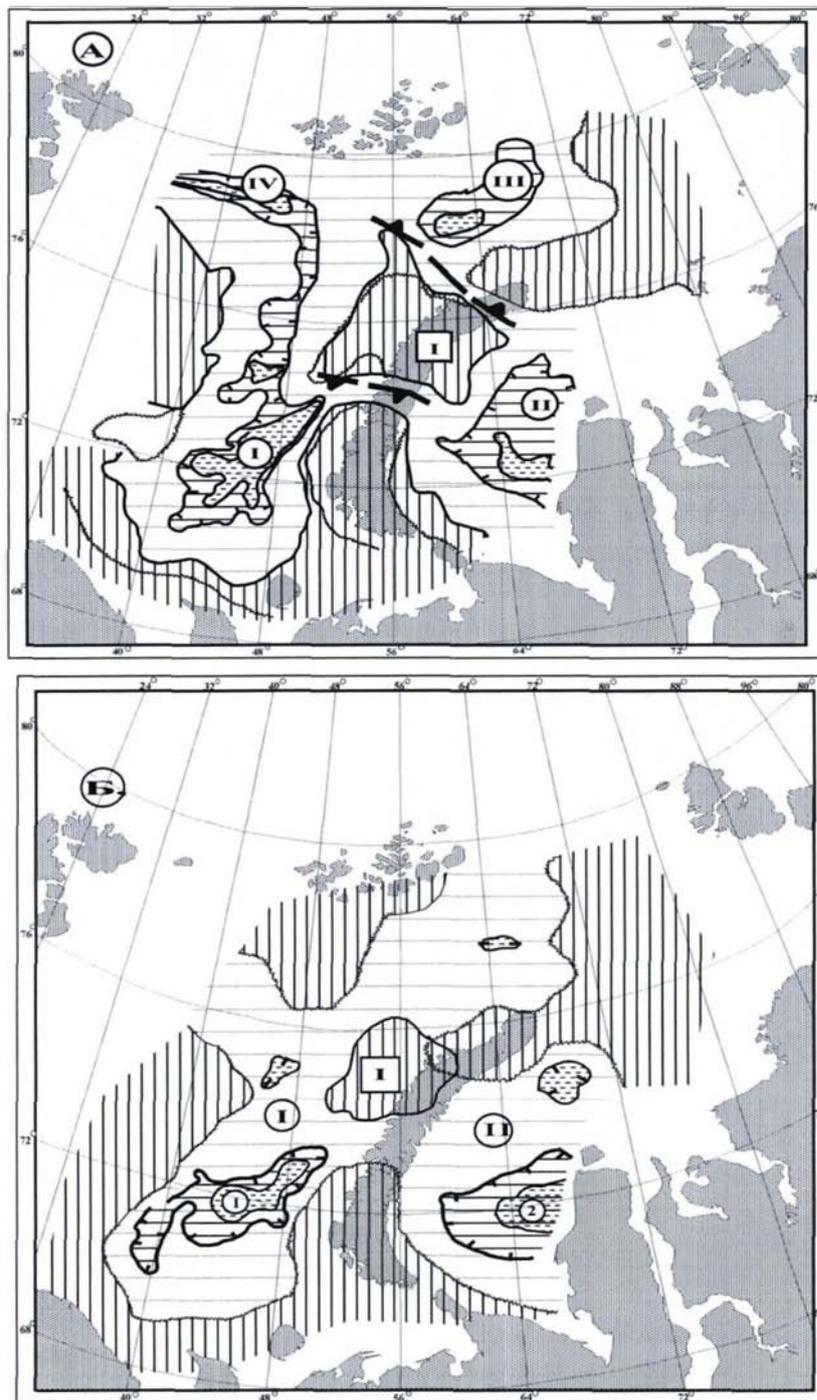


Рис.55.Схема палеоструктурных элементов юрского КССК (А) и нижнемелового КССК (Б), составляющих Койлогенный СЛЭТ.

Условные обозначения:

- I - БКНП. ○ I - ЮБВ. ○ II - ЮКС. ○ II - Прогиб Св. Анны.
- - Желоб Франц Виктории. ||||| - Поднятия. ——— - Депрессии.
- ▨ - Депоцентры депрессий. ——— - Граница крупных палеоподнятий.
- ~~~~~ - Зоны эрозии отложений. ——— - Граница крупных палеодепрессий.

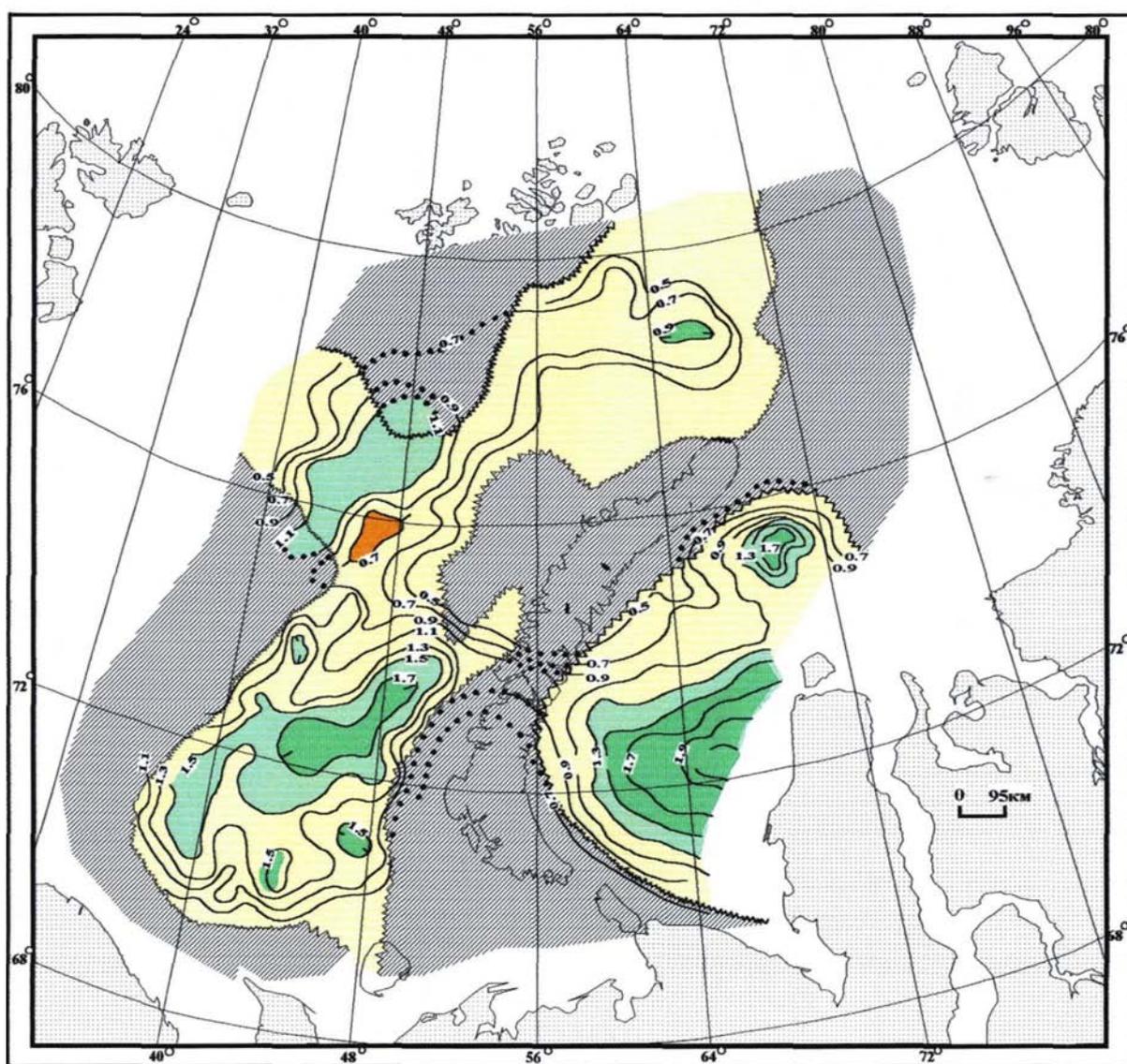


Рис.56. Карта мощности отложений нижнемелового КССК. Условные обозначения приводятся на рис.42.

расчленяются, то здесь и не рассматриваются. Вместе с тем, некоторое представление об их мощности и истории формирования мы можем получить, анализируя структурную карту по нижнемеловому горизонту, которая и является в то же время картой мощности *КССК – нижний мел-дно моря* (рис.40). Комплекс содержит нерасчлененные (по данным средневолновой сейсморазведки) нижне-верхнемеловые - кайнозойские осадки. Сравнительный анализ рельефа этой границы и палеорельефа предыдущего комплекса показывает, что на рубеже нижнего и верхнего мела, или несколько ранее, вновь произошла существенная перестройка структурно-тектонического плана. На крайнем севере шельфа, вблизи его бровки, произошло возобновление прогибания в ряде возникших ранее в триасе трогов, что наиболее заметно в прогибе Св.Анны (рис.40(3)). Юго-западнее этого прогиба заметно проявление зарождающейся СБВ (2). Вместе с продолжавшей формироваться ЮБВ эти структурные элементы образуют структуру БСКМ (I).

В позднемеловой-кайнозойской истории геологического развития значительные области шельфа были вовлечены в аплифт. Поэтому мощность оставшихся здесь отложений этого комплекса составляет всего 800-1000 м, а большая часть их денудирована и переотложена в океанической котловине. В Карской же части шельфа, не затронутой аплифтом, мощность отложений этого комплекса достигает 2.2 км. Сравнивая палеоструктурные планы разных геологических периодов, мы смогли убедиться, что они не только существенно отличаются от современных структурных планов соответствующих поверхностей, но и значительно рознятся между собой.

§2. Палеофациальные реконструкции

Палеофациальные реконструкции и восстановление древних обстановок седиментации на БКШ основаны на совместном рассмотрении и комплексном анализе палеорельефа, сейсмофациальных характеристик осадочных разрезов, данных бурения морских скважин и геологических наблюдений на суше.

Ключевое влияние на распределение палеофациальной зональности на каждом этапе формирования чехла оказывал палеоструктурный план, реконструкции которого показаны в предыдущем параграфе диссертации. Распределение в плане древних поднятий и депрессий, степень их унаследованности и характер перестройки структурных планов определяет положение древних морских бассейнов, областей сноса, путей транспортировки обломочного материала и т.д. (Р.К.Селли, 1989). Так, например, при карбонатном типе седиментации края древних карбонатных платформ ограничивались бортовыми зонами прогибов, занятых

относительно глубоководным бассейнам, и были наиболее благоприятными областями образования и роста рифовых построек.

В эпохи терригенной седиментации палеоподнятия были областями сноса, их склоны - путями транспортировки обломочного материала, а побережья древних морей, занимавших депрессии – сосредоточием дельтовой седиментации.

Другим определяющим моментом является анализ сейсмофаций. Известно, что основные типы обстановок седиментации и доминирующие литофациальные свойства осадочных толщ находят свое отражение в структуре, характеристиках и параметрах волнового поля, которые в комплексе формируют специфический сейсмофациальный облик осадочной толщи (А.Г.Авербух, 1982; Н.Я.Кунин, 1989; А.Е.Шлезингер, 1998).

Сейсмофации опознаются в пределах выделяемых КССК и СЛЭТ по конфигурации отражений, амплитуде, степени непрерывности, вертикальной расчлененности, видимой частоте отраженных волн и др. Так, например, в зоне континентальной или субконтинентальной седиментации наиболее типичны сейсмофации, для которых характерны прерывистость по латерали и резкие изменения амплитуд отражений. Дополнительным критерием для идентификации континентальных или прибрежно-морских отложений может служить выделение в разрезе локальных тел - баров, дельтовых клиноформ, русловых каналов и др.

Шельфовой обстановке соответствуют сейсмофации в виде непрерывно прослеживающихся на значительной площади осей синфазности с высокими амплитудами отражений. По латеральной смене их свойств можно прогнозировать такие условия седиментации, как мористость, удаленность от областей сноса, преимущественный литологический состав (Atlas of East Varents..., 1994; Ю.В.Шипелькевич, 1993). Так, например, чередование в разрезе высокоамплитудных протяженных отражений с интервалами, содержащими низкоамплитудную запись или даже акустически прозрачные участки, чаще всего соответствует карбонатно-глинистому разрезу.

Кроме общей сейсмофациальной картины комплекса, большое значение имеет характер прослеживаемости ОГ, сформированного на региональных поверхностях несогласия. Глобальный характер изменений уровня моря и, близкое к одновременному, возникновение на обширных пространствах земной поверхности несогласия позволяют придавать этим ОГ и всему седиментационному комплексу, заключенному между региональными ОГ, хроностратиграфическую значимость. Однако одновременность возникновения этих событий не исключает разнофациальность условий, в которых накапливались слои, составляющие ОГ. Вследствие этого региональный ОГ, как правило, не контролируется литофациальными границами, а формируется в сменяющих друг друга по латерали

обстановках седиментации и поэтому сечет различные фациальные зоны в разрезе. При этом его свойства, а также свойства других ОГ, входящих в комплекс, - конфигурация, амплитуда, частота и др. - изменяются по латерали и тем самым сообщают нам палеофациальную информацию.

Наконец, важнейшей задачей в палеофациальных реконструкциях является привязка наблюдаемых сейсмофаций к разрезам морских скважин, а также умозрительное согласование их с геологическими наблюдениями, выполненными на суше.

Далее рассмотрим результаты выполненных палеофациальных реконструкций для БКШ.

Платформенный СЛЭТ

При сейсмофациальном анализе этого весьма крупного структурного подразделения, как уже отмечалось, отсутствует возможность детального изучения его внутренней структуры в пределах всего БКШ, поэтому задача наших региональных палеофациальных реконструкций здесь заключалась в определении главных типов сейсмических фаций и картировании их по площади, что возможно в пределах, главным образом, верхних интервалов этого СЛЭТ.

Из всех ОГ, выделяемых в палеозойских отложениях, доступными для региональной сейсмофациальной интерпретации являются два из них - P^V (C_1) и I_a (P_1). Их возникновение обусловлено глобальными событиями - региональными регрессивно-трансгрессивными циклами изменения уровня моря, состоявшимися соответственно 360 и 260 млн. лет назад соответственно (А.Ю.Юнов, 1989). Отражающие свойства этих горизонтов значительно меняются в пределах шельфа. В его Печорской части, где поверхность несогласия I_a совпадает в разрезе с границей смены карбонатной седиментации на терригенную, это отражение выглядит контрастным. В депрессии, где седиментация в это время была терригенной, амплитуда отражений резко падает, а затем вновь возрастает на палеоподнятиях, содержащих карбонатные комплексы. Ранее эта ситуация объяснялась переходом ОГ I_a на более древний стратиграфический уровень, в соответствии с одревлением кровли карбонатов, и, соответственно, погружением ОГ вслед за этой литологической границей. Этот подход, в свою очередь, потребовал введения нового индекса для слабого ОГ, который на самом деле соответствует региональному несогласию, обозначенному индексом ОГ I_a . Однако мы видим более простое объяснение этого явления, которое заключается в латеральной смене обстановок седиментации, существовавших в период формирования несогласий, в том числе и ОГ I_a . Принципиальная схема, объясняющая наш подход к корреляции этих ОГ, показана на рис.57. Обсуждаемая ситуация довольно часто встречается на периферии ЮБВ. Здесь в карбон - пермских отложениях выделяются два

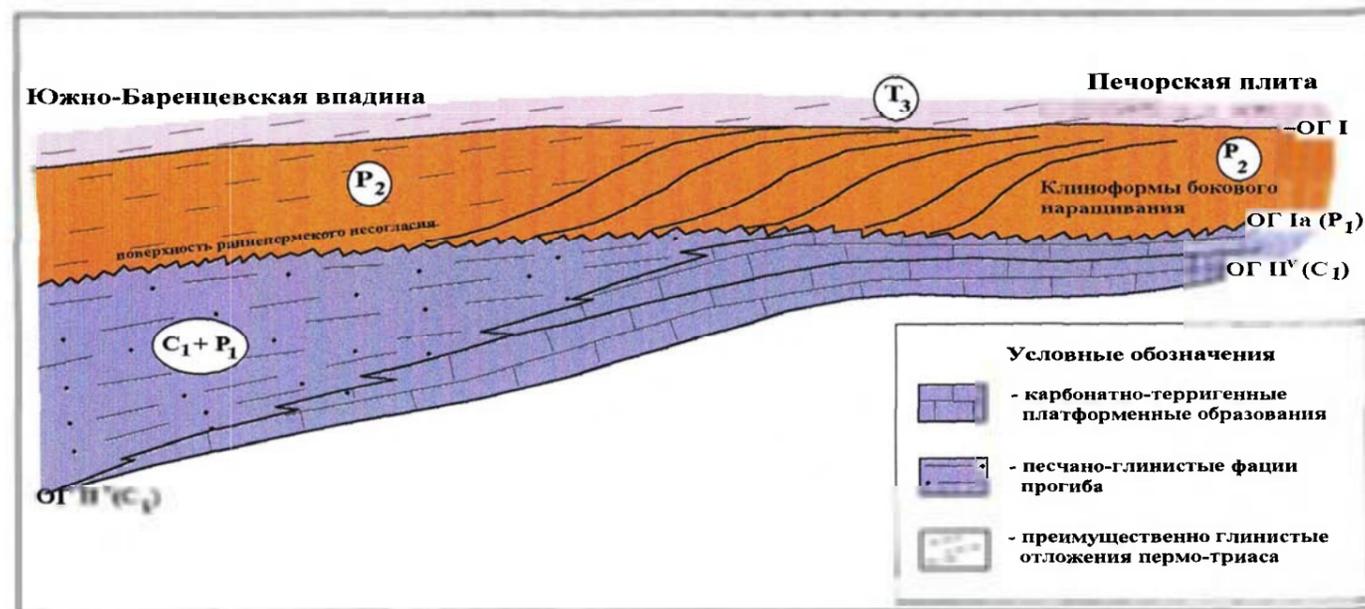


Рис.57. Принципиальная схема корреляции региональной поверхности несогласия в нижней перми (OG Ia), не связанный с литологической границей (карбонатами)

доминирующих типа записи - карбонатно-терригенный и преимущественно терригенный, иллюстрации которого приводились в главе 2 настоящей диссертации (рис.15). Примером первого типа седиментации может быть волновая картина на Печорском шельфе, содержатся высокоамплитудные, относительно протяженные субпараллельные отражения, которые соответствуют акустически-контрастному переслаиванию карбонатных и терригенных слоев - "карбонатные" сейсмофации.

Второй тип составляют слабоамплитудные, невыдержанные по простиранию отражения, типичные для плохо отсортированных терригенных слоев, близких по литологическому составу - "терригенные" сейсмофации. Характерный переход от одного типа к другому, видимый на рис.15 (а и б) и прослеженный по системе профилей, показывает пространственное распределение двух типов сейсмофаций исследуемой части Платформенного СЛЭТ, заключенного между ОГ II^v и I_a (Визейско-Сакмарский КССК) (рис.58).

В пределах БКШ мы наблюдаем зависимость распространения сейсмофаций от палеорельефа. Так, "карбонатные" сейсмофации занимают области долговременных палеоподнятий. К ним принадлежат помимо Печорской плиты, где эти сейсмофации откалиброваны в скважинах, Кольская моноклираль, ЦБП и АП, где в Адмиралтейской скважине, в кровле исследуемого нами комплекса, вскрыты окремненные известняки средне-верхнекарбонового возраста (О.В.Астафьев, 1992). Карбонатная часть нижней перми здесь, по-видимому, выпадает из разреза.

На Северном острове Новой Земли, входящем в выделенную нами область преимущественно карбонатной седиментации, встречена мощная толща известняков, включающая органогенные постройки (Тектоника и ..., 1992). Следы таких возможных построек мы видим и на сейсмических разрезах в виде "аномалий типа риф" (АТР), которые встречаются вдоль показанного на схеме края зоны карбонатной седиментации (Н.И.Зобнина, рукописный источник, 1999). На рис.59 демонстрируется одна из АТР, выделенная нами на южном склоне АП в отложениях позднекарбон-раннепермского возраста. Виден характерный для рифовой постройки холмообразный изгиб слоев при относительно ровной подошве этого тела.

На Печорском шельфе, где отложения Платформенного СЛЭТ наиболее изучены, рифогенные постройки обнаружены и прогнозируются в широком диапазоне разреза и широко развиты по площади. Интересно, что в обсуждаемом нами Визейско-Сакмарском КССК визуальный анализ временных разрезов позволил выявить в данном интервале разреза две предполагаемые рифовые зоны и несколько одиночных аномалий типа риф (И.Н.Керусов, рукописный источник, 1989). Зоны характеризуются резким ухудшением корреляции горизонта I_a, иногда полным отсутствием его. Кроме того, для выделенных рифовых зон и отдельных рифов характерно увеличение Δt между отражающими горизонтами к своду

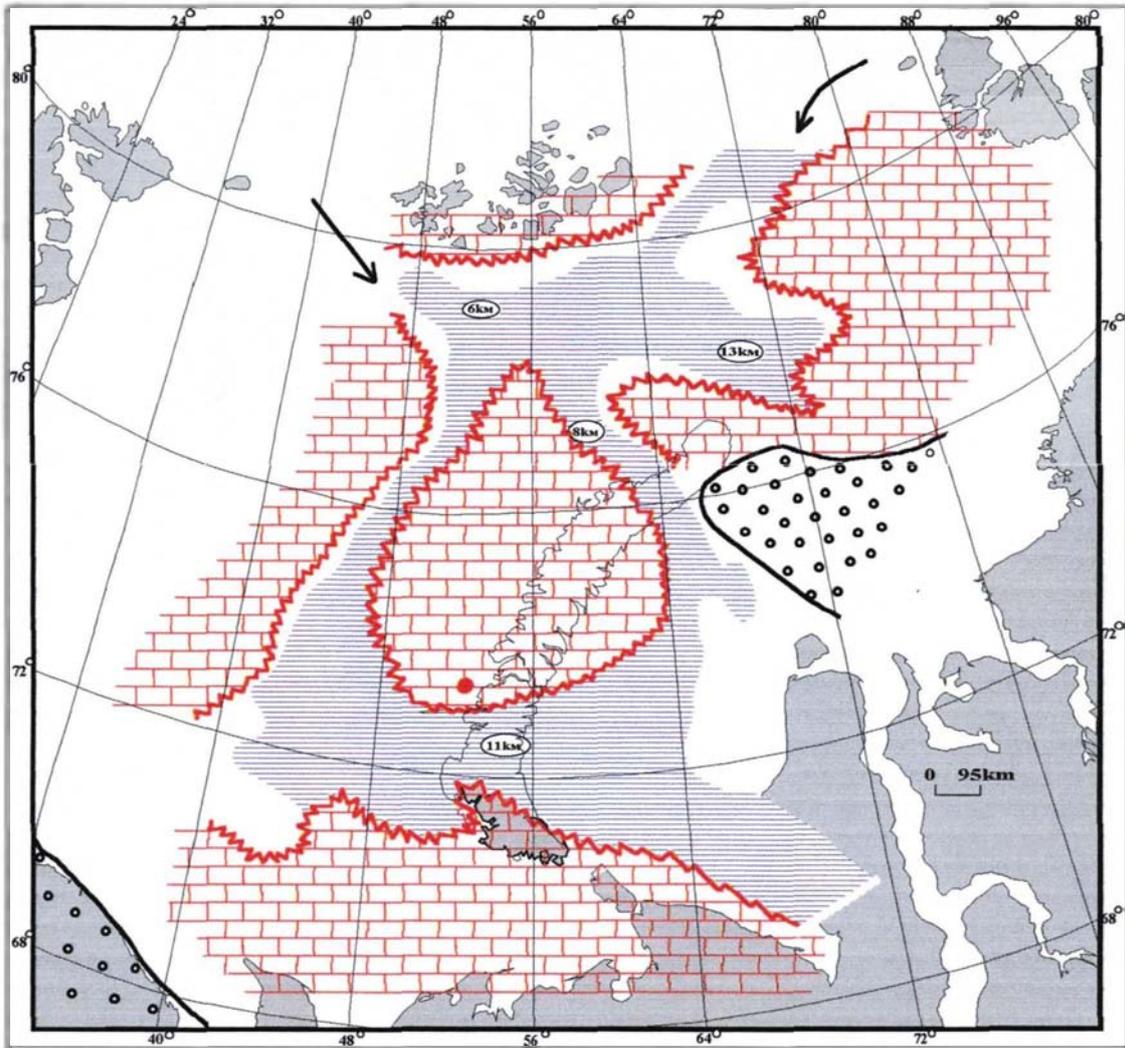
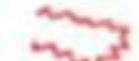


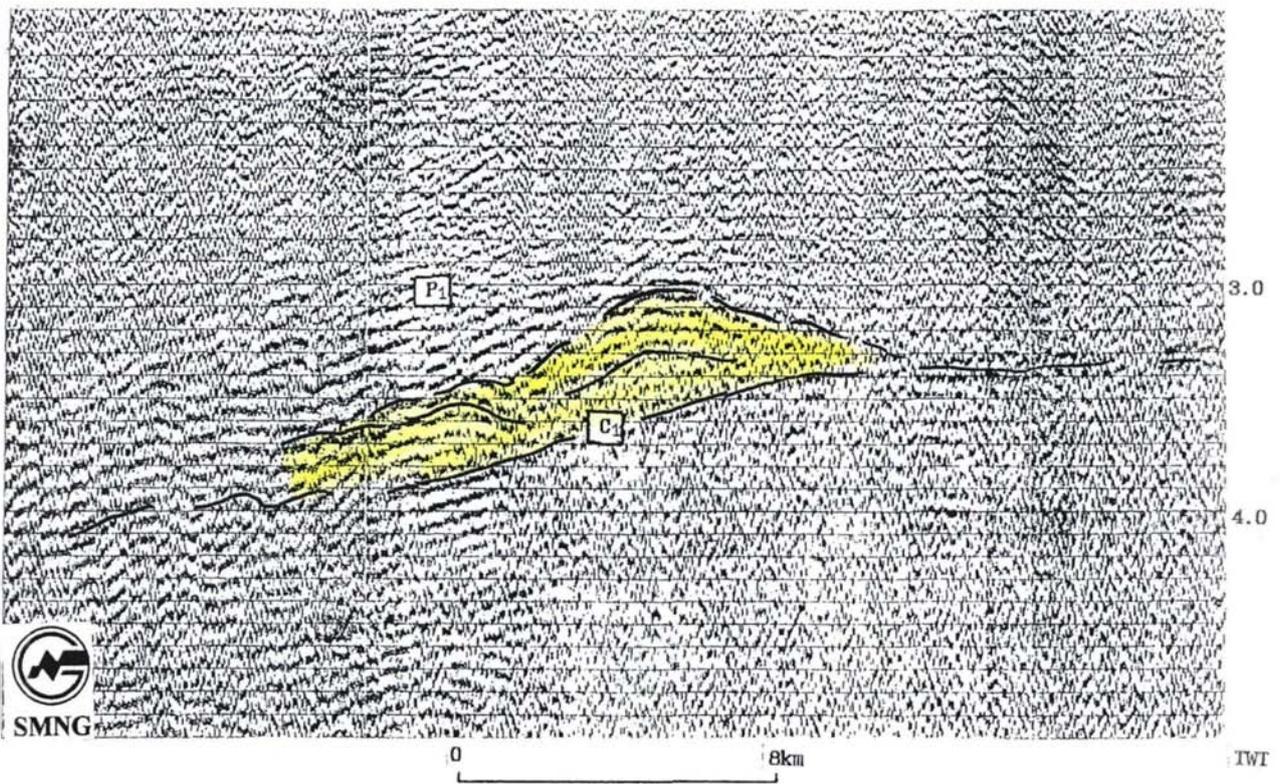
Рис.58.Схема палеофациальных реконструкций карбон-нижнепермской части Промежуточного СЛЭТ.

Условные обозначения:

-  - Области палеоподнятий, занятые платформенными карбонатно-терригенными отложениями.
-  - Области рифтогенных палеопрогибов, занятые терригенными отложениями и значения общей мощности Промежуточного СЛЭТ.
-  - Области отсутствия исследуемых отложений.
-  - Граница палеофациальных зон.
-  - Расположение АТР в исследуемых отложениях, изображение которой показано на рис.58.
-  - Преимущественное направление сноса.

Ю

С



59. Пример проявления «аномалии типа риф» (АТР) в волновом сейсмическом поле (южный борт АП, край карбонатной платформы). Расположение АТР показано на рис.58

предполагаемых рифовых построек, изменение характера сейсмической записи в исследуемом интервале временного разреза в предрифовой и зарифовой зонах. Отдельные аномалии типа риф выделены в районе Гуляевского вала – Приразломная структура (по пр.377929), где выявленные АТР находятся на глубинах доступных для бурения.

Области палеопрогибов, по крайней мере, в течение позднего палеозоя, заполнялись преимущественно терригенными осадками, что, помимо сейсмофациальных данных, подтверждается, например, наличием флишоидных толщ карбон-пермского возраста, установленных на Новой Земле в зоне Кармакульского синклинория, которая в этот период входила в БЯМП.

Весьма близкие вариации обсуждаемых "карбонатных" и "терригенных" сейсмофаций и их подчиненность палеорельефу наблюдаются и на Северо-Карском шельфе.

Основной источник сноса в этот период располагался на севере, в области современной океанической котловины. Присутствие там обширной размываемой суши - Гиперборейской платформы - прогнозируется по ряду геологических (Геологическое строение..., 1984) и сейсмических признаков (А.Д.Павленкин и др., 1997). Так при анализе сейсмических разрезов на Восточно-Арктическом шельфе, которые своими северными концами пересекают бровку шельфа или подходят к ней достаточно близко, устанавливается выклинивание в северном направлении большого комплекса древних отложений, который условно можно назвать Платформенным. На шельфе Аляски и Чукотки этот комплекс отождествляется с Элесмирской толщей и включает помимо раннемезозойских осадков и палеозойские слои. Такое выклинивание, означающее наличие еще севернее размываемой суши, прослеживается от шельфа Чукотки до моря Лаптевых.

В южной части Карского шельфа, вследствие последовавшего в триасе размыва большей части палеозойских карбонатных осадков, сейсмофаций карбонатного типа не наблюдается, и поэтому палеофациальная ситуация, показанная на рис.58 для этой области, является гипотетической. Косвенным подтверждением этой реконструкции, указывающим на присутствие карбонатов в геологическом прошлом на КИШ, является обнаружение продуктов их размыва в Баренцевском разрезе, о котором упоминает Л.А.Фефилова.

Фиксируемый здесь слабо расчлененный тип сейсмической записи, содержащий короткие, часто хаотичные, отражения, напоминает протерозой-нижнепалеозойскую часть Баренцевского разреза и, по-видимому, свидетельствует о сохранности только этой части обсуждаемого СЛЭТ на ЮКШ.

Рифтогенный СЛЭТ

Как уже отмечалось, в структуре осадков нижней части этого СЛЭТ (Нижне-Верхнепермский КССК) фиксируются мощные клиноформные осадочные тела, выделенные в зоне сочленения Печорской плиты и ЮБВ и описанные рядом исследователей (С.К.Прокудин, рукописный источник, 1984; Л.А.Попова, Р.А.Крылов, 1989; М.Л.Верба, 1985). Однако, признавая факт их существования, авторы расходятся в оценках их морфоструктуры, глубин приемного бассейна, а как следствие и в причинах их возникновения. Первые оценки наблюдаемой волновой картины приводили исследователей к модели, согласно которой происходило заполнение, с присутствием турбидитов, глубоководной котловины океанического типа. Считалось, что косвенно о глубине палеобассейна можно судить по высоте клиноформы, суммарная мощность которых там действительно велика.

В дальнейшем выполненное нами картирование по сети региональных профилей, как отдельных секвенций, слагающих эти тела бокового наращивания, так и определение пространственного положения и мощности их в целом, показало, что на южном и северо-западном бортах БЯМП практически синхронно были сформированы два крупных тела бокового наращивания (*submarine fans*), общая мощность каждого из которых доходит до 2.5 км (рис.60). Источником терригенного материала для первого из них были воздымавшиеся палео-Уральские горы, для второго - область ЦБП. Глубина же палеоморя, как показывает мощность отдельных секвенций, в этот период не превышала 400-500 м. Строение этих тел бокового наращивания, образованных при относительно небольших глубинах моря, достаточно четко видно на сейсмических разрезах. Небольшие фрагменты их демонстрировались в главе 2 для объяснения методики интерпретации, основанной на структурных стилях.

Рассмотрим строение этих тел несколько подробнее. Со стороны Печорского побережья образовался крупный *submarine fan*, разрез наиболее мористой, продвинутой в морской бассейн, части которого показаны на рис.61. С противоположной стороны морского бассейна, на склоне палеоподнятия (свод Федынского) сейсмический разрез запечатлел клиноформное тело вблизи палеобереговой зоны, где мощности слагающих его отложений не велики (рис.62). Интересная деталь отмечается в самой северной зоне фрагмента, где выделен характерный изгиб осей синфазности, соответствующий палеобереговому уступу, ограничивающему древний морской бассейн.

Показанные фрагменты являются частью сейсмической основы для построения сейсмогеологического разреза (рис.63). В строении встречных «фанов» выделяется до 4-х секвенций, соответствующих циклам наращивания тел. В поперечном сечении (рис.64) тела бокового наращивания представляют собой

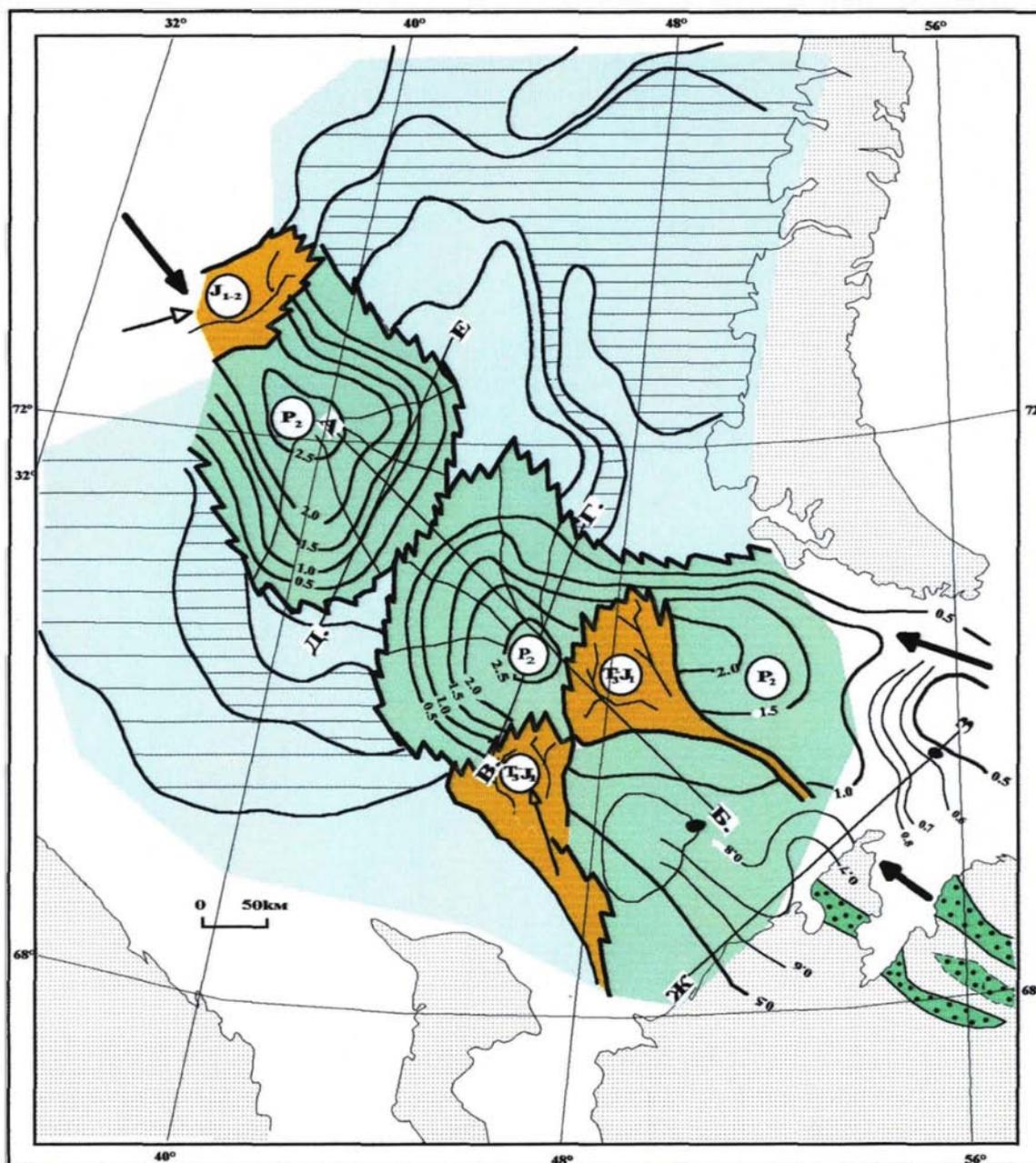


Рис.60. Нижне-Верхнепермский КССК. Схемы мощности позднепермского submarine fans (унаследованность направлений массопереноса демонстрируется более мелкими аналогичными дельтовыми телами триас-юрского возраста)

Условные обозначения:

-  - Руслово-дельтовые песчаники P - T возраста, установленные бурением
-  - скважины, в которых получены притоки нефти из руслово-дельтовых песчаников P - T возраста

C-3

Ю-В

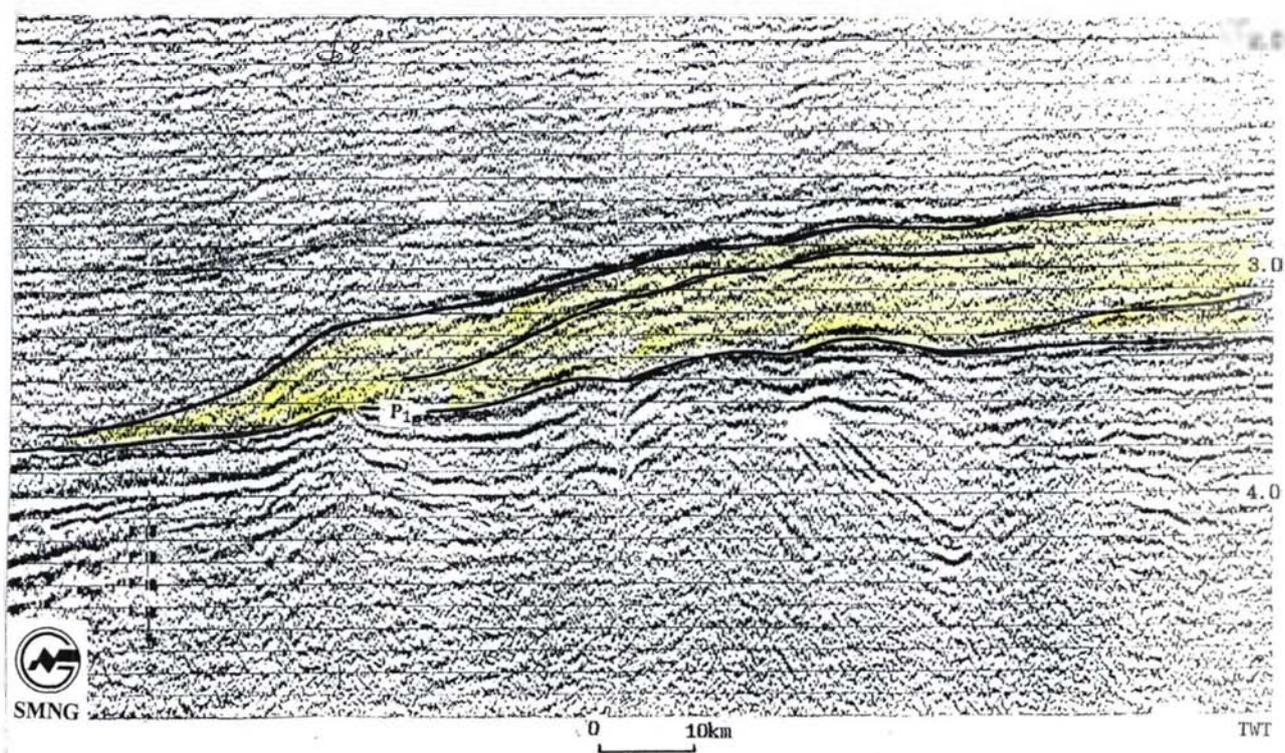


Рис. 61. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий позднепермские клиноформы в зоне сочленения Печорской плиты и ЮБВ

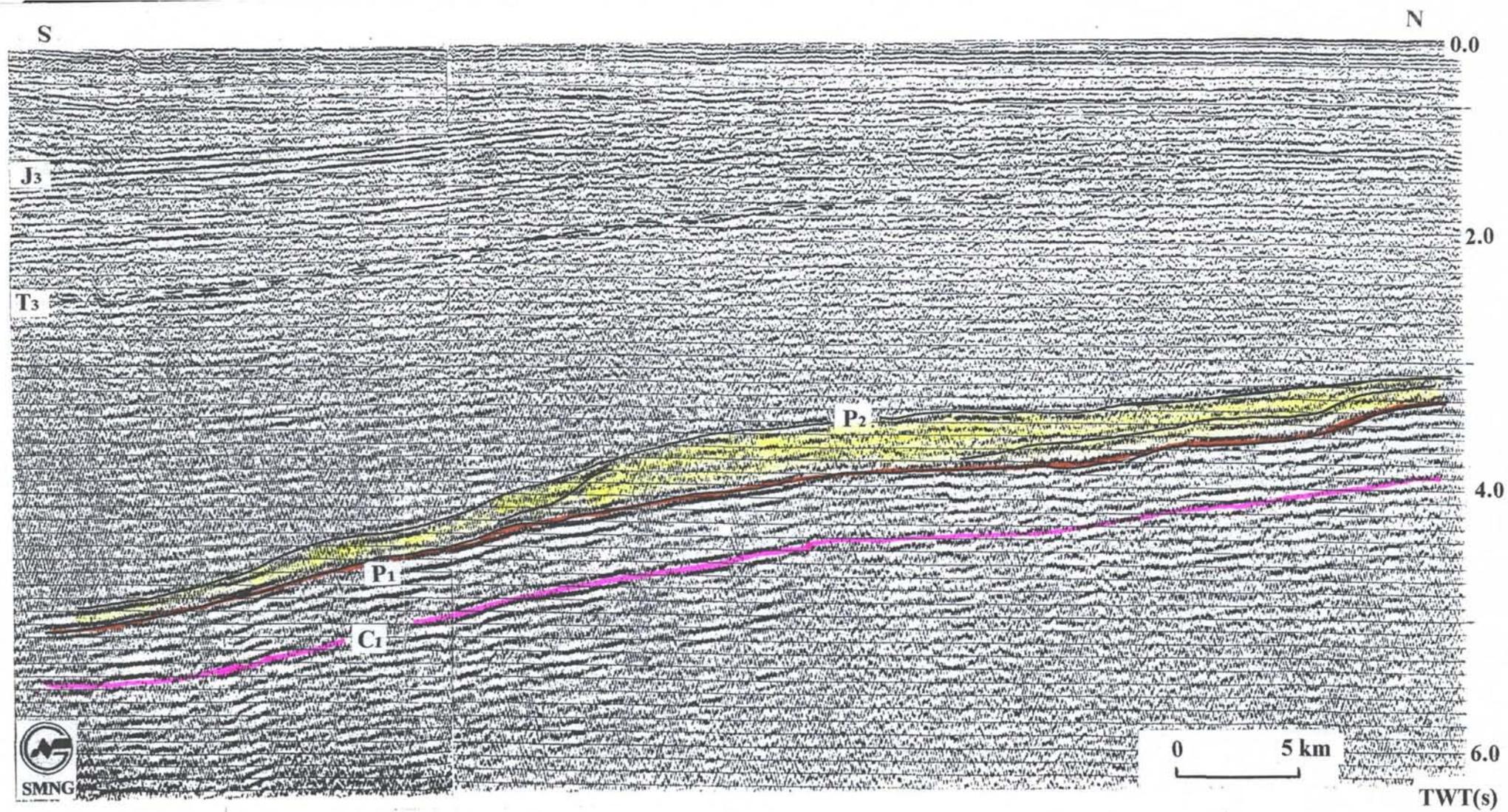


Рис. 62. Сейсмозапись в области авандельтовых клиноформ. Свод Федынского. На северном участке виден палеобереговой уступ

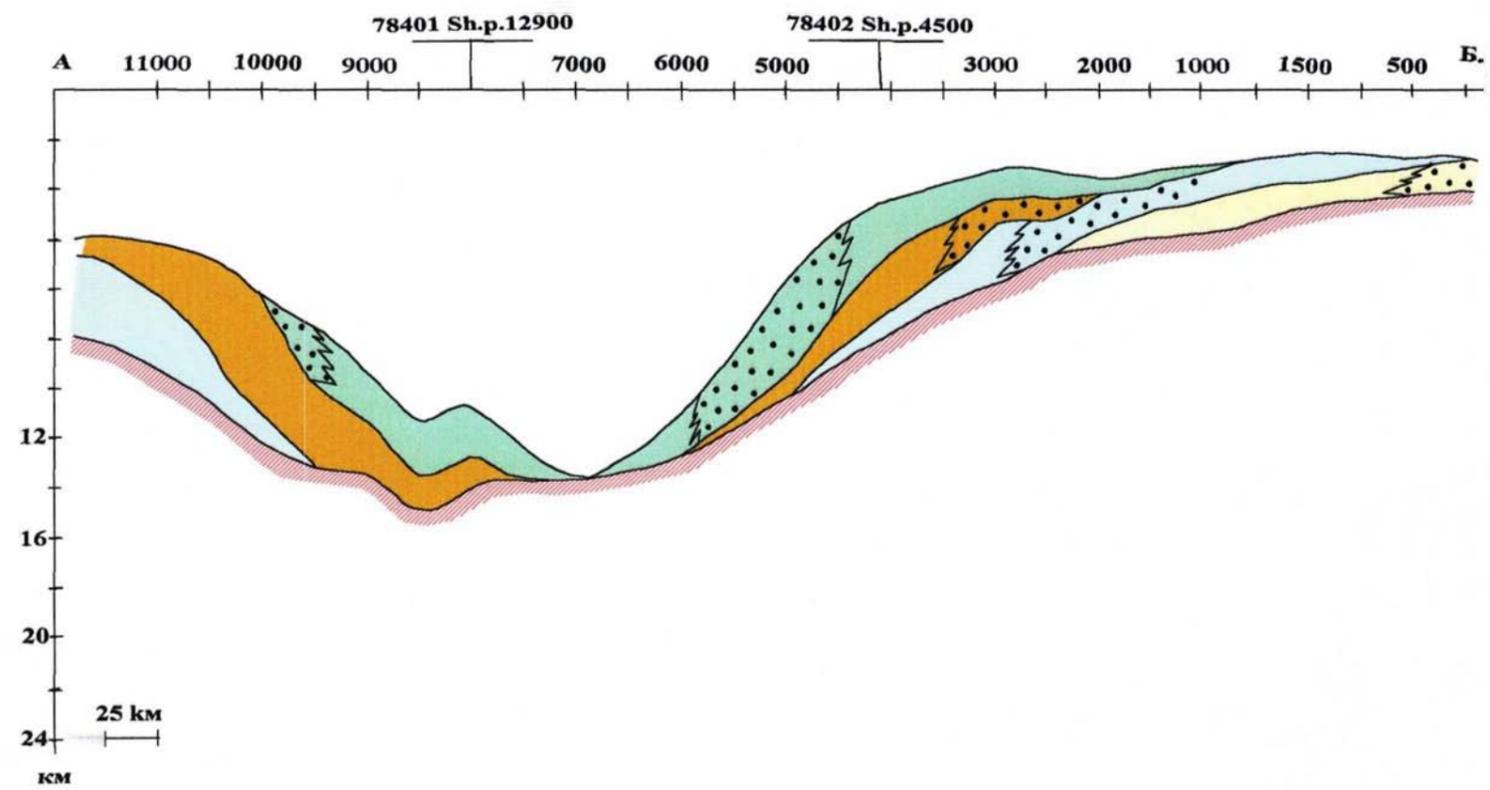


Рис.63. Сейсмогеологический разрез по линии А-Б. Положение линии показано на рис.60. Иллюстрируются встречные клиноформы позднепермского возраста

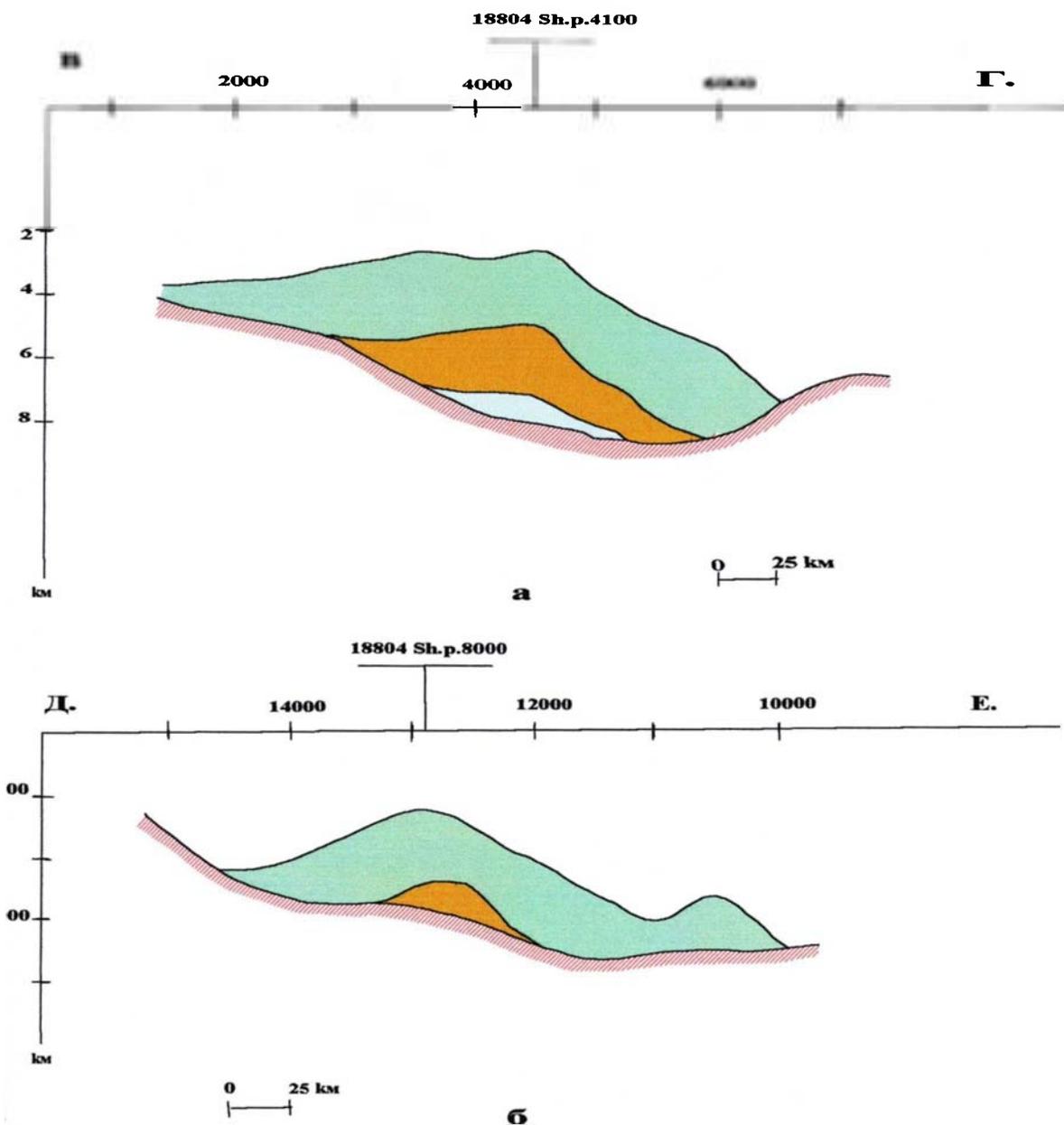


Рис.64. Сейсмогеологические разрезы по линиям: а - В-Г, б - Д-Е. Положение линий показано на рис.60. Иллюстрируются авандельтовские тела в поперечном сечении

линзы, у которых выпуклая кровля и относительно плоская подошва. Важной деталью наблюдаемой палеогеографической обстановки является также выявленная по сейсмическим данным одна из обширных палеодолин (Печорская), служившая магистральным путем массопереноса. В разрезе палеоречная долина представляет собой «корытообразное» углубление с пологими бортами и относительно плоским основанием. Ширина ее составляет 80 км при мощности осадков до 2 км, в которых можно выделить до 4-х секвенций. Каждая секвенция соответствует определенному этапу углубления и развития долины. Поэтапное реконструирование Палеопечорской долины показано на рис.65.

По некоторым наблюдениям, подобные клиноформные образования в пермских отложениях встречены и далеко на севере БШ. Ориентировка клиноформ указывает на источник сноса обломочного материала – северное окончание Новой Земли. Для терригенных отложений прогиба Анны источником сноса могло быть поднятие в районе о.Визе. В северо-западной части Баренцева моря Нижне-Верхнепермский КССК представляет собой неустойчивую по мощности однородную глинисто-песчаную толщу (С.В.Алехин, Д.Г.Батулин и др., 1989).

Триасовая часть этого же СЛЭТ, присутствующая, как было показано выше, лишь на БШ, весьма трудно поддается расчленению и сейсмофациальному районированию. Согласно данным материкового обрамления Баренцева моря и островной суши, триасовые отложения повсеместно представлены толщиной переслаивающихся пестроцветно-сероцветных терригенных образований – глин, алевролитов, песчаников.

В пределах Печорской синеклизы основными источниками обломочного материала были высокогорные поднятия Урала и эпигерцинские среднегорные поднятия Тимана. В пределах Кольской моноклинали источником сноса служил Балтийский щит. На северо-востоке региона размывались эпигеосинклинальные поднятия Новой Земли. На западе бассейна источником сноса в ранне-среднетриасовое время являлся, по-видимому, и такой крупный тектонический элемент, как ЦБП, зона, в пределах которой триасовые отложения сравнительно небольшой, до 1.5 км, мощности непосредственно залегают на карбонатах нижней перми-карбона (?). Однако основным поставщиком обломочного материала служил, по-нашему мнению, Южно-Карский шельф, о чем, помимо прочих наблюдений, свидетельствует распределение мощностей триасовых отложений на юге БШ, где область наибольших мощностей тяготеет к Новой Земле. Наряду с интенсивным увеличением мощности триаса к центру прогиба происходило, по-видимому, и усложнение палеогеоморфологической обстановки, вызванное погружением приемного бассейна, переменным климатом, интенсивным осадконакоплением, которое было обусловлено наличием крупных и близко расположенных источников

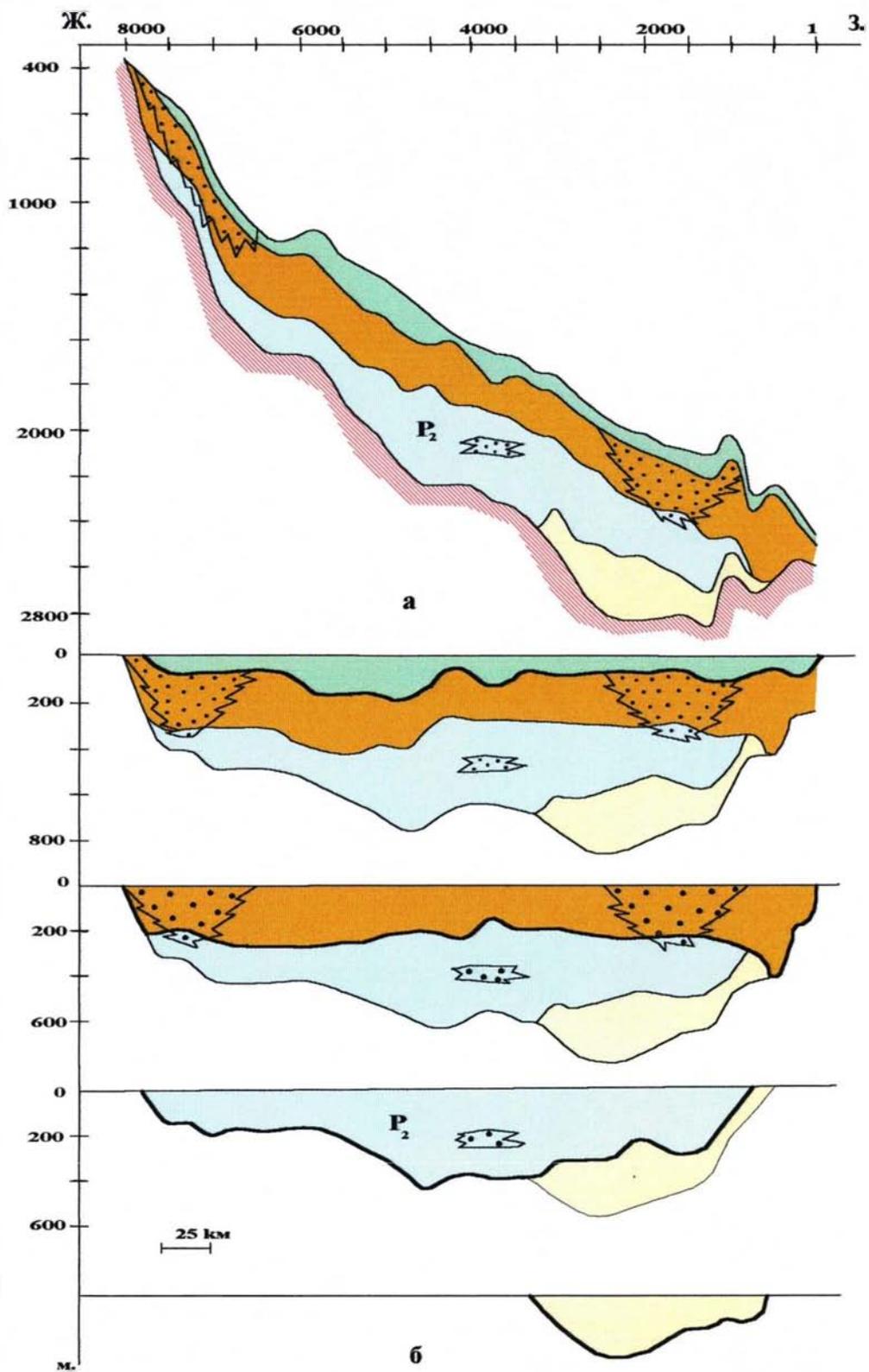


Рис.65. Сейсмогеологические разрезы по линии С-D, пересекающие речную палеодолину: а - современный разрез; б - поэтапное реконструирование палеодолины. Положение разреза показано на рис.60.

сноса (В.А.Григорьева и др., 1998). На временных сейсмических разрезах в диапазоне триаса наблюдается частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов, различная насыщенность триасового интервала отражающими горизонтами. Переменчивую и сложную волновую картину, характеризующую триасовые отложения, отмечают многие исследователи региона (С.В.Алехин, Д.Г.Батулин и др., 1989).

Отсутствие региональных ОГ, однородность волнового поля, а иногда и его акустическая прозрачность, не позволяют в этой части разреза установить четких и уверенных сейсмофациальных переходов. Здесь возможны региональные реконструкции, основанные лишь на обобщенном сейсмофациальном облике триасовой толщи в ее полном диапазоне. Обобщенная модель триасового бассейна изображена на рис.66. В соответствии с общим характером описания в модели сохранены только основные особенности макрорельефа, образованного длительными прогибанием бассейна в течение всего триасового времени.

В целом триасовый бассейн представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении, охватывающую как южный более древний палеориф, так и северный более молодой, палеоструктуру с крутыми западным и пологим восточным склоном. В результате обобщенных сейсмофациальных реконструкций нами выделено здесь три основных сейсмофациальных типа (рис.66).

Первый тип содержит ощутимое количество довольно контрастных, но непротяженных отражений, которые нередко образуют незначительные угловые несогласия, напоминающие небольшие клиноформы. Эта сейсмофациальная картина характерна для широко развитых по обрамлению депрессий континентальных отложений, содержащих фации аллювиальных долин, меандрирующих русел рек и дельтовых каналов. Континентальный генезис триаса здесь почти во всем диапазоне подтверждается в Колгуевских и Печороморских скважинах. Схожие условия существовали, по-видимому, в зоне ЦБП и АП.

Второй тип сейсмофаций характерен для неширокой полосы, обрамляющей крупные депрессии БШ. Отличие его от первого состоит в постепенном уменьшении доли регулярных отражений и снижении их амплитуды. Этот тип является переходным от преимущественно континентальных сейсмофаций к обширной зоне сейсмофаций заполнения устойчиво прогибающихся мелководных седиментационных бассейнов. Он содержит признаки прибрежно-морской обстановки осадконакопления в условиях отмелого берега с небольшими уклонами подводных склонов. Здесь предполагается широкое развитие дельтовых образований, песчаных линз-банок приливно-отливной полосы, прибрежных баров, связываемых с авандельтами мощных палеорек, выносящих в море продукты эрозии прилегающей суши.

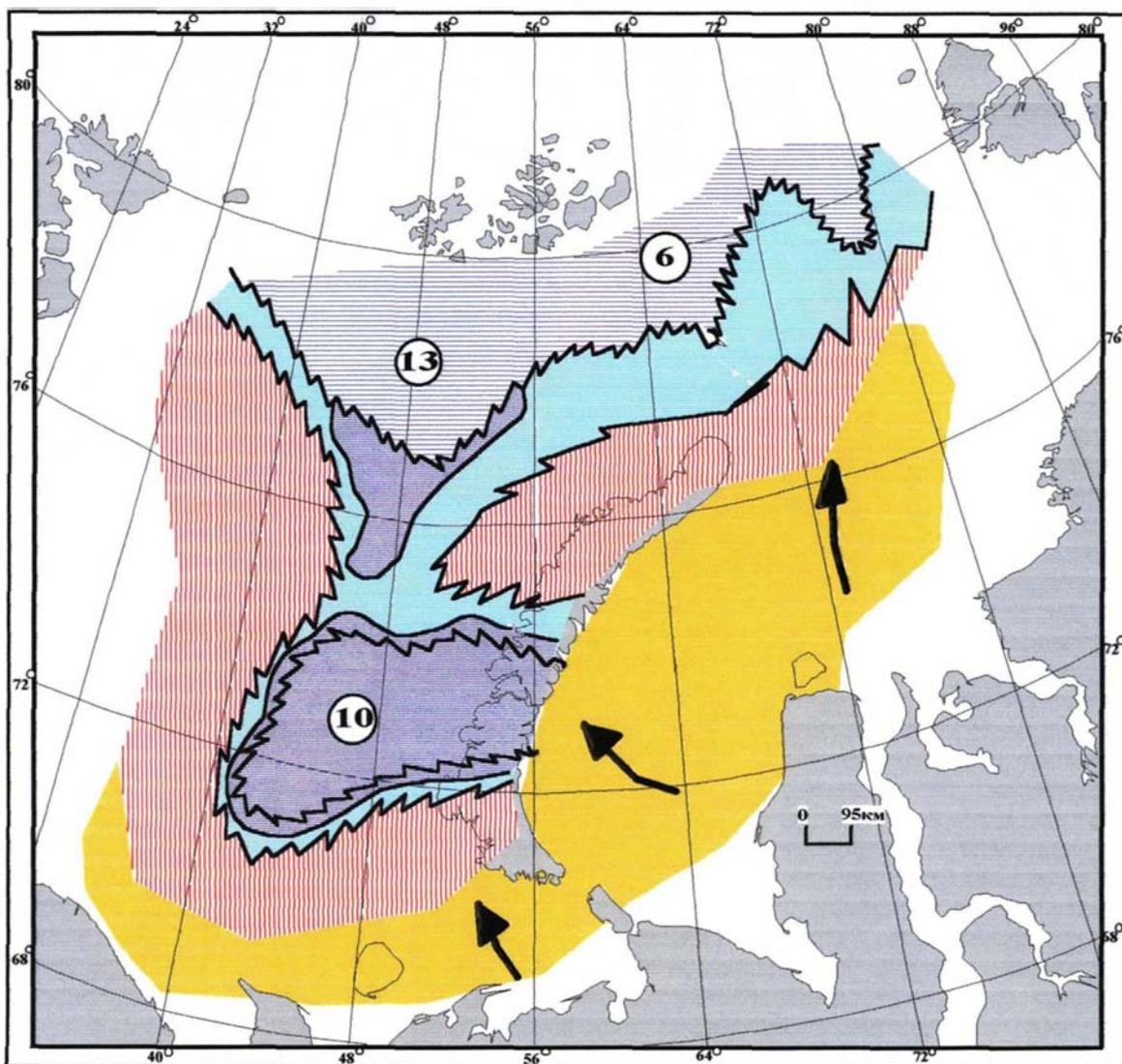


Рис.66. Обобщенная схема палеофациальных реконструкций Рифтогенного СЛЭТ (триасовая часть).

Условные обозначения:

- Область сноса.
- Прибрежная денудационная равнина.
- Фации заполнения интенсивно погружающихся рифтогенных прогибов
- Мелководно-морские отложения
- Устойчивые морские бассейны.
- Направление сноса.
- 10 - Мощность соответствующих отложений в км.

Для третьего типа волновой картины характерно почти полное отсутствие регулярных отражений, что делает сейсмозапись акустически прозрачной. Обычно такой тип волновой картины указывает на отсутствие слоистости в толще, формирование которой происходит при заполнении быстро погружающихся рифтогенных депрессий и при очень высоких темпах седиментации, близкой к лавинной. Структура триасовых осадков в этой зоне указывает на близость источника сноса.

Исключение в этой картине распределения сейсмофаций составляют лишь отложения верхнего триаса, где мы наблюдаем даже в депоцентрах депрессий (ЮБВ) появление серии протяженных средне-амплитудных отражений, характерных для континентальных обстановок седиментации. Их присутствие обусловлено, по-видимому, устойчивым понижением уровня моря и повсеместным снижением скорости осадконакопления в позднем триасе.

На рис.66, показывающем расположение сейсмофаций в пространстве, видно, что сейсмофации третьего типа занимают области крупных тектонических депрессий на юге и севере шельфа. Наряду с некоторым сходством сейсмофациальных характеристик триасовых отложений, в пределах шельфа между южным и северным бассейнами наблюдаются существенные как палеоструктурные, так и палеофациальные различия. Первое из них состоит в различной ориентировке пространственного распределения одноименных сейсмофациальных зон. Второе отличие, касающееся палеофациальных условий, заключается в том, что в северных депрессиях появляется фациально-значимый ОГ, который отсутствует на юге шельфа. Этот ОГ регистрируется в толще среднего триаса и имеет четко выраженный морской облик. Его возникновение вызвано повышением и длительным стоянием уровня моря, наступившим в конце Ладинского века (232 млн.лет), вслед за короткой регрессивной фазой. Морской высокоамплитудный характер этого горизонта, а также предшествовавший его появлению размыв палеозойской толщи, мы видим на рис.67. Южная граница распространения этих типично морских, может быть относительно глубоководных, отложений, показанных на рис.66, ограничена примерно 77⁰ с.ш. Основной же морской бассейн располагался севернее этой границы и занимал обширное пространство, включая область ЗФИ, где установлены большие мощности триасовых отложений и морской генезис этих осадков (Э.Н.Преображенская и др., 1985), прогиб Св.Анны и открывался в Северный глубоководный бассейн (В.А.Григорьева и др., 1998; Т.М.Пчелина, 1997). Обобщенное распределение на БШ сейсмофаций Платформенного СЛЭТ и Рифтогенного СЛЭТ в разрезе показано на рис.68.

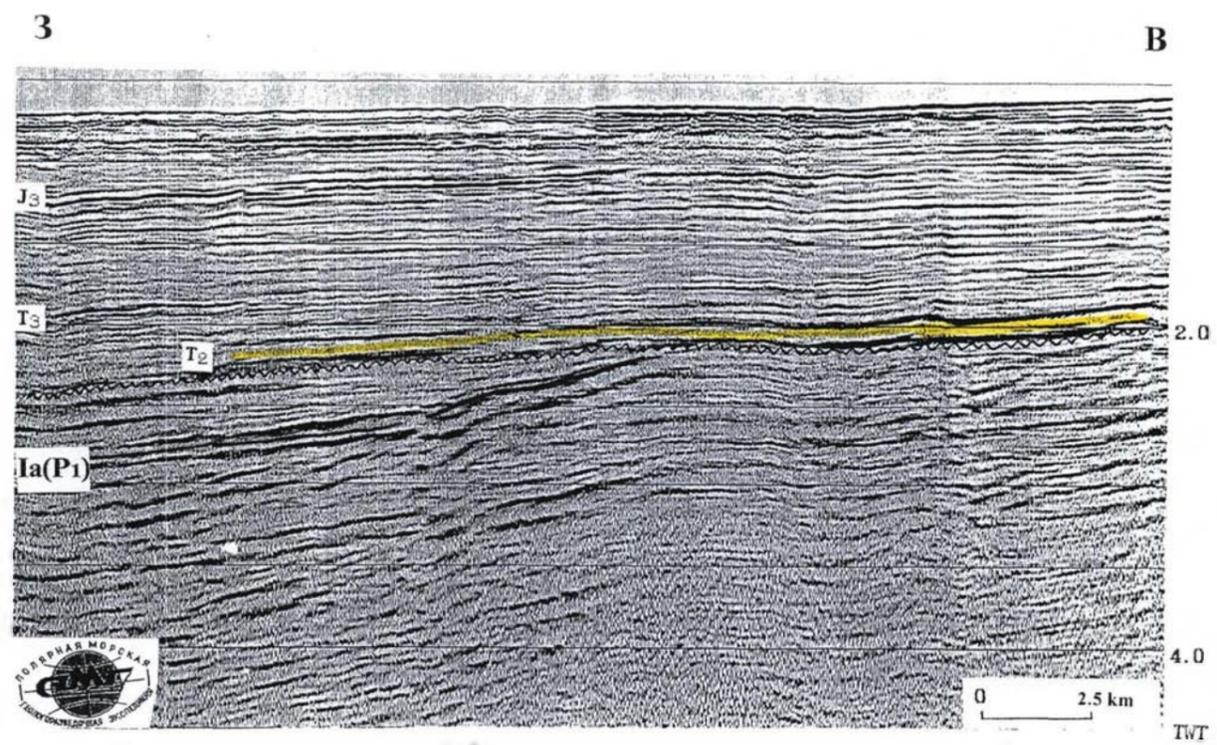


Рис. 67. Фрагмент сейсмического разреза, иллюстрирующий присутствие в среднетриасовых отложениях «морского» ОГ на севере БШ (район ЗФИ)

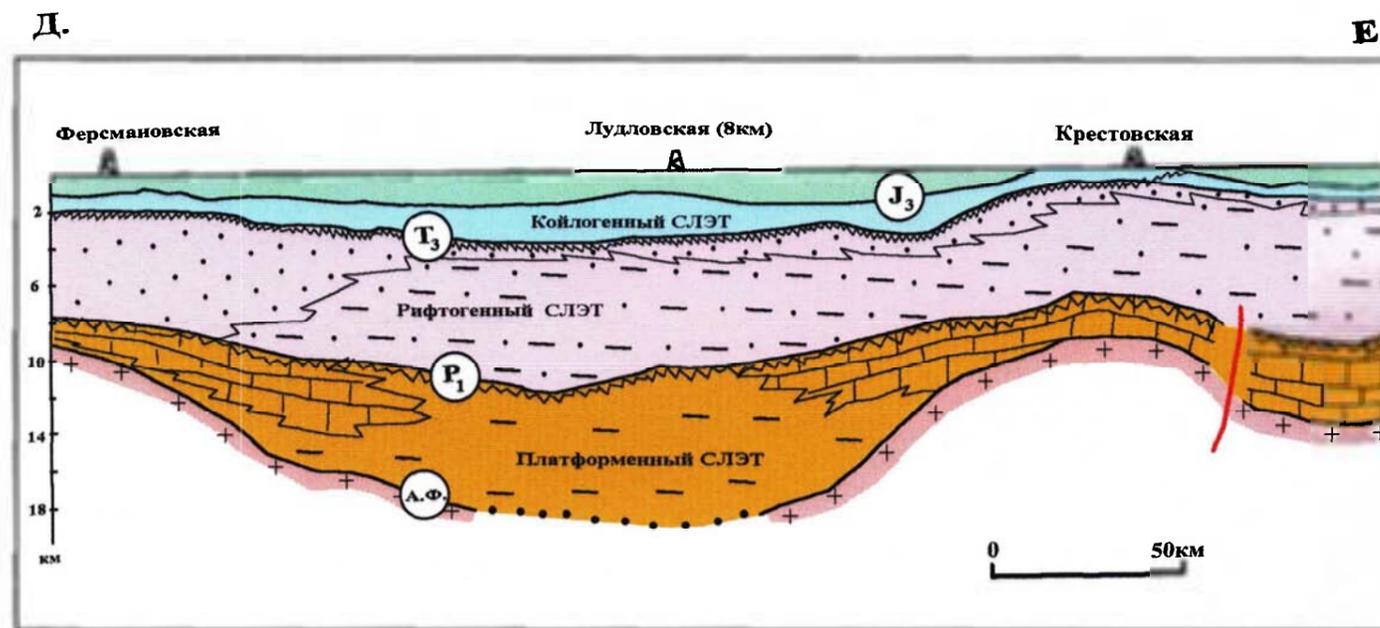


Рис.68. Сейсмогеологический разрез с элементами сеймофаций по линии Д-Е.
 Положение разреза показано на рис.34,37,38,39,40

Условные обозначения:

- | | | | |
|--|--|---|--|
|  | <p>Сеймофации:
 - субконтинентальные
 (денудационная равнина)</p> |  | <p>- преимущественно
 карбонатной седиментации</p> |
|  | <p>- терригенной седиментации
 при заполнении прогибов</p> |  | <p>- мелководно-морские,
 прибрежные</p> |

Койлогенный СЛЭТ

Юрский КССК.

Юрская часть разреза практически повсеместно на БКШ содержит хорошо опознаваемые контрастные ОГ, палеофациальное значение которых довольно уверенно устанавливается (Ю.В.Шипелькевич, 1993). Для анализа седиментационных обстановок в юрское время была использована методика трехкомпонентного сейсмостратиграфического анализа, подробно изложенная в главе 2.

Сопоставляя данные о распределении свойств отражающих горизонтов по площади с информацией о вещественном составе отложений, мощности песчано-глинистых отложений и их возрасте и генезисе, содержащихся в разрезах скважин, удалось с известной долей приближения восстановить палеогеографические условия осадконакопления, существовавшие в течение юрского периода. Для ранних эпох юрского периода детальный анализ седиментационных бассейнов сейсмические данные позволяют выполнять лишь на БШ.

В начале юры, на рубеже плинсбаха и тоара, морской режим занимал небольшие пространства на юге шельфа, несколько восточнее современного депоцентра Южно-Баренцевской впадины (ЮБВ). Океанические воды Атлантики спорадически поступали сюда, главным образом, через узкий пролив на западе, располагавшийся на продолжении Нордкапского прогиба. Признаки морской седиментации, относящейся к этому периоду, (микро-фитопланктон) обнаружены лишь в скв.Куренцовская, расположенной в центре этой мористой зоны.

На периферии бассейна существовала болотистая озерно-аллювиальная равнина, редко заливаемая морем. На южном обрамлении этого бассейна, в зоне контакта Печорской плиты и ЮБВ, фиксируются сейсмические признаки дельтовых и русловых фаций, в которых обычно встречается наиболее благоприятное для образования ловушек УВ сочетание коллекторов и покрышек.

К концу аалена-байоса в результате трансгрессии границы зоны морской седиментации расширились, а морской режим стал более устойчивым (рис.69). Это подтверждают остатки морской фауны ааленского возраста и водорослей, обнаруженные в ряде морских скважин. Сейсмические признаки трансгрессии, происходившей в этот период, мы видим на временных разрезах, пересекающих палеобереговую зону. Среднеюрские рефлекторы здесь трансгрессивно налегают по типу Onlap на подстилающий субстрат, что является классическим примером сейсмического изображения наступающего моря (Ю.В.Шипелькевич, 1986) (рис.71).

В течение бата-келловея морские бассейны продолжали расширять свои границы. Помимо южной части шельфа, где области устойчивой морской

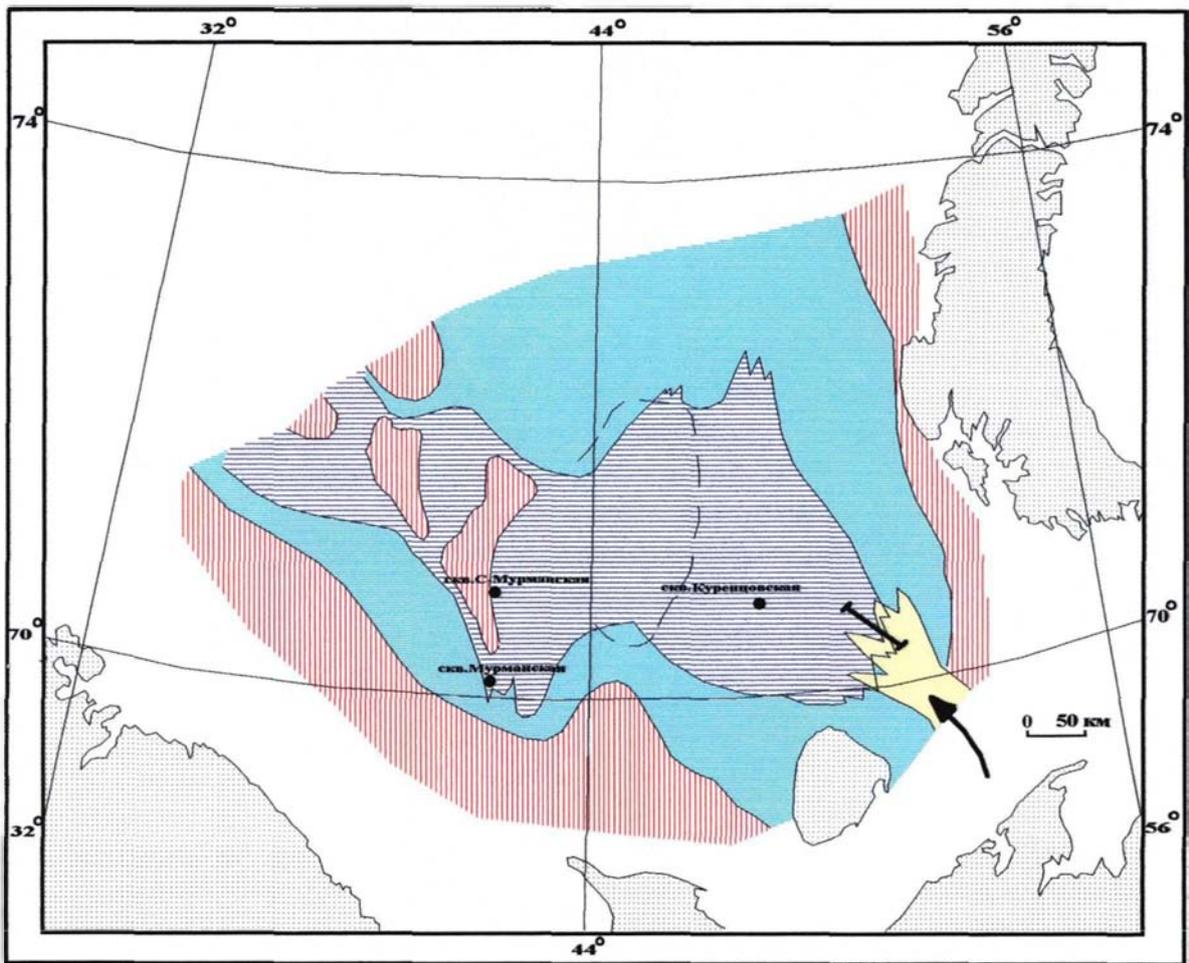


Рис.69. Схема палеофациальных реконструкций начала среднеюрской эпохи (аален-байос). Условные обозначения приводятся на рис.70



Рис.70. Условные обозначения к схемам палеофациальных реконструкций Койлогенного СЛЭТ.

Печорская плита

ЮБВ

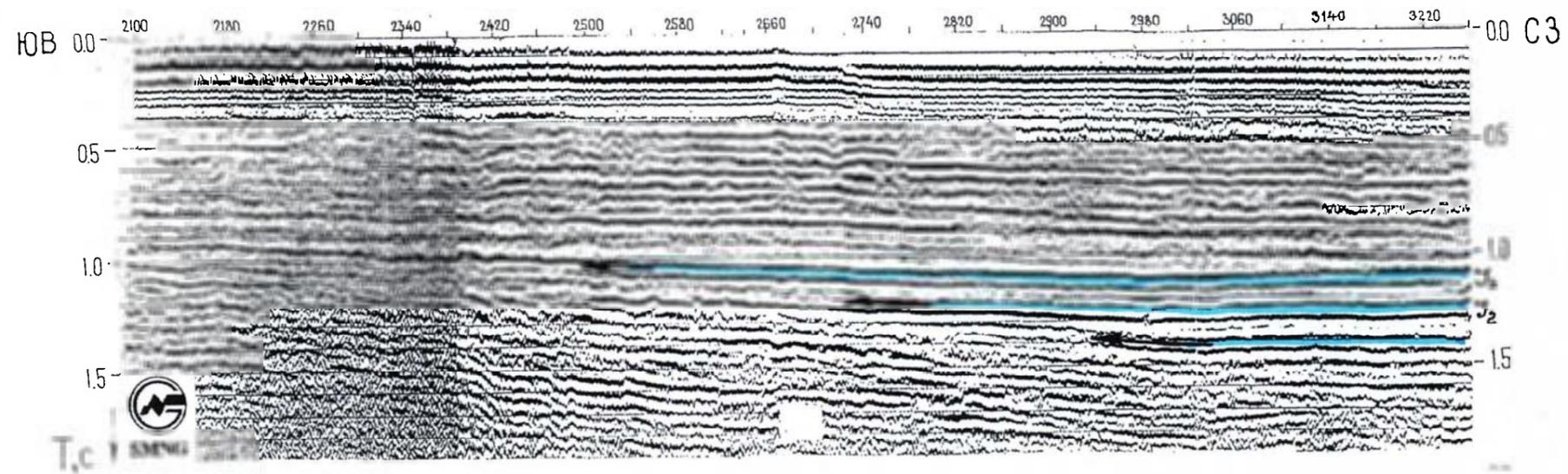


Рис. 71. Фрагмент сейсмического разреза по проф.408004, иллюстрирующий трансгрессивное налегание среднеюрских ОГ. Расположение фрагмента показано на рис.68

седиментации по-прежнему локализовались в ЮБВ, море проникло в Северо-Баренцевскую впадину (СБВ) (рис. 72).

Прямые определения литологии и генезиса осадков пока отсутствуют, но, используя сейсмофациальный анализ, мы можем прогнозировать здесь в конце келловея схожий с ЮБВ устойчивый морской режим. Зона повышенных амплитуд среднеюрских рефлекторов протягивается относительно узкой полосой в пределах шельфа в субмеридиональном направлении, расширяя свои границы в ЮБВ и СБВ. В структурном отношении эти две впадины были разделены субширотной структурой - БКПП. В центральной части БКПП осложнен относительно опущенной Штокмановско-Лунинской мегаседловиной (ШЛМС).

Как показывает совместный анализ палеорельефа и сейсмофаций, наиболее приподнятые области БКПП в среднеюрское время и в начале поздней юры были зонами размыва, а его склоны - областями транспортировки обломочного материала (рис. 72). Так, в непосредственной близости от поднятия, располагавшегося на западе БКПП, на сейсмических разрезах фиксируются многочисленные седиментационные тела - от небольших клиноформ до мощных авандельт типа "фанов" (Ферсмановская площадь). На фрагменте сейсмического разреза видно строение одного из таких седиментационных тел (рис. 73). В продольном сечении, как это видно на рисунке, оно состоит из серии клиноформных секвенций бокового наращивания, проградирующих в направлении морского бассейна. В поперечном сечении оно имеет форму линзы с выпуклой кровлей и относительно горизонтальной подошвой. Общая мощность этого "фана" составляет 200-250 м, а, судя по мощностям слагающих его отдельных секвенций, глубина моря в период их формирования не превышала 100 м. Часто такие седиментационные тела сами являются хорошими ловушками УВ, однако существование в данном районе многочисленных разрывных нарушений, по-видимому, снижает аккумулятивные свойства этой толщи. Еще ряд более мелких проградационных тел располагается на восточном и южном склонах этого палеоподнятия.

Кроме того, признаки небольших клиноформ встречаются и на Адмиралтейской части БКПП в пределах его северного склона.

Областями разгрузки палеопотоков служили северный и южный морские бассейны, а также, по-видимому, и область опущенной ШЛМС, которую в среднеюрское время занимал пролив между южным и северным бассейнами (Рис. 72). Восточный - "адмиралтейский"- борт этого пролива имел более крутой склон, а западный - "ферсмановский" - более пологий.

Интересная деталь отмечается в ходе сравнения современного и палеорельефов этой зоны. Область Лудловского локального поднятия, в настоящее время располагающаяся на склоне Адмиралтейского поднятия (т.е. на восточном борту

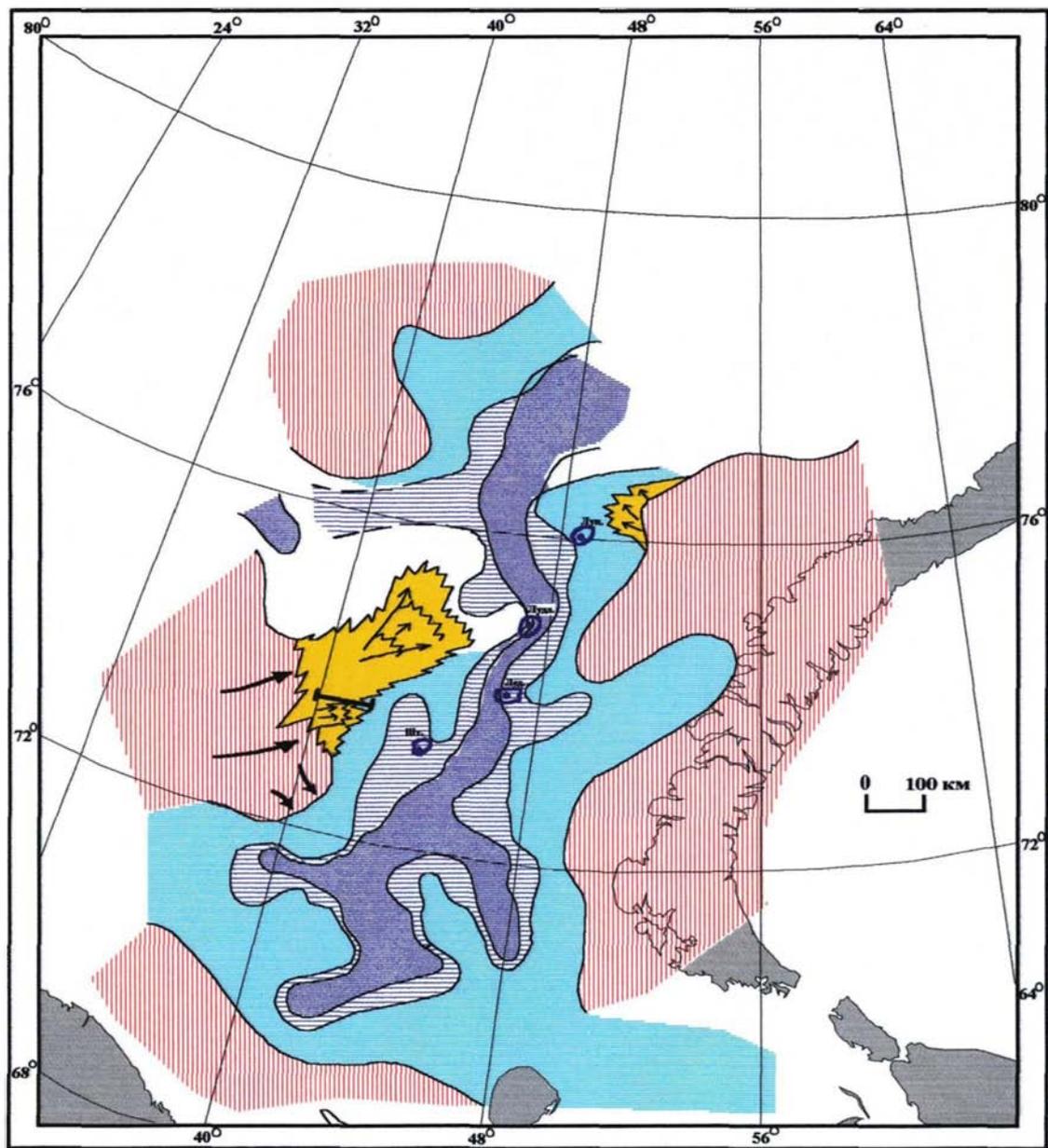


Рис.72. Схема палеофациальных реконструкций среднеюрской эпохи (бат-келловей) - Баренцевоморский шельф. Условные обозначения приводятся на рис.70

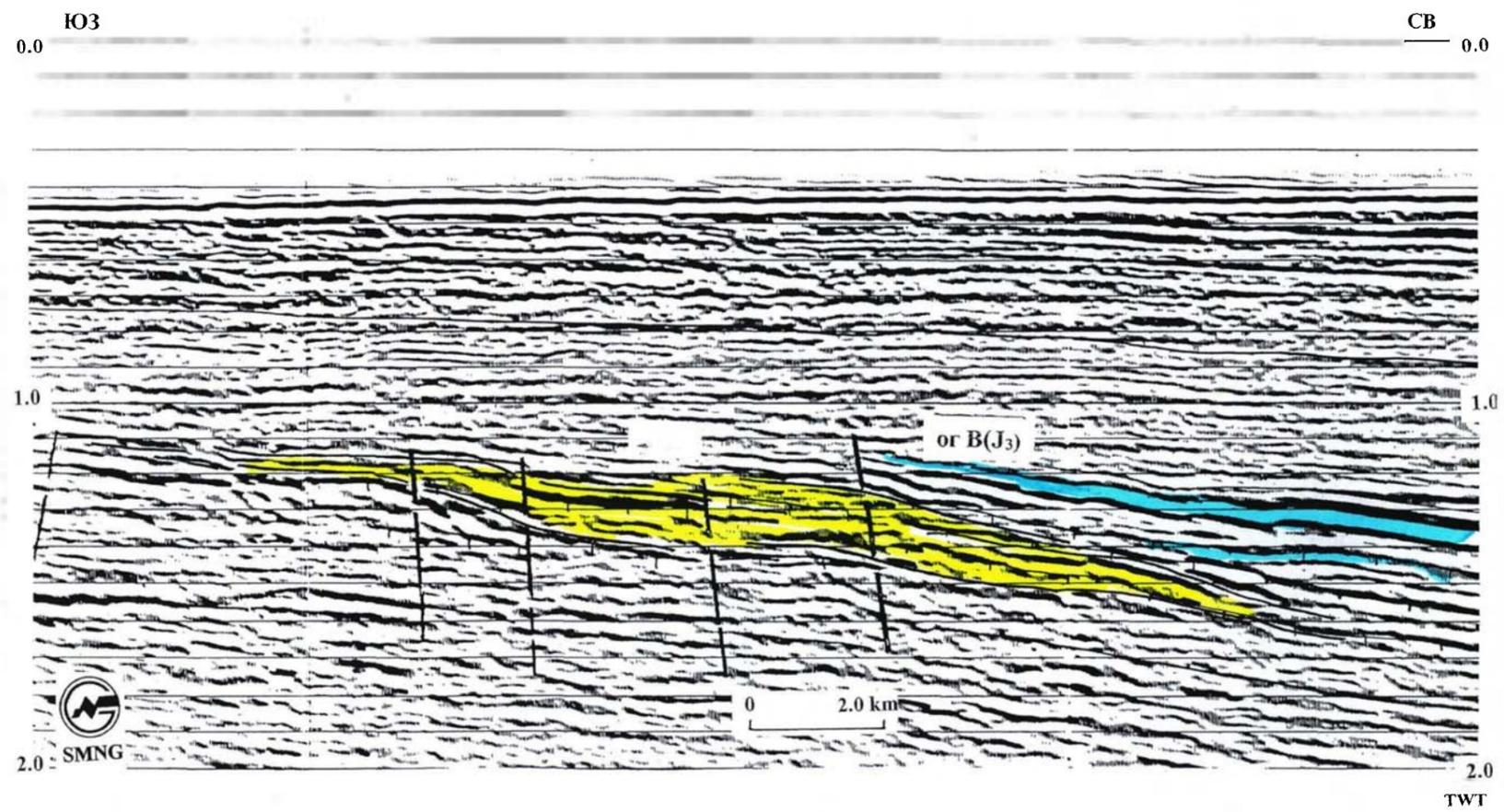


Рис. 73. Фрагмент сейсмического разреза, иллюстрирующий проградационные клиноформы в среднеюрских отложениях. Местоположение фрагмента показано на рис.71

мегаседловины), в среднеюрское время, как это видно на рис.72, находилась на ее западном склоне, в основной зоне транспортировки и отложения продуктов выноса.

В этот же период, чередуясь с процессом формирования песчанистых отложений, здесь отлагались трансгрессивные глинистые слои. Эта палеогеографическая ситуация, сложившаяся в середине юрского периода, была исключительно благоприятна для образования сочетания латерально изолированных высокопористых песчаных коллекторов и довольно мощных регионально развитых флюидоупоров.

В период с бата-келловея до оксфорд-киммеридж-титона море охватило значительные пространства Баренцевоморского шельфа. С запада и севера через существовавшие проливы сюда поступали океанические воды Атлантики. На востоке БШ границы позднеюрского бассейна определить трудно, так как юрские отложения здесь эродированы. Однако, судя по имеющимся находкам позднеюрской фауны на Новой Земле, какая-то ее часть, по-видимому, область пролива Маточкин шар, также была охвачена мелким морем. Несмотря на господство морского режима и кажущееся однообразие седиментации, в этот период, как и в предыдущие, идентифицируются различные фациальные зоны (рис.74).

На сейсмических разрезах видны две четко обособленные зоны, в пределах которых отраженная волна от верхнеюрского ОГ "В" имеет наибольшие амплитуды. В разрезах скважин этому интервалу соответствует низкоскоростная глинистая толща мощностью до 100-120 м. Пространственно эти зоны наследуют местоположение предшествующих морских бассейнов и совпадают с депоцентрами крупных впадин – ЮБВ, СБВ и ЮКС. Вместе с тем, по сравнению с предыдущими юрскими эпохами, в конце юры условия седиментации в них приобрели специфический характер. Здесь при относительном тектоническом покое в застойном море, вдалеке от источников сноса, отлагались тонкоотмученные битуминозные "черные" глины. В разрезах скважин они очень богаты органическим веществом и при определенных условиях могут, по типу "баженитов" Западной Сибири, продуцировать углеводороды.

Однако и в этот период, как и в предыдущий, в областях, примыкающих к БКШ, сохранились обстановки седиментации, близкие к прибрежно-морским. На рис.74 видно, что зоны "застойной" седиментации, занимающие области двух впадин на БШ, разделены ШЛМС, в пределах которой лишь Штокмановская площадь входила в область длительного накопления "черных" глин. Здесь эта глинистая толща служит основным региональным флюидоупором для газоносного пласта Ю₀. В направлении к присводовым частям поднятий мы наблюдаем сокращение мощности средне-верхнеюрских отложений, исчезновение сейсмофаций "черных глин", а в разрезах скважины Лудловская фиксируется частичное, как это

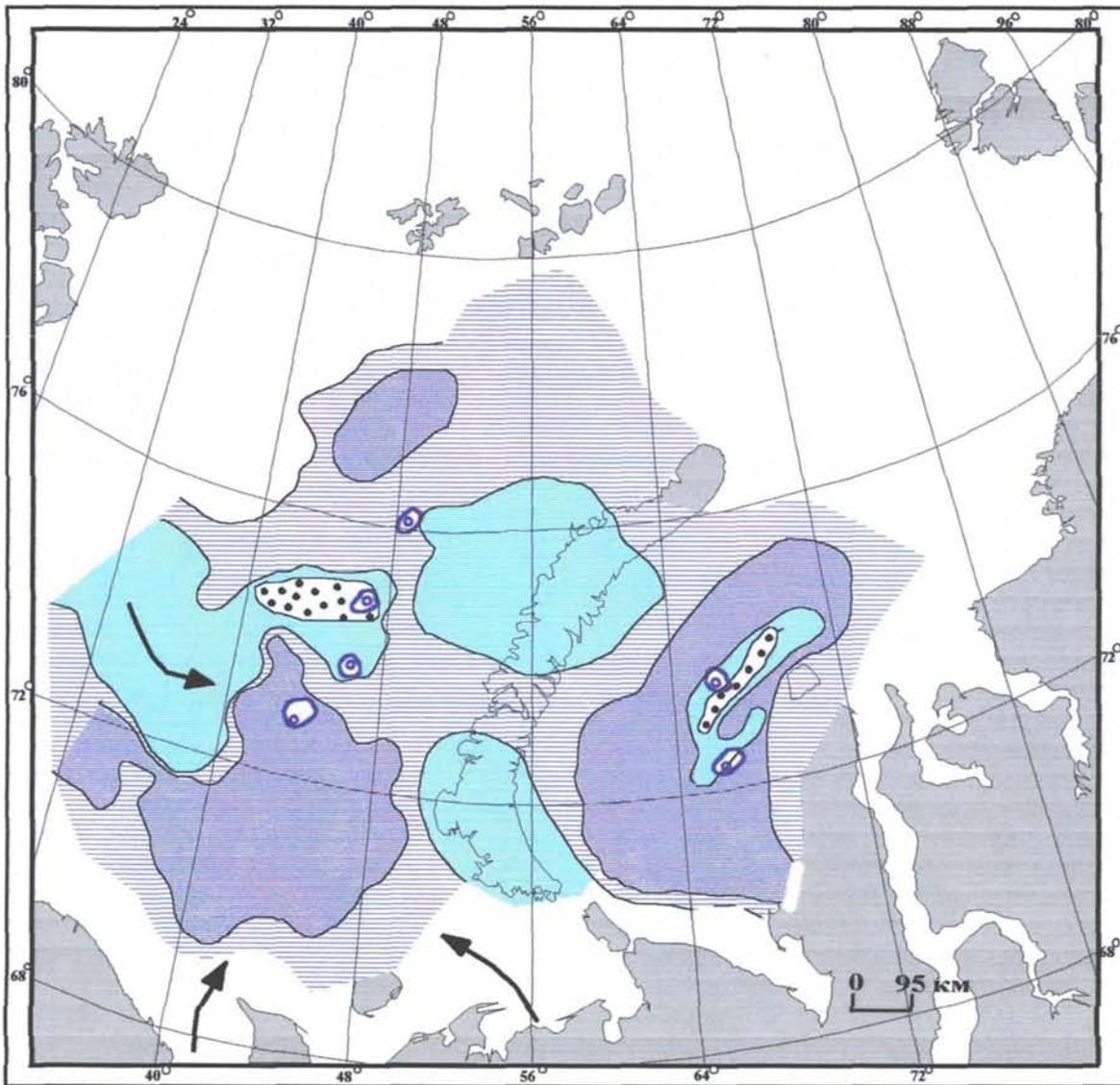


Рис. 74. Схема палеофациальных реконструкций позднеюрской эпохи (оксфорд-киммеридж). Условные обозначения приводятся на рис. 70

видно на рис.75, а в Ферсмановской почти полное замещение литофаций «черных глин». Аналогичная область замещения «черных глин» прогнозируется по сейсмическим данным и в ЮКС, где юрские отложения пока не вскрыты скважинами. Область распространения «черных глин», показанная на рис.74, имеет продолжение на п-ове Ямал и далее в Западно-Сибирском бассейне, где представлена позднеюрскими баженитами.

Большая часть меловых отложений на БКШ формировалась в стабильной тектонической обстановке, образует типично плитный осадочный чехол, и поэтому рассматривается нами как часть Койлогенного СЛЭТ. Это заключение, по-видимому, справедливо и к отсутствующим вследствие размыва верхнемеловым отложениям на БКШ.

Вместе с тем, сохранившаяся здесь часть мелового разреза, относимая к неокому, имеет многочисленные признаки - “вспышки” рифтогенеза в этой области шельфа, и поэтому рассматривается нами более подробно.

Нижнемеловой КССК (Баренцевская часть).

Из всех отложений мела, сохранившихся на БШ, доступны для сейсмофациального анализа лишь отложения неокома и незначительная по объему апт-альбская часть. Отличительным признаком отложений неокома является присутствие клиноформ бокового наращивания, которые характеризуются разнообразием типов клиноформ, спецификой седиментации и их местоположением.

С разной степенью детальности они охарактеризованы в ЮБВ, в Северо-Новоземельской впадине, где ориентирование клиноформ в юго-восточном направлении предполагает снос с ЗФИ. Встречены они и в ЮКС.

Наиболее полно они охарактеризованы сейсмическим материалом в ЮБВ. Здесь, в волновом поле, соответствующем этой части разреза, фиксируются клиноформы, которые по их морфологии и по характеру образования можно разделить на две группы. Клиноформы первого типа - это полого наклоненные слои, названные нами клинопокровами, образующие в разрезе маломощные (до 100 м), а в плане обширные, перекрывающие друг друга, осадочные тела типа submarine fans. Они располагаются на восточном борту ЮБВ и своими тыловыми частями примыкают к области сноса - Новой Земле. Основной путь массопереноса при этом пространственно совпадает с уже упомянутым ранее Кармакульским синклиниорием.

Клиноформы второго типа являются более молодыми по возрасту и имеют более рельефную сигмовидную форму. Образование их происходило в более высокоэнергетической обстановке, в зоне более удаленной от источника сноса. В обобщенном плане эта седиментационная ситуация последовательного заполнения раннемеловых седиментационных бассейнов иллюстрируется на рис.76. Их совместное положение в разрезе иллюстрируется на рис.77. На разрезе с

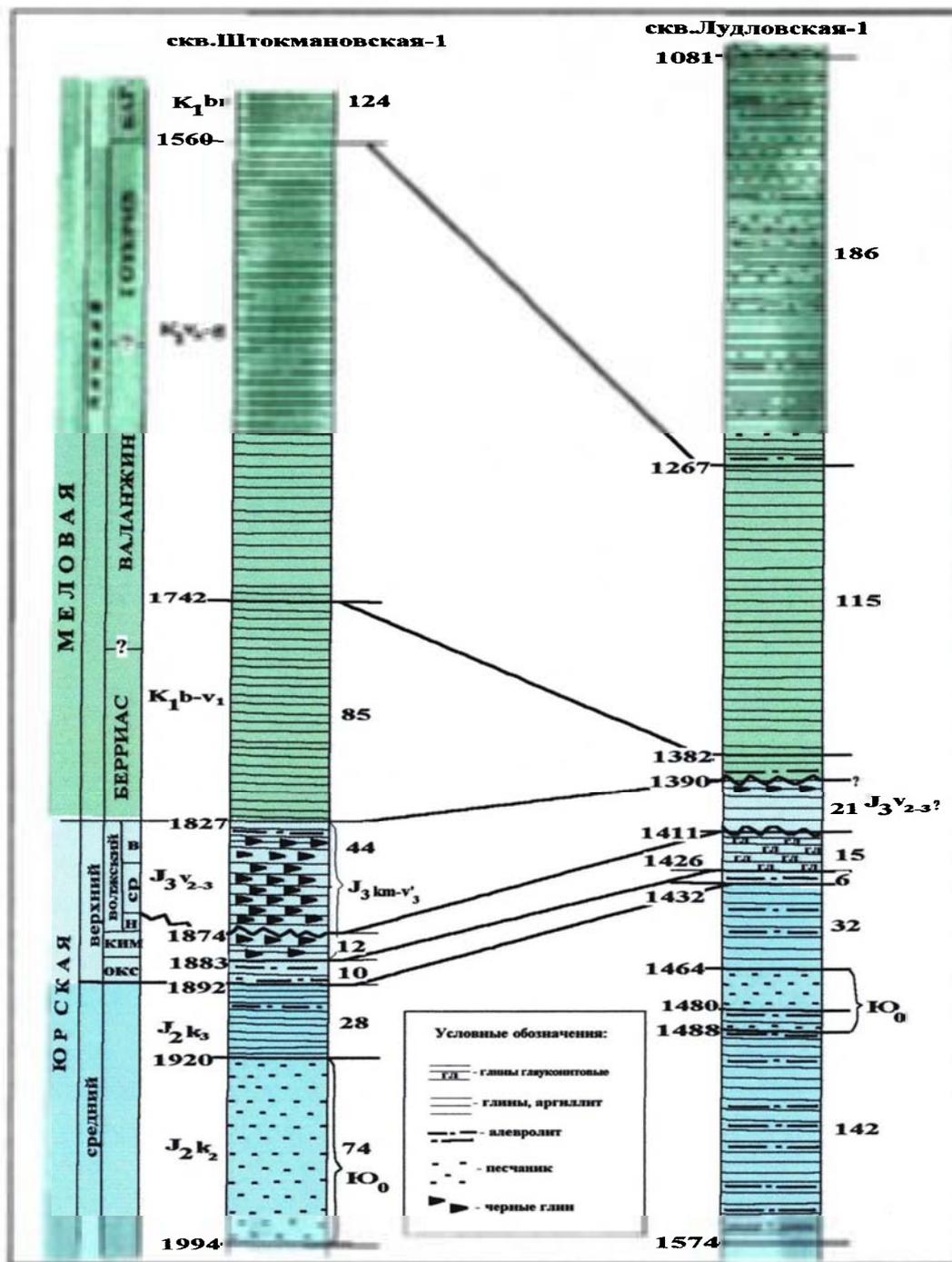


Рис. 75. Корреляционная схема верхнеюрских отложений в зоне ШЛМС. Видно значительное сокращение мощности черных глин в скв. Лудловская, расположенной на палеовозвышенности. Автор - Н.В. Устинов, 1999.

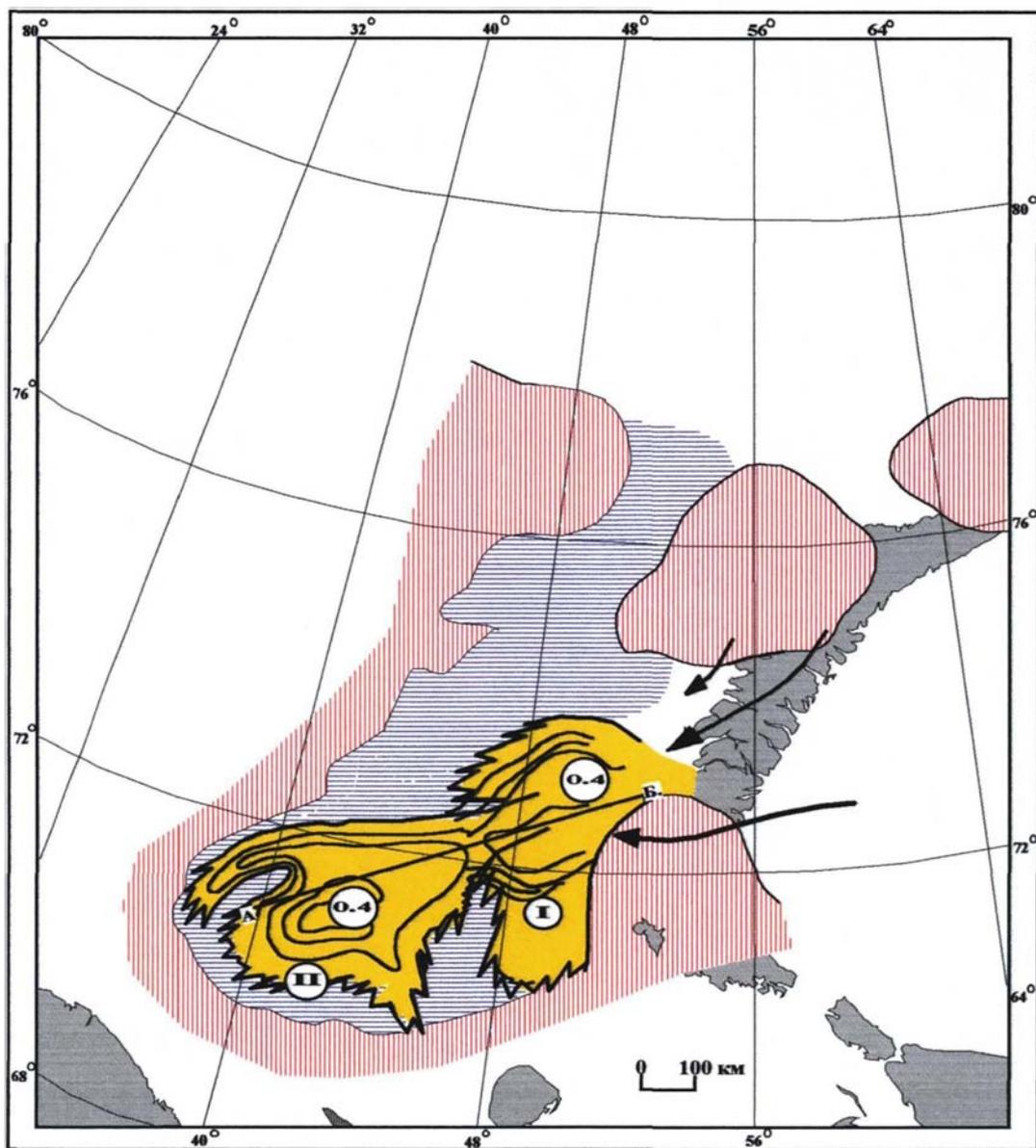


Рис.76. Схема палеофациальной реконструкции раннемелового КССК (Баренцевский шельф). Условные обозначения приводятся на рис.70. Сейсмогеологический разрез по линии А-Б показан на рис.77

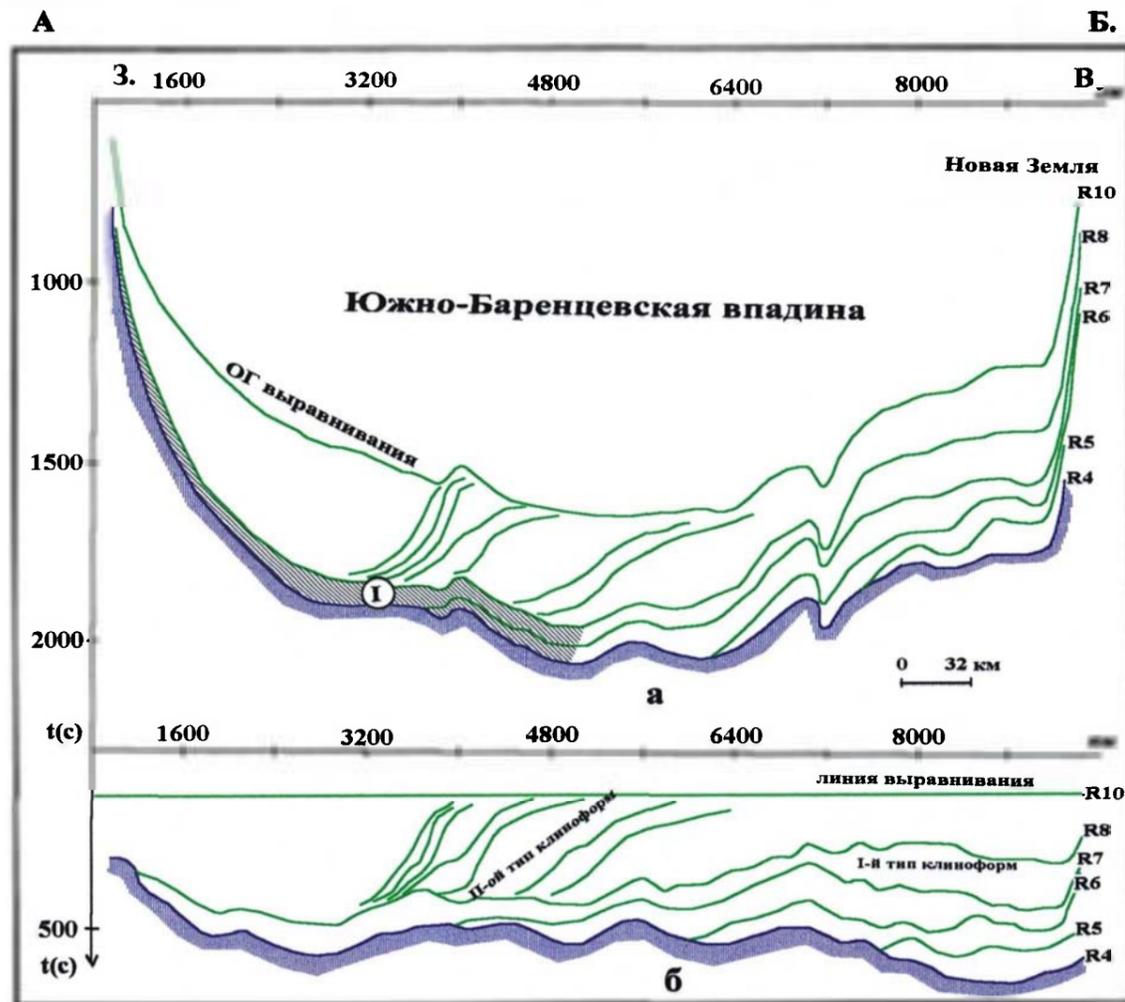


Рис.77. Сейсмогеологический разрез по проф.038702, иллюстрирующий характер бокового наращивания в неокме и тип клиноформ: а - современный разрез, б - палеоразрез. Положение разреза показано на рис.76.

Условные обозначения:

R4 - условный индекс ОГ В(Ж), R5-R8 - условные индексы клиноформ первого типа

① - выклинивание клинопокровов вверх по восстановлению

реконструированным палеорельефом (рис.77(б)) видно, что первоначальному заполнению подвержены небольшие впадины вблизи побережья Новой Земли. Терригенный материал откладывался здесь на пологом борту бассейна, где глубины моря составляли около 100 м. Последующие полого наклоненные клиноформы продвинулись далеко на запад, вплоть до западного борта ЮБВ. Так было образовано клиноформное тело I-го типа.

В конце неокома по мере наращивания палеосклона характер седиментации изменился. Морской бассейн, который примыкал к Новой Земле, был частично заполнен и сократил свои размеры, а депоцентр его переместился от источника сноса на запад. В результате большая масса терригенного материала транзитом проходила с северо-востока на юго-запад через мелководный шельф, перекрывая клиноформы I-го типа, и отлагалась в виде сигмовидных клиноформ на склонах более глубокой котловины, которую также заметно в палеорельефе. Кроме того, терригенный материал (его меньшая часть) мог транспортироваться и с севера, со свода Федынского. Таким образом, котловина полностью заполнилась осадками.

Рассмотрим несколько подробнее образовавшийся конус выноса (alluvial cone), образованный клиноформами II-го типа. Его общие контуры показаны на рис.78, площадь его составляет 37 тыс. 600 км² при максимальной мощности этих отложений 380 м. По направлению твердого стока, по линии 1-1' слои образуют проградационные клиноформы (вставка (а), рис.78). В пространстве они представляют собой расходящиеся наподобие веера лопасти. В поперечном сечении по линии 2-2' (вставка б) проградационные тела образуют линзу с выпуклой кровлей и плоской подошвой.

В ходе детального изучения этого седиментационного тела обнаружилась особенность его строения. Кроме обсуждаемого большого седиментационного тела, обозначенного на рис.78 желтым цветом, сформировалось и меньшее по размерам, более молодое и сложенное несколько более круто наклоненными клиноформами тело, обозначенное зеленым цветом. На фрагменте сейсмического разреза и его геологической версии (рис.79), пересекающего по линии АВ (рис.78) оба эти тела, видно различие в их строении. По-видимому, это седиментационное тело образовалось на завершающем этапе формирования конуса выноса. После того, как основное тело заполнило котловину, оставался лишь узкий морской желоб, в который устремился более сильный поток терригенного материала, вызванный очередным тектоническим импульсом в орогенной зоне. В разрезах морских скважин отложения, соответствующие клиноформным телам всех типов, представлены преимущественно глинистыми отложениями. Это обстоятельство объясняется тем, что почти все скважины расположены в дистальных, преимущественно глинистых, частях морских палеобассейнов. Основные

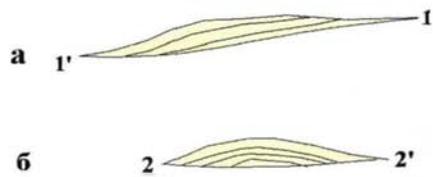
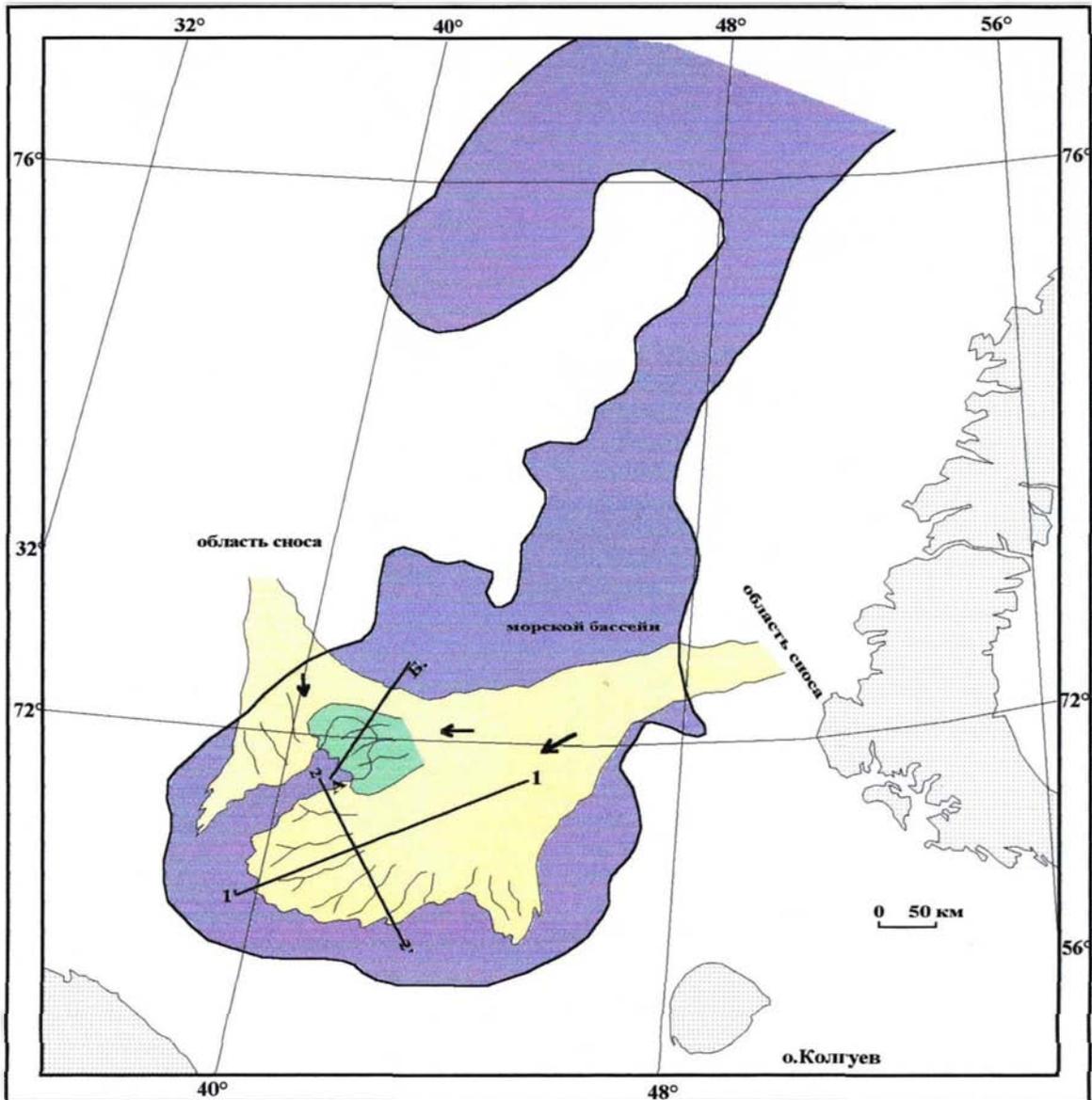
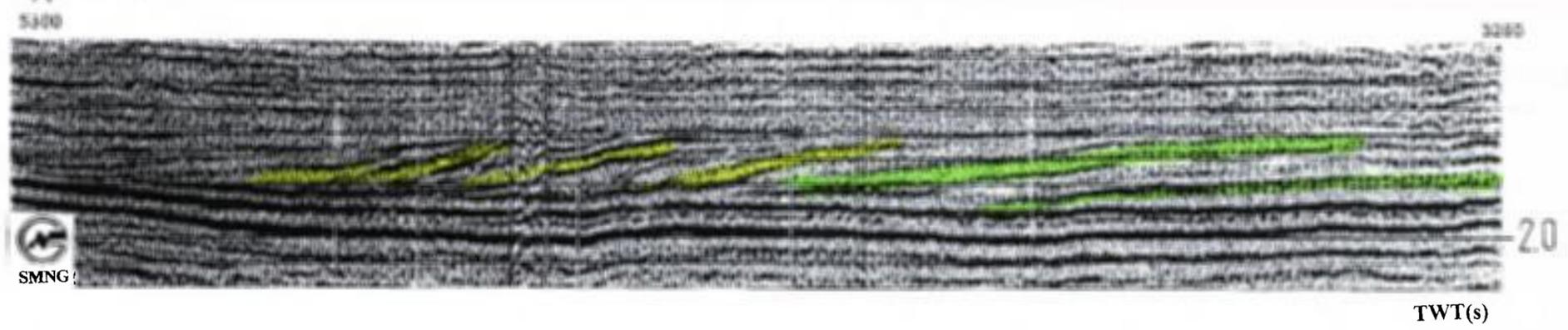


Рис.78. Схема палеофациальных реконструкций конуса выноса (alluvial cone).
Поздний неоген



а



б

Рис. 79. Фрагменты сейсмического (а) и сейсмогеологического (б) разрезов по проф.018906, пересекающему I и II alluvial cones. Положение разреза показано на рис.78

песчанистые, потенциально коллекторские, отложения нижнего мела можно прогнозировать на восточной периферии бассейна (клиноформы I-го типа), где, судя по нашим палеорекострукциям, располагался источник сноса и основные пути массопереноса.

Однако и в более мористых клиноформах (II-ой тип) прогнозируются локальные песчаные тела, поиски которых представляют собой специальную зону для сейсморазведки.

Результаты рассмотренных в этой главе палеорекострукций осадочного чехла БКШ свидетельствуют о высокой и разнообразной геологической активности процессов, повлекших за собой неоднократную, порой существенную, перестройку структурных планов, многообразие и частую сменяемость седиментационных обстановок. С одной стороны эти результаты позволяют прогнозировать эволюционный ряд формирования осадочного чехла региона и его крупнейших седиментационных бассейнов, и тем самым восстановить, по крайней мере, главные эпизоды истории геологического развития, что и представлено в следующей **5** главе.

С другой стороны палеорекострукции позволяют понять современное строение чехла, его своеобразный структурный и литофациальный тип, особенности которого контролируют формирование и размещение углеводородного потенциала региона, прогнозные оценки которого рассматриваются в главе **6**.

Глава 5. Основные этапы структурно-тектонической эволюции седиментационных бассейнов Баренцево-Карского региона

Процессы тектогенеза, последовательность и характер структурного формирования осадочной оболочки, являющиеся предметом рассмотрения в данной главе, могут служить индикаторами геодинамических преобразований и механизмов развития более глубоких слоев литосферы. Вместе с тем, обобщенное представление о глубинной тектонике играет организующую роль в понимании главных закономерностей в формировании чехла. Возникающая при этом своего рода интерактивная связь в познании разного рода геологических процессов, позволяет последовательно приблизиться к целостному представлению об истории геологического развития региона.

Как показывают выполненные в работе палеорекострукции, в истории геологического развития произошел целый ряд событий и процессов, имевших этапное значение для формирования осадочного чехла. Однако крупнейшим рубежным событием, разделяющим историю всей Арктической континентальной окраины на две стадии, явилось зарождение и развитие Арктической геодепрессии.

§1. Стадия, предшествовавшая образованию Арктической геодепрессии

Если вопросы зарождения и поэтапного развития Арктической геодепрессии (АГ) как Арктического сегмента Земли довольно давно имеют отчетливое и определенное решение (Геологическое строение..., 1984), то история предшествующей стадии, несмотря на многочисленные публикации по этой проблеме, не получает столь однозначного решения.

Оценивая платформенный этап развития Западно-Арктической континентальной окраины, одни исследователи видят ее как единую карбонатно-терригенную платформу, заложенную на гетерогенном блоковом фундаменте (А.Ю.Юнов, рукописный источник, 1989); другие выделяют довольно сложную систему «межевых» зон, развивающихся по типу авлоко-геосинклиналей, которые уже с рифея разделяли стабильные плитные блоки (Б.В.Сенин, 1989); а иные считают, что эти мобильные зоны активизировались (раздвиговые явления) лишь в каледонскую фазу тектогенеза (М.Л.Верба, 1985) и заполнены отложениями не древнее венд-кембрийского возраста (Л.А.Иванова, С.И.Шкарубо, 1999).

По-видимому, эти и другие возможные варианты разночтения вызваны существенной закрытостью нижних этажей чехла и фундамента для геолого-геофизического изучения.

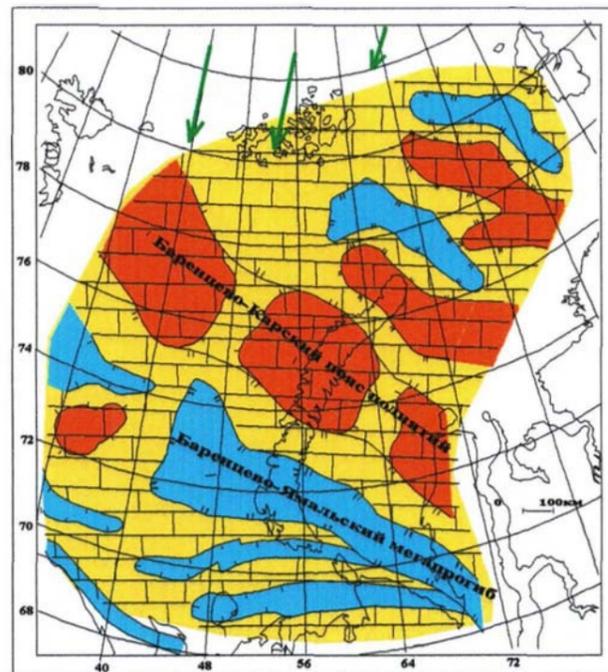
Данная работа не претендует на решение всех проблем ранней стадии формирования чехла. Однако результаты этих исследований могут способствовать большему пониманию геологической модели БКР.

На раннем этапе формирования осадочного чехла, начало которого, по-видимому, связано с позднерифейским временем, Баренцевская и Карская части шельфа составляли единую плитную структуру, входившую в обширную древнюю Западно-Сибирскую платформу. По некоторым соображениям, включающим их подверженность деструктивному тектогенезу, они все же могли обособляться в Западно-Арктическую метаплатформу (Б.В.Сенин, Э.В.Шипилов, А.Ю.Юнов, 1989). На дорифейском основании платформы заложилась и развивалась грабен-рифты, рассекавшие консолидированное основание платформы в субширотном направлении, ближе к северо-западной ориентировке. По своей тектонической природе они являются типичным проявлением континентального рифтогенеза. Они не равнозначны по масштабам и, по-видимому, глубинности заложения. Часть из них, имеющая более глубокие корни, во многом определяли последующий структурно-тектонический каркас чехла. Среди такого рода континентальных грабен-рифтов выделяется наиболее заметный по масштабам и по длительности существования - БЯМП.

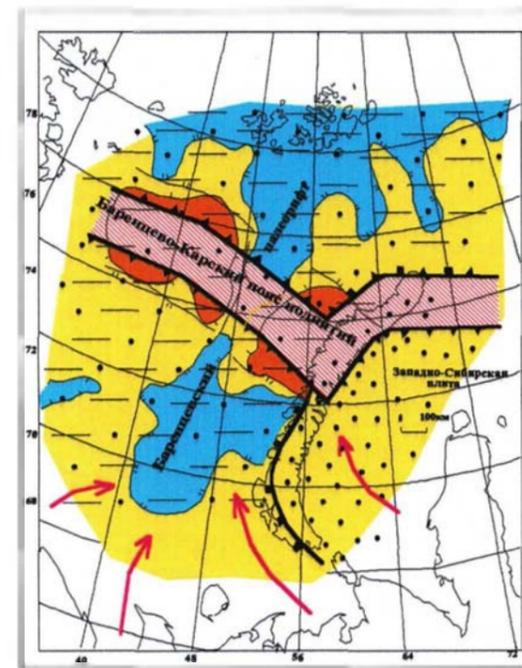
Более узкие грабены, примыкающие к ним с юга, составляли систему оперяющих его линейных структур. Помимо этих образовавшихся подвижных зон существовали стабильные платформенные блоки, часть из которых унаследовала в главных чертах свою стабильность на протяжении всей последующей эволюции чехла. Эти структурные блоки (палеоподнятия) составляют довольно протяженную цепь или пояс структур, названную нами БКПП (рис.80 (а)). Ориентировка и время заложения этих структур коррелируется с известными ранее проявлениями байкальского тектогенеза - Байдарацким глубинным разломом, Тимано-Варангерской системой байкалитид и др. Судить определенно о механизме образования выявленных нами древних структур довольно трудно.

Представляется, что их возникновение инициировано тектонообразующими процессами, охватившими значительную часть древней платформы, включая ее Западно-Сибирскую область. Спектр мнений о характере тектонического развития этой области в рифее-палеозое довольно широк – от геосинклинальных прогибов и проявления мощного континентального рифтогенеза до Уральского палеоокеана с океаническим типом коры и последующей субдукцией.

Рассмотрение этих проблем не является предметом данной работы. Однако определенные соображения и тип геологической модели для автора являются более обоснованными и в общих чертах сводятся к нескольким позициям:



а



б

**Рис.80. Палеоструктурное развитие БКР на двух основных стадиях:
а - стадия, предшествующая образованию ОГ
б - стадия образования АГ (начальный этап)**

Условные обозначения:

-  граница крупных структурно-тектонических элементов
-  граница окраинно-материкового порога
-  граница Западно-Сибирской плиты
-  - направление сноса

Тип преимущественной седиментации:

-  - карбонатный
-  - область сноса
-  - терригенный

1. Палеогеографические реконструкции, выполненные многочисленными исследователями, свидетельствуют о существовании в рифее - раннем палеозое на западе платформы довольно узкой, не продвинутой на север Палеоуральской геосинклинальной области, содержащей относительно глубоководные морские бассейны.
2. Все более нарастающее количество данных о слоисто-осадочном залегании палеозойских отложений в карбонатно-терригенных фациях, в т.ч. рифосодержащих, позволяет предполагать существование здесь обширной карбонатно-терригенной платформы, рассеченной мощными континентальными грабен-рифтами (Уренгой-Колтогорский грабен). Рифогенные структуры Баренцево-Карской части этой платформы могли быть их затухающим северным продолжением.

Основание грабенов заполнено, по-видимому, грубообломочными терригенными осадками, источником которых могли быть как окружавшие их платформенные блоки, так и обширная размываемая область на севере (Гиперборейская платформа), существование которой прогнозируется в области современной океанической котловины СЛО. Мощность этих отложений в разных грабенах может варьировать от 3 до 8 км.

Позднее, начиная с раннего палеозоя, на палеоподнятиях начали формироваться карбонатные-карбонатно-терригенные отложения. Присутствие карбонатных отложений ордовика-силлура отмечается на Шпицбергене, п-ове Канин и Тимано-Печорской области.

Начиная с раннего девона, происходят первые существенные и заметные изменения в структуре чехла и процессах осадконакопления, обусловленные Каледонской фазой тектогенеза. На юге региона, в области Печорской плиты, заполнение древних грабенов прекращается, а в крест их протирания закладывается система авлакогенов Печоро-Колвинских и Варандей-Адзвинских, которые в последующем сочетании с валобразными поднятиями той же ориентировки определяли последующий структурный план этого региона. Основной приемный бассейн в этот период был расположен на востоке и открывался в Уральскую геосинклинальную область.

На севере Западно-Арктической платформы унаследовано развивавшиеся над древними грабенами авлакогены продолжали аккумулировать терригенный осадочный материал, а окружавшие платформенные поднятия были областями преимущественно карбонатной седиментации.

Начиная с визейского времени, произошла очередная смена структурно-седиментационного режима, коснувшаяся правда в основном южных Печоро-Баренцевских областей. Здесь в визейском веке произошло смещение Палеоуральского эпицентра морского бассейна в направлении Баренцевской части платформы. В результате изменилось направление твердого стока с восточного на северное.

К концу поздней перми эта перестройка окончательно завершилась. На большей части платформы к этому времени, в областях поднятий, которые были заняты карбонатными платформами, в том числе и на Карском шельфе, накапливались многокилометровые толщи карбонатов, переслаивавшиеся терригенными комплексами. Завершенную морфоструктуру приобрели поднятия, входившие в БКШ. С удивительной унаследованностью, лишь незначительно меняя очертания, они существовали почти на протяжении всего фанерозоя. Палеопротубы, время существования которых, хотя и имело разную длительность, заполнялись преимущественно терригенными отложениями. Самый крупный из них, располагавшийся в южной части БКШ, в дальнейшей геологической истории были средоточием накопления больших масс осадков, и в его пределах с разной степенью пространственной унаследованности формировались крупнейшие седиментационные бассейны, такие как ЮБВ и ЮКС. В этот длительный период был сформирован Платформенный СЛЭТ.

В конце ранней перми завершился длившийся почти 2 млрд. лет этап формирования континентальных осадочных бассейнов, предваривший собой зарождение и развитие Арктической геодепрессии.

2. Стадия образования Арктической геодепрессии (допозднемеловой этап)

Этапы формирования осадочного чехла на этой стадии опознаются в геолого-геофизических данных более отчетливо, а процессы структурно-вещественного реформирования чехла установлены с большими подробностями.

Крупнейший рубеж между ранней и поздней пермью оказался главным структурно-тектоническим и вещественным разделом в строении и формировании осадочной оболочки, повлекшие за собой перестройку главных структурных элементов и принципиальную смену типа седиментации.

Остановимся на основных позициях этого события.

1. К этому времени относится начало раскола Баренцево-Карско-Западно-Сибирской платформы по линии о. Вайгач-Новая Земля-Северо-Сибирский порог и далее к северу от п-ова Таймыр. Существование этого раскола и время его

возникновения определяется по комплексу геолого-геофизических данных. Суммарная амплитуда сбросов, которые здесь имеют ступенчатый характер, вдоль линии раскола на некоторых участках достигает 8-9 км.

Важнейшее наблюдение, которое характеризует этот процесс, заключается в следующем. Отмеченная система ступенчатых сбросов наблюдается лишь вдоль западного побережья Новой Земли с захватом ее западной территории. Со стороны Карского шельфа таких разломов не фиксируется, а присутствие Новоземельского архипелага проявляется здесь лишь в воздымании и утонении слоев чехла более поздних мезозойских комплексов. Из этого наблюдения следует вывод о том, что на ранней стадии раскол сопровождался относительным вертикальным перемещением вдоль линии разломов всего массива Баренцева и Карского блоков, а не появлением, как это может показаться, между ними только шовной нарушенной зоны.

Относительное погружение Баренцевского блока по отношению к более стабильному Карскому, остававшемуся в структуре древней Западно-Сибирской платформы, привел к размыву 5-6 км накопившихся здесь палеозойских осадков и переотложению их в течение триаса в глубоких погружающихся депрессиях Баренцевского шельфа. Аргументы, подтверждающие все эти отдельные позиции, рассматривались в предыдущих главах работы, а графическое изображение обозначенной позиции иллюстрируется на рис.81. Разрезы иллюстрируют обособление Южно-Карского блока, его подъем и частичный размыв отложений Платформенного СЛЭТ; отсутствие отложений Рифтогенного СЛЭТ и сопоставимость отложений Койлогенного СЛЭТ. Разрез II, показанный на этом рисунке, проходит практически по оси древнего прогиба БЯМП и дает представление о глубине эрозии палеозойских отложений.

2. Одновременно с расколом плиты и смещением блоков на севере БШ в поздней перми заложились, и в дальнейшем циклически развивались, рифтогенные депрессии типа трогов, которые открывались на север и были обязаны своим появлением процессу подготовки к раскрытию Арктического сегмента северной Атлантики (рис.80(б)). Они являли собой совершенно новый для Западно-Арктической платформы тип структур эпиконтинентального рифтогенеза, образованных в зонах растрескивания корового пространства при вспучивании мантийного вещества.

При всем различии мощности осадков, заполнявших их, конфигурации и др. эти троговые структуры объединяет приуроченность их к шельфовой окраине, обращенность в ОК и лавинный тип седиментации. В наиболее глубоком из них накопилось до 13 км верхнепермско-триасовых осадков. Эти тектонические структуры наиболее ярко свидетельствуют о начале процесса образования нового сегмента Земли -

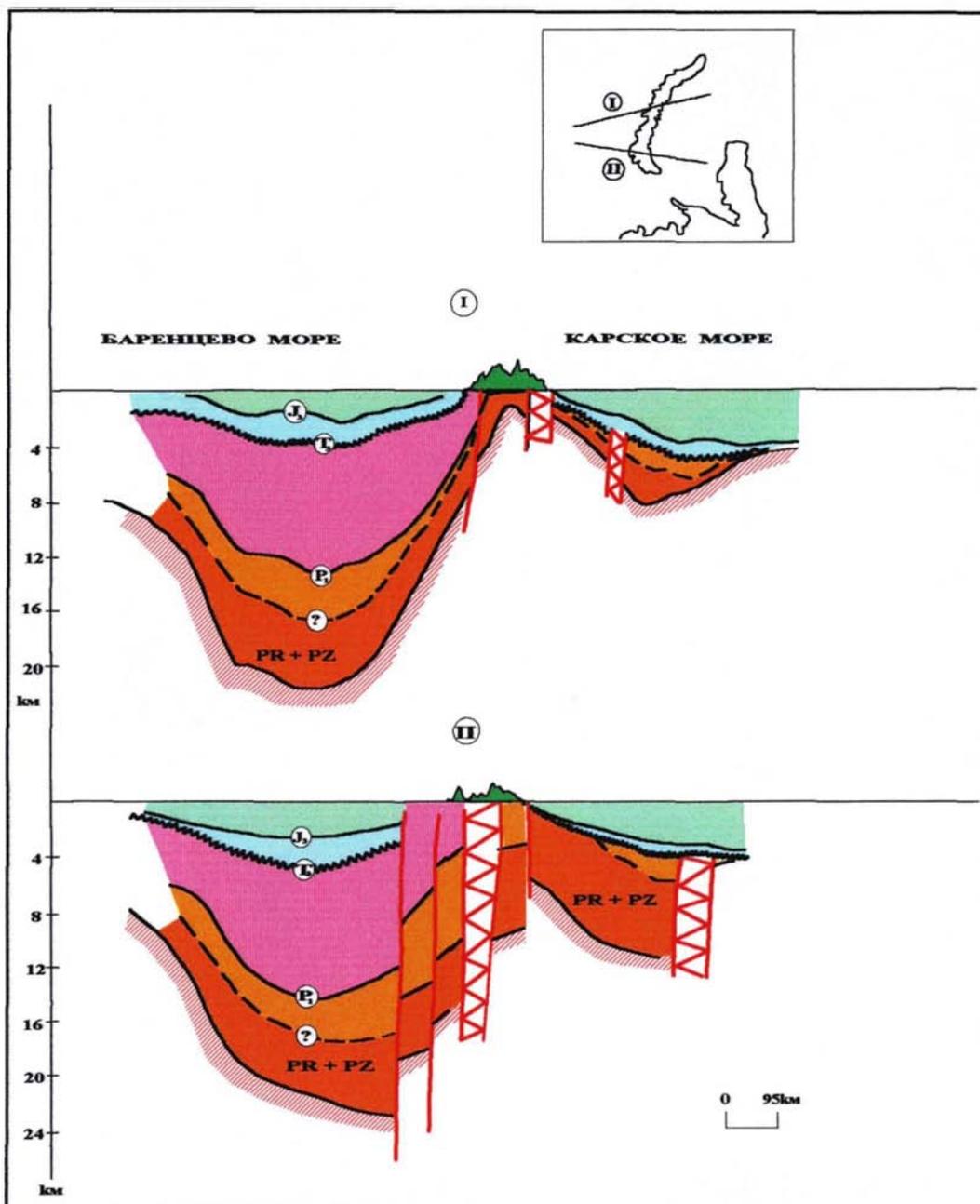


Рис.81. Генерализованная модель строения осадочного чехла в зоне сочленения Баренцевской и Карской плит.

Арктической геодепрессии. Возникновение родственных, но более молодых, структур отмечено и на Восточно-Арктическом шельфе (рис.10).

Однако проникновение этих трогов в довольно консолидированную среду древней платформы, как видим, было ограничено. На Западно-Арктической платформе таким ограничителем стал пояс поднятий БКПП (рис.82). В пермо-триасовый период он выступил как окраинно-материковый порог (рис.80 (б)), и затем долгое время сдерживал проникновение переокеанических рифтов на юг. В более общем понимании, влияние этого порога обусловило существование на зарождающейся континентальной окраине двух арен структурно-тектонического строительства.

Начиная с позднепермского этапа, структуры в пределах Баренцево-Карского региона формировались под воздействием двух очагов тектогенеза - затухающего платформенного (субширотная ориентировка структур (позднее изометрических)) - по терминологии Б.В.Сенина "антиатлантические структуры", и зарождающегося Арктического (субмеридиональная ориентировка) и имеют тем самым, по замечанию Ю.Е.Погребицкого, кондоминантную природу. Различия между ними устанавливаются как в морфологии структурных элементов, в их вещественном наполнении, так и в целом в геодинамических особенностях. Северную область шельфа отличал значительно более активный геодинамический режим, в результате чего многие структуры неоднократно расформировывались, а затем вновь возобновлялись.

Если обратиться к пермо-триасовому палеорифту, то нетрудно заметить, что, несмотря на кажущееся объединение северной и южной его частей (И.С.Грамберг, 1998), время их заложения, ориентировка, фациальные особенности (для среднего триаса) являются разными (рис.80(б)). Общим же фактором служит объединившая их фаза позднепермско-раннетриасового рифтогенеза, лавинный тип седиментации и большие мощности пермо-триасовых осадков, составляющих Рифтогенный СЛЭТ.

3. К рубежу ранней и поздней перми относится смена карбонатно-терригенной седиментации на преимущественно терригенную. Как следствие зарождения АГ в этот же рубежный момент произошла смена основного направления твердого стока с северного на южное и юго-восточное. Включились в активный процесс размытия орогенные пояса, составляющие центриклинальную структуру АГ. Вместе с Уральской орогенной областью Карский блок стал основным источником сноса для накопления на БШ 10-11 км позднепермско-триасовых осадков. На начальной, позднепермской, фазе этот процесс имел некомпенсированный характер и привел к образованию на бортах бассейна гигантских «фанов». К концу триаса завершилось региональное выравнивание



Рис.82. Схема сопоставления разновозрастных тектонических поднятий на БКШ.

Условные обозначения:
 Возраст поднятий:

 - дотриасовый
  - доюрский
  - домеловой

 - Границы БКПП.
  - Мощность осадочного чехла в км.

палеорельефа на значительных площадях Западно-Арктической континентальной окраины.

В конце триаса закончился первый, может быть наиболее геодинамически активный, этап формирования осадочного чехла, той его стадии, которая обусловлена возникновением АГ. В этот период был сформирован Рифтогенный СЛЭТ.

Следующий этап относится к юрскому периоду, когда пограничные орогены, частично или полностью размытые, к началу юры вновь возродились. Но главные события все же происходили на севере региона, где в начале юры Северо-Баренцевский и ряд других трогов были расформированы, и на их месте возникли приокеанические поднятия (ЗФИ, Северная Земля и др.).

К этому же рубежу конца триаса- начала юры относится возникновение коллизионных процессов на стыке двух плит - Баренцевской и Западно-Сибирской (Карская часть), в результате которых образовалось Новоземельское складчатое сооружение. Следы коллизионных складок сжатия фиксируются на западном Приновоземелье (рис.36).

Граница между северным неустойчивым и южным унаследованно развивавшимися на БШ бассейнами проходила, как и в прежние эпохи, вдоль БКПП (рис.82).

Следующий этап начался в неокоме примерно по сценарию предыдущего. Существенно пенепленизированные к концу юры рельеф орогенов вновь возобновил поставку терригенного материала в шельфовые морские бассейны. Характеризуя этот этап в целом, следует признать, что он прошел под воздействием еще одной вспышки рифтогенеза на БШ, при которой проявление его процессов весьма многообразно. Так в начале мела были реактивированы северные трюги, закрывшиеся в юре (Св.Анны), повсеместно на шельфе возникают условия некомпенсированной седиментации с образованием клиноформ бокового наращивания, наиболее ярко проявившихся в ЮБВ. Наконец, именно в начале мела устанавливается окончательное преобладание Арктического тектогенеза на всем БШ, до этого времени сдерживаемого окраинно-материковым порогом. Лишь южная часть КШ, ограниченная структурами Новой Земли и ССП, как впрочем и предыдущие этапы, не испытывала активного влияния океанообразующих процессов.

Следствием проникновения на юг рифтогенных структур, обязанных своим появлением зарождающемуся океану, явилось появление БСКМ, контуры которого устанавливаются по структурной карте ОГ нижнего мела (рис.40). В этот период был сформирован Койлогенный СЛЭТ.

Одним из факторов, дополняющих картину раннемелового рифтогенеза, является проявление траппового магматизма, которое детально, и в некотором смысле с новых позиций, рассмотрено в диссертационной работе.

Обнаруженные на сейсмических разрезах в начале 80-х годов необычные геологические тела в триасовой толще Баренцевского шельфа долгое время вызывали оживленные дискуссии. Неясная природа этих тел нередко позволяла использовать их для объяснения самых разных процессов, предполагавшихся в геологической истории Баренцевского шельфа - от тектонических до седиментационных, включая эрозионные (Верба, 1987). В последнее время благодаря постепенному переосмыслению, как сейсмических проявлений, так и других фактов, связанных с этим явлением, а главное - появлению новых данных, в первую очередь скважинных, круг неясных вопросов, окружающих этот геологический феномен, заметно сужается. Рассмотрим содержание и толкование различных сейсмических и геологических характеристик, позволяющих последовательно приблизиться к пониманию природы этих тел, определить механизм и время их появления и в итоге их место в геологической истории этого региона.

Подробный анализ сейсмического изображения этих тел сделан в многочисленных публикациях (Л.С.Маргулис, 1986; В.М.Комарницкий и др., 1991; Э.В.Шпилов, 1990), и здесь нет смысла его повторять. Отметим лишь, что важный шаг в определении природы этих сейсмических горизонтов был сделан в результате волнового сейсмического моделирования, выполненного с участием одного из авторов этой статьи (Е.Ф.Безматерных и др., 1984). Результаты этого моделирования показали, что отраженная волна формируется на границах относительно тонкого (50-80 м) и акустически "жесткого" пласта.

Полученное наблюдение "отсеивало" версии, связывающие аномальные горизонты с границей полупространства, например погребенным эрозионным рельефом. Абсолютно не согласное с вмещающей толщей поведение "жестких" пластов и ряд других характеристик уже тогда позволили предположить магматическую природу этих тел, впервые высказанную Л.С.Маргулисом в 1984 г. В дальнейшем эта идея получила развитие в ряде публикаций и позволяла объяснять все большее количество обнаруживаемых фактов. Было сделано достаточно уверенное предположение, что магматические тела находятся в интрузивной фации. Эта уверенность объяснялась тем, что альтернативная ей эффузивная или покровная форма неизбежно должна была привести к повтору этими телами рельефа слоев, слагающих осадочный чехол, чего мы не наблюдаем на разрезах.

Вместе с тем спорным оставался вопрос о времени внедрения интрузивных тел. Тот факт, что подавляющий объем этих образований сосредоточен в триасовой

толще Восточно-Баренцевского шельфа, сразу был использован рядом исследователей для датировки их как поздне триасовых. Другим косвенным признаком триасового возраста интрузий послужило предположение о пермско-триасовом рифтогенезе в Баренцево-Северокарском мегапрогибе, следствием которого обычно являются проявления базитового магматизма.

Лишь пересечение Лудловской скважиной двух из этих тел, сложенных габбро-диабазами и расположенных в среднетриасовой (ладинской) толще, на расстоянии 110 м друг от друга позволило изучить их вещественный состав, получить определения абсолютного возраста и доказательства «горячего» контакта с перекрывающими породами (наличие роговиков) (В.М.Комарницкий и др., 1993). Эти сведения с одной стороны укрепили уверенность в интрузивной природе трапповых тел, а с другой стороны заставили исследователей искать доказательства для объяснения времени их внедрения. Определения возраста по калий-аргоновому методу свидетельствуют о среднеюрском (159 млн.лет) возрасте нижнего силла и раннемеловому (131 млн.лет) - верхнего. Сам по себе весьма большой разброс значений возраста (28 млн. лет) для столь близких по составу и положению в разрезе объектов может свидетельствовать о больших ошибках в измерениях и поэтому вносит некоторую неопределенность в оценки возраста. Тем не менее, даже такая погрешность не позволяет считать эти две интрузии триасовыми.

Однако вскрытые интрузивные тела составляют лишь небольшую часть от общего количества внедрений и к тому же эти тела занимают среди них самое высокое положение в разрезе. Эти обстоятельства позволяют допускать для силлов, расположенных на более глубоких уровнях в более древних толщах, другие датировки и рассматривать все интрузивные тела как результат неоднократного проявления магматической деятельности. В итоге проблема датировки интрузивных внедрений, а, следовательно, и палеореконструкций тектоно-магматических событий, в настоящее время решена лишь частично.

Для более полного решения проблемы возраста интрузивных тел, в том числе и глубоко расположенных, нами выполнен анализ некоторых новых сейсмических и геологических характеристик этих проявлений магматизма (Ю.В.Шипелькевич и др., 1999). Рассмотрим их подробнее.

При определении пространственного положения интрузий мы отошли от имевших место попыток, как совместного картирования всех внедрившихся тел, так и корреляции их как осадочных слоев, нарушенных разрывной тектоникой. Принятый нами принцип их картирования заключался в выделении отдельных, как бы изолированных силлов. Так, например, при резком переходе отражения на другой заметно отличающийся уровень, сопровождающийся разрывом корреляции, или при отчетливом "разветвлении" горизонта на несколько отражений, разделившиеся

горизонты картировались как отдельные объекты. Наше представление о внедрении и размещении этих силлов в толще пород объясняет вставка на рис.83.

В итоге было выделено более 10 самостоятельных внедрений, пространственное положение основных из них показано на рис.83. Они занимают в разрезе самые различные гипсометрические уровни от 11-13 км на юге шельфа до 3-4 км в районе Лудловской скважины. Каждое из этих внедрений имеет свой рельеф, кажущийся на временных разрезах порой значительным за счет искажения соотношения горизонтального и вертикального масштабов. Однако в действительности относительно локальные превышения его лишь иногда достигают более 2 км при углах наклона около 3 градусов. Размеры отдельных силлов также существенно различаются между собой и составляют от 2 тыс. кв. км. до 70 тыс. кв. км. При этом общий контур распространения всех силлов охватывает более 300 тыс. кв. км.

Среди характеристик, позволяющих уточнить возрастные оценки внедрения интрузий, как, впрочем, и саму природу этих тел, нами выделены две группы факторов. Они следуют из особенностей латерального и вертикального размещения этих тел в толще отложений.

Первая группа факторов касается взаимоотношений интрузивных тел и разрывных нарушений. На рис.83 видно, что практически все внедрившиеся тела своими тыловыми частями примыкают к разрывным нарушениям, выявленным по сейсмическому горизонту в кровле юрской толщи (ОГ В). Нарушения представляют собой сбросы с амплитудой смещения до 50-70 м, имеют раннемеловой возраст, но иногда прослеживаются и в более молодых отложениях. В вертикальном разрезе плоскость этих нарушений является как бы ограничением для примыкающих к ней, иногда с противоположных сторон, интрузивных тел (рис.84). Наблюдаемая картина устанавливает отчетливую пространственную и генетическую связь этих нарушений с внедрившимися телами, для которых они играли роль подводящих каналов.

Это важное наблюдение, во-первых, подтверждает эндогенную природу исследуемых тел, а во-вторых, позволяет судить о возрасте более глубоких, не вскрытых скважинами интрузий. Они, как показывает возраст нарушений, послуживших подводящими каналами, внедрялись в послеюрское время. Этот вывод становится более убедительным в результате еще одного наблюдения, связанного с нарушениями. В ряде случаев отдельные сбросы расположены не в тыловых зонах силлов, а непосредственно в ареале их распространения, как, например, в районе Штокмановской структуры. Если предположить, что интрузивные тела внедрились до возникновения этих послеюрских сбросов, то они неизбежно должны были бы сохранить в своей структуре следы разрывов и смещения блоков.

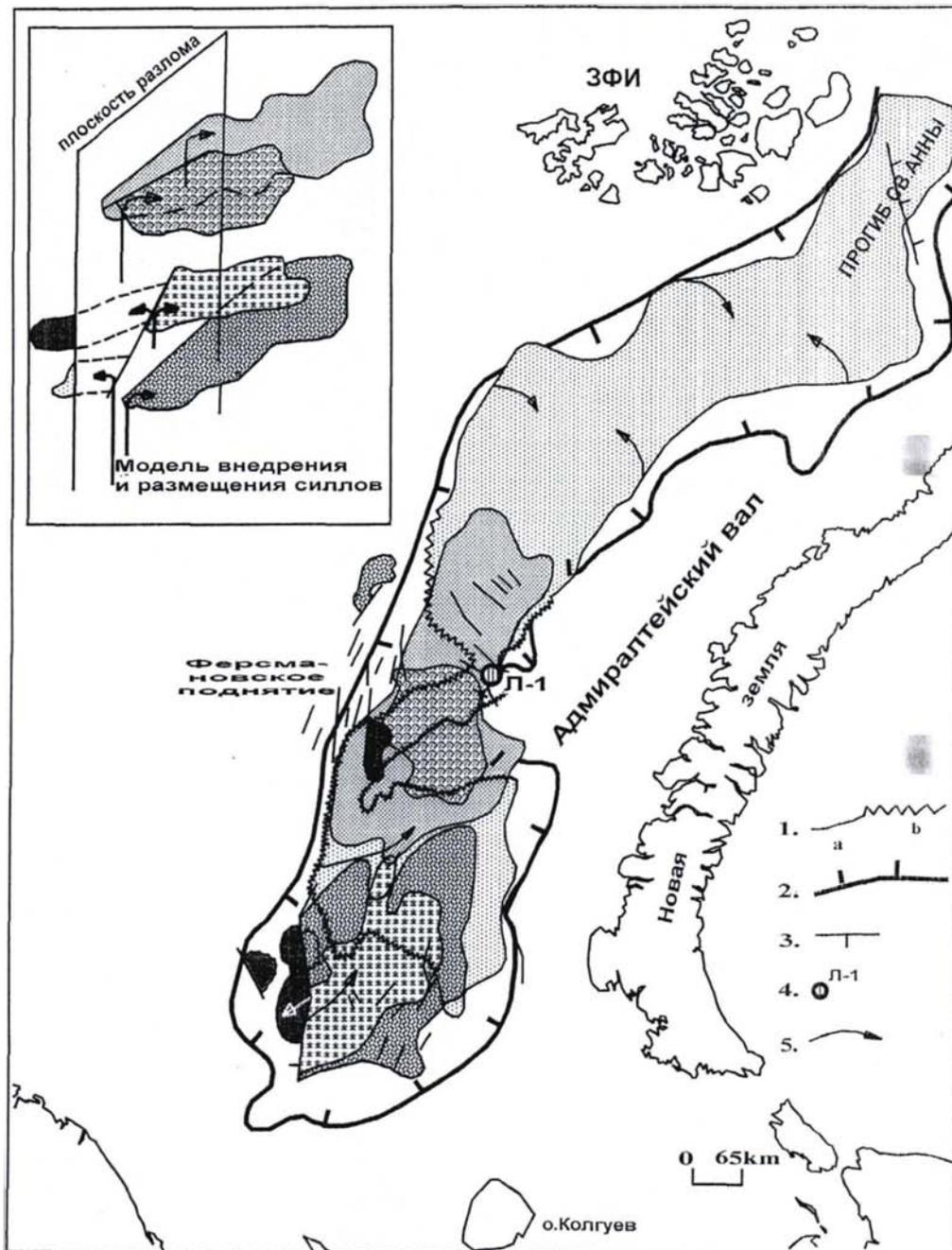


Рис.83. Схема расположения интрузивных трапповых тел в триасовой толще Восточно-Баренцевского шельфа.

Условные обозначения:

1. – граница прекращения прослеживания интрузивных тел: а – по типу «затухания» магматических внедрений в толще осадочков; б – под предъюрским размывом (имеет сходство с эрозионным срезом). Различным краппом показаны области, занимаемые отдельными силлами;
2. – граница Баренцево-Северо-Карского прогиба по отложениям нижнего мела;
3. – нарушения в осадочном чехле, выявленные по отражающему горизонту в кровле юрской толщи;
4. – местоположение скв.Лудловская;
5. – направления внедрения силлов.

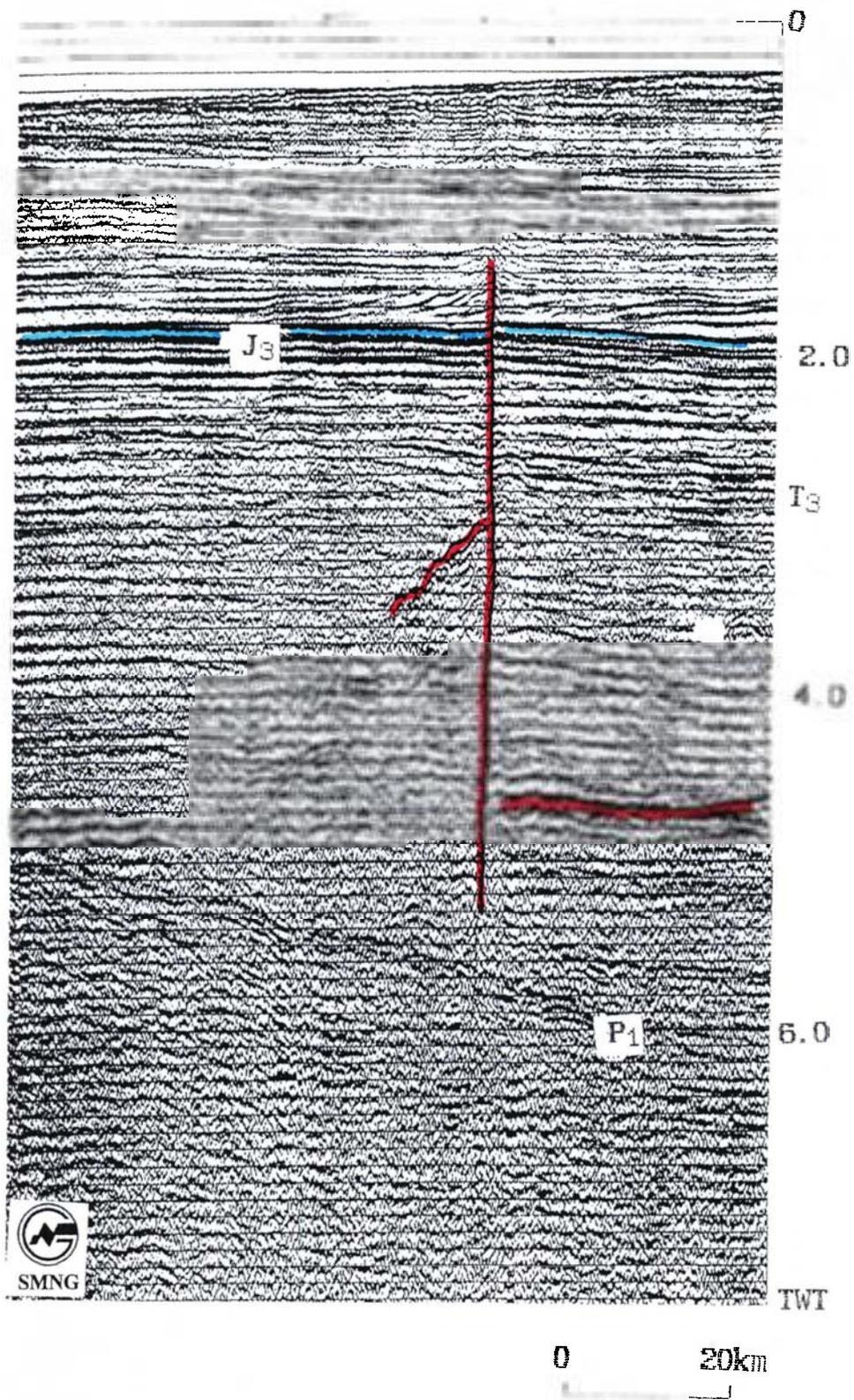


Рис.84. Фрагмент сейсмического разреза, показывающий примыкание интрузивных тел к плоскости нарушения, установленного по кровле юрских отложений.

Однако на рис.85 мы не видим следов деструкции интрузивных пластов, расположенных ниже поздне-юрской поверхности "В", нарушенной в двух местах ступенчатыми сбросами.

Эта версия оценки возраста траппового магматизма не имела бы сколько-нибудь заметных противоречий, если бы мы не сталкивались с тем обстоятельством, что подавляющий объем интрузий не выходит из триасового разреза. Причем самые верхние из них прекращают следовать на временных разрезах под поверхностью предъюрского размыва, по типу эрозионного среза. Граница зоны возможной эрозии обсуждаемых интрузий показана на рис.83 волнистой линией. Подобному взаимоотношению интрузивных тел и поверхности размыва мы видим два объяснения. Первое и наиболее простое состоит в том, что внедрившиеся до предъюрского размыва интрузивные тела в результате последовавших в конце триаса локального подъема и регионального понижения уровня моря были частично выведены за базис эрозии и размывы.

Однако возможно и другое толкование этой ситуации, которое не ставит под сомнение сделанные нами возрастные оценки этих интрузий. Оно заключается в том, что внедрившиеся в начале мела интрузивные тела довольно легко занимали пространство в некомпетентной, слабо литифицированной толще триаса, но не смогли преодолеть поверхность предъюрского размыва и внедриться в морскую толщу, сложенную массивными песчаниками большой мощности.

Другая группа факторов, позволяющих косвенно оценить время внедрения основных интрузивных масс, базируется на нескольких особенностях регионального распространения по площади исследуемых нами объектов. Одна из них состоит в том, что наблюдается зависимость распределения по площади интрузивных масс, а также направления их внедрения, от палеорельефа геологических структур шельфа. Видимый на рис.83 общий контур аномальных объектов занимает довольно узкую зону, вытянутую в субмеридиональном направлении. Несколько расширяясь на юге шельфа и в Северо-Баренцевской впадине, эта область имеет две зоны сужения, которые контролируются палеорельефом. Первая располагается между Адмиралтейским палеовалом и Ферсмановским локальным поднятием, входящим в группу Центрально-Баренцевских палеоподнятий. Здесь видно, что подавляющий объем внедрявшейся магмы был устремлен от бортов к депоцентру палеодепрессий, и только очень ограниченные по площади интрузии внедрились в противоположном направлении.

Вторая зона сужения располагается на севере и в точности соответствует границам прогиба Св.Анны по нижнемеловым отложениям и также как прогиб открывается в направлении океанической котловины.

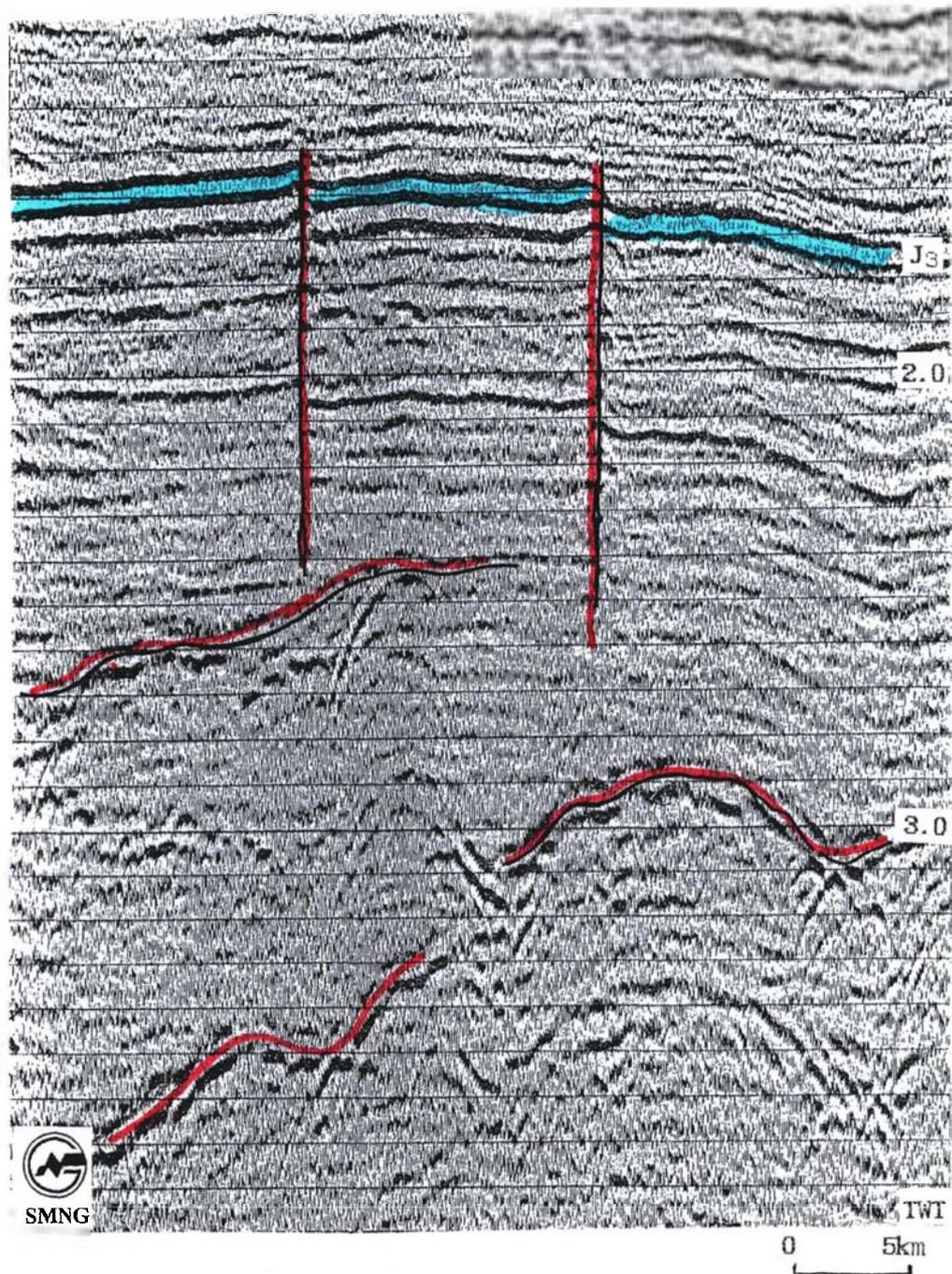


Рис.85. Фрагмент сейсмического разреза в районе Штокмановской структуры. Показывает отсутствие нарушений в интрузивных телах, расположенных под сбросами, видимыми в кровле юры

Другая особенность заключается в том, что количество внедрений, а, следовательно, и интенсивность магматических процессов, напрямую связаны с зонами наиболее активной разломной тектоники. Так на юге шельфа и в районе Ферсмановского поднятия, известного большим количеством нарушений в кровле юрских отложений, фиксируется максимальное количество интрузивных тел. К северу, где нарушенность юрских слоев значительно меньше, число внедрений сокращается до одного или возможно нескольких, но близко расположенных силлов, разделить которые на временных разрезах очень трудно.

Как мы видим, границы области распространения интрузий в триасовых отложениях удивительно хорошо согласуются с морфоструктурой Баренцево-Северо-Карского прогиба, контуры которого показаны на рис.83, а направления внедрений определялись его палеорельефом. Кроме того, мы видим, что одни и те же зоны раннемеловой разломной тектоники выполняли роль подводящих каналов для многочисленных силлов и являлись тектоническими ограничениями этого прогиба. Таким образом, отчетливо прослеживается общность и, по всей видимости, синхронность процессов, ответственных как за возникновение и размещение силлов в осадочном чехле, так и за образование Баренцево-Северокарского прогиба.

Как показывают последние палеоструктурные, палеофациальные и палеотектонические реконструкции, выполненные для Баренцево-Карского региона, формирование морфоструктуры этого рифтогенного прогиба началось не в пермо-триасе, как предполагалось ранее, а лишь в раннем мелу (Ю.В.Шипелькевич, 1999). Появление его вызвано рифтогенными процессами, сопровождающими очередную фазу раскрытия Арктического океана, которая, по мнению Ю.Е.Погребницкого приходится на неоком (Геологическое строение..., 1984).

Эти новые реконструкции объясняют, помимо прочих, и тот факт, что на островном и береговом обрамлениях Баренцевского шельфа, кроме западной окраины Шпицбергена и Варандейского вала, не встречено значительных магматических проявлений пермо-триасового возраста. Напротив, в раннемеловой эпохе мы видим разнообразные проявления тектонической активности, как в самом прогибе, так и на его периферии. Таковыми являются уже обсуждавшиеся выше многочисленные разрывные нарушения раннемелового возраста, которые ограничивают прогиб по всему периметру. Другими свидетельствами активизации тектоники в этот период служат следы некомпенсированной седиментации, которые фиксируются на разрезах в виде неокомских клиноформ, расположенных вдоль южной периферии прогиба. Известно здесь и проявление тектоно-магматической деятельности этого периода. Одними из них являются мощнейшие преаптские землетрясения, в результате которых образовались видимые на сейсмических разрезах (Ю.В.Шипелькевич, 1985) и установленные в скважине (Сев.-Мурманская

2) воронки проседания глубиной до 700 м. Судя по возрасту отложений, заполняющих эти провалы (125-130 млн.лет), образование их произошло почти синхронно с внедрением интрузий, в том числе вскрытых Лудловской скважиной. Таким образом, очевидно, что и обсуждаемые нами трапповые интрузии, которые мы фиксируем в осадочном чехле прогиба и которые обычно сопровождают рифтогенные процессы, находят свое закономерное место в геологических событиях раннемелового этапа на Восточно-Баренцевском шельфе и в том числе с образованием БСКМ.

Следующий позднемеловой-кайнозойский этап эволюции седиментационных бассейнов в работе не рассматривается, поскольку требует иных, чем средне-волновая сейсморазведка способов изучения. Подробный анализ этого периода опубликован в многочисленных работах В.С.Зархидзе, Е.Е.Мусатова и др.

Для предшествовавших этапов геологического развития в диссертации предпринята попытка реконструкции восходящих тектонических движений, выполненная на основе анализа сейсмических разрезов. Принцип реконструкции основан на следующих позициях. Накопленная в шельфовых седиментационных бассейнах осадочная толща в подавляющем большинстве случаев, за исключением проградационных клиноформ, имеет первоначально горизонтально-слоистое строение. При последующих существенных воздыманиях самые верхние, и по возрасту самые молодые, слои комплекса выходили за базис эрозии, размывались, и на сейсмических разрезах запечатлен их эрозионный срез. Вышележащая горизонтально слоистая толща была накоплена уже в иной стадии – стадии тектонического покоя. Позднее и сами они могут быть вовлечены в процесс апlifта с возникновением той же картины эрозионного среза (рис.86).

Таким образом, возраст горизонтальных слоев, образующих поверхность углового несогласия, служит верхним возрастным ограничением предшествовавших вертикальных движений. Их следует отличать от несогласий, вызванных понижением уровня моря.

Наблюдая на сейсмических разрезах подобную сейсмостратиграфическую ситуацию (рис.12,13,86) и картируя ее по площади, удалось очертить контуры наиболее заметных апlifтов и оценить их геологический возраст (рис.87). Эта схема дает основание предполагать, что основные апlifты происходили в периферийной зоне шельфа и обрамляли крупные и унаследовано развивавшиеся Баренцевские депрессии. Причем область их наиболее частых проявлений располагается на стыке Баренцевской и Карской плит и на приокеанической окраине шельфа. Конечно, эти построения не исключают возможности существования инверсионных движений и в депрессионных зонах, однако характер таких движений

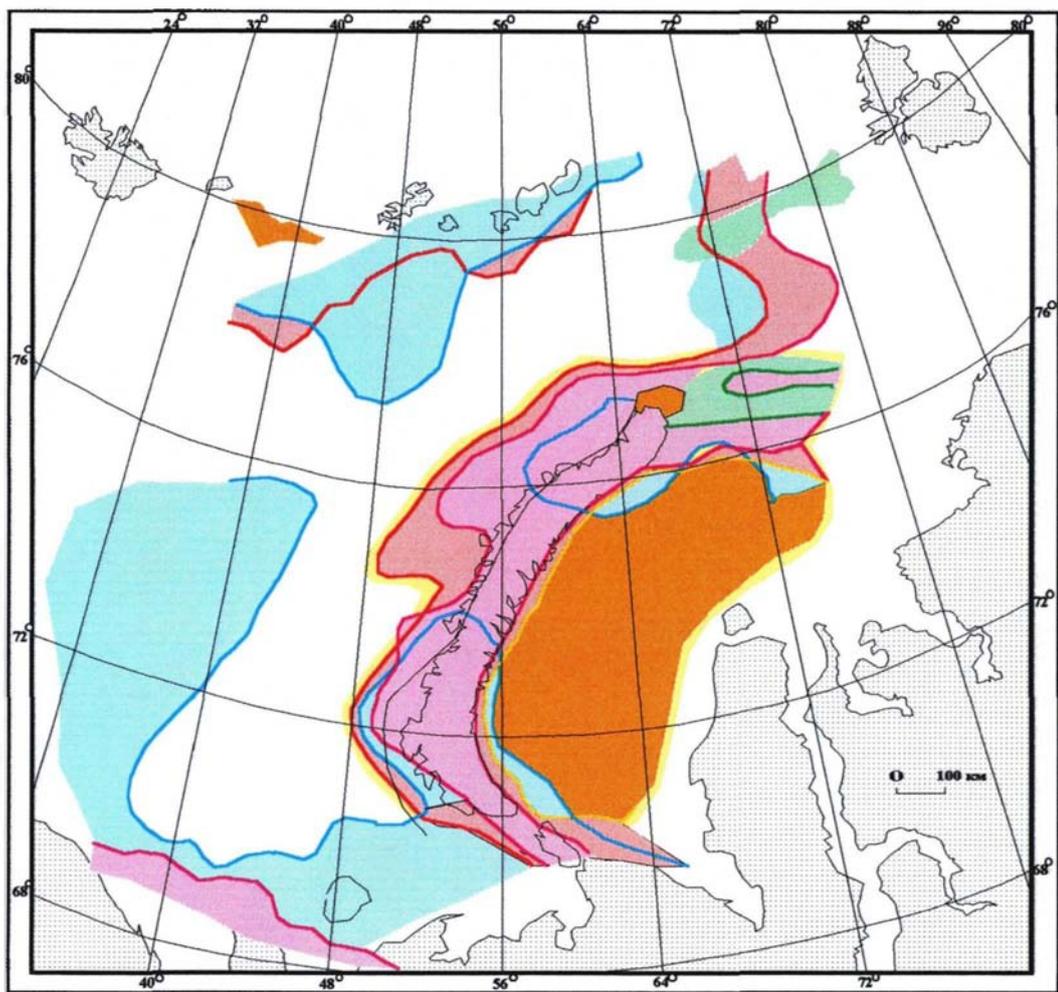
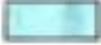
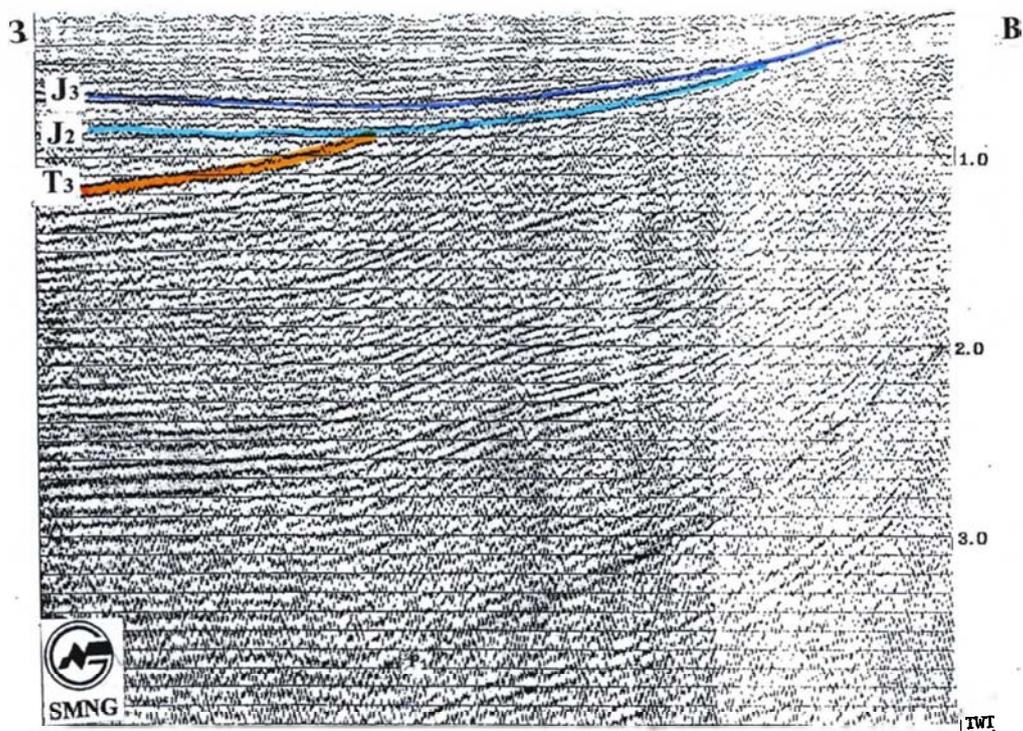


Рис.87. Ареалы восходящих тектонических движений (апфитов) по сейсмическим данным

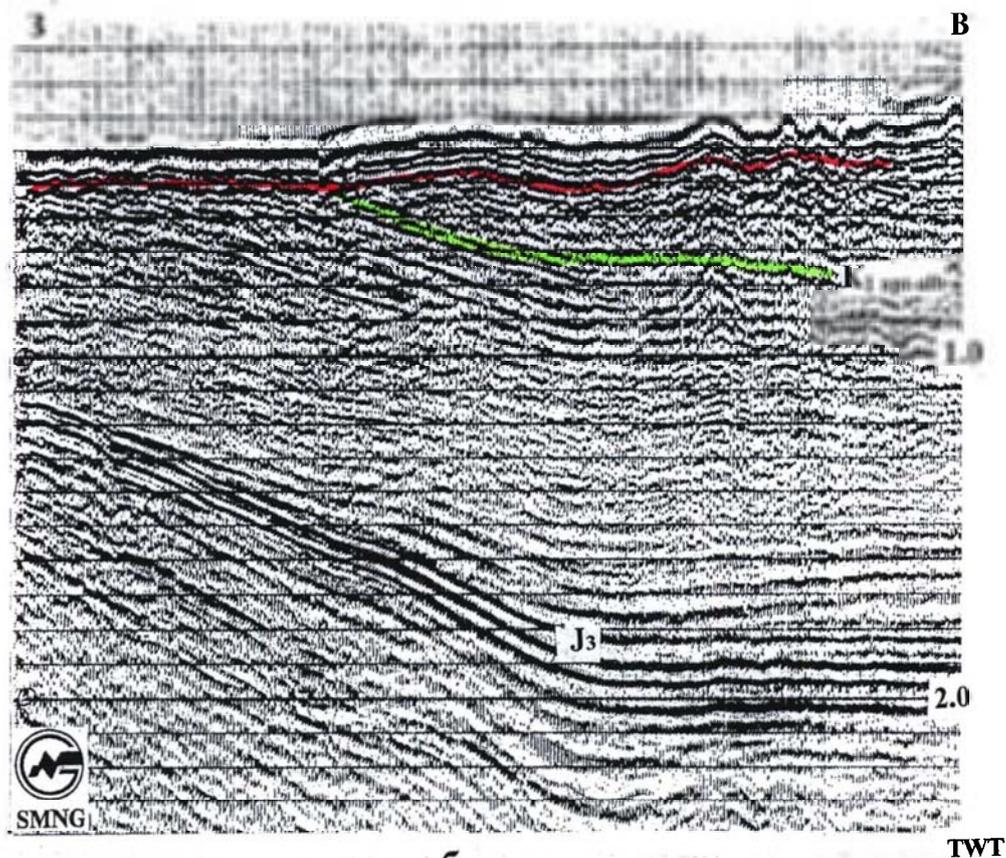
Условные обозначения:

время апфитов:

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | - предсеноманский |  | - предданишский |
|  | - предданишский |  | - предгерманский |
|  | - преааленский (раннепермская складчатость) |  | - на рубеже равнин и возвышенностей перми |



а



б

Рис.86. Фрагменты сейсмических разрезов, иллюстрирующие восходящие тектонические движения и возможность их датировки.
 а) Предновоземельский шельф (предааленский аплифт),
 (предаптский аплифт)
 б) Район ЦБП (предсеноманский аплифт)

и степень их проявленности в осадочном разрезе не позволяет их поставить в один ряд с обсуждаемыми аплифтами.

Совместное рассмотрение результатов палеоструктурных и палеофациальных реконструкций, а также основных этапов формирования осадочного чехла БКШ показывает, что седиментационные бассейны этой обширной области Арктической континентальной окраины прошли сложный путь формирования, сопровождавшийся неоднократными перестройками структурного плана, сменой обстановок седиментации и преимущественного литофациального состава, своеобразие которых оказало соответствующее влияние на распределение здесь углеводородного потенциала. Некоторые закономерности этого распределения по площади и в разрезе удастся прогнозировать уже на данном региональном этапе. Основные из них рассмотрены в главе 6.

Глава 6. Прогнозная оценка нефтегазоносности седиментационных бассейнов Баренцево-Карского шельфа на основе структурно-фациального анализа

Перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов определяются рядом факторов, главнейшим из которых является наличие в их разрезах: а) нефтегазоматеринских толщ и условий, благоприятных для реализации их нефтегазового потенциала; б) коллекторских толщ; в) флюидоупоров и, в первую очередь, региональных; г) ловушек для углеводородов и благоприятных условий для сохранения их структурной и литологической замкнутости на всем протяжении геологической истории. Ключевую роль в прогнозировании этих свойств седиментационных бассейнов принадлежит древним структурным планам его основных комплексов и обстановкам седиментации, существующим в период формирования этих комплексов (А.А.Бакиров, 1979; Б.А.Соколов, Э.А.Абля, 1992).

Выполненные нами палеореконструкции седиментационных бассейнов БКШ, в сочетании с уже известными нефтепроявлениями и установленной нефтегазоносностью отдельных областей шельфа, дают основание для прогнозных оценок, как всего БКШ в целом, так и выделения в его осадочном чехле нефтегазоносных комплексов (НГК) и отдельных зон регионального нефте- и газонакопления в его пределах. Поскольку каждый из выделенных и реконструированных СЛЭТ и КССК характеризуется особенностями палеоструктурного плана, обстановок седиментации и литофациальной зональности, рассмотрим каждый из них с позиций нефтегазоносности.

Основной упор сделан на прогнозирование нефтегазоносности еще мало изученных или почти неизвестных с этой точки зрения осадочных комплексов и регионов шельфа.

§1. Платформенный СЛЭТ

Нефтегазоносность самых нижних отложений этого этажа – рифей-нижнепалеозойских пока не установлена. Перспективные оценки собственно рифейских отложений основаны как на геохимических исследованиях разрезов параметрических скважин в северной части Мезенской синеклизы, где сумма генерации УВ составляет примерно 100 тыс.т/ км² (А.П.Симонов и др., 2000), так и на обобщенных данных нефтегенерационных возможностей рифейских толщ (Б.А.Соколов, Е.А.Егоров, 1989). В акваториальной части выделяется несколько рифейских грабенов довольно узкой полосой прослеживающихся вдоль Кольского

полуострова и далее разветвляющихся на более южный – Канинско-Мезенский и северные – Северо-Печорский и Канино-Колгуевский.

Нижнепалеозойская часть содержит установленные резервуары УВ лишь в пределах Тимано-Печорского бассейна.

Основные резервуары на севере ТП и ее акваториальном продолжении сосредоточены в средне-верхнепалеозойских отложениях. Здесь открыто шесть месторождений - Поморское газоконденсатное, на северо-востоке Печорской плиты в карбонатных отложениях нижнепермского возраста – Северо-Гуляевское, Приразломное, Варандей-Море, Медыньское Море и Южно-Долгинское нефтяные месторождения. Основными типами ловушек здесь являются антиклинальные складки, расположенные в своде крупных валлообразных поднятий и рифовые постройки. Характеристики и особенности этих отложений в Печорском регионе достаточно хорошо изучены бурением и детальными сейсмическими работами, в том числе и в модификации 3-D, поэтому остановимся лишь на региональном прогнозе нефтегазоносности этих отложений для слабо изученных областей БШ.

Как показывают рассмотренные в диссертации палеорекострукции, на БКШ следует ожидать широкое распространение карбонатно-терригенных пород средне-верхнепалеозойского возраста. Помимо сейсмофациального анализа, обосновавшего этот прогноз, установлено присутствие карбонатов девон-раннепермского возраста на многих участках, охватывающих практически весь Западно-Арктический регион, что позволяет рассчитывать на присутствие в осадочной толще *средне-верхнепалеозойского этажа нефтегазоносности* (БКШ) (И.С.Грамберг, О.И.Супруненко и др., 2001).

Помимо Печорского шельфа высокие перспективы палеозойских карбонатов, в том числе и возможных поисков рифогенных построек в палеозойских отложениях на Кольской моноклинали. Присутствие рифов прогнозируется также в обширной зоне Центрально-Баренцевского поднятия (О.В.Астафьев, 1993; Н.М.Иванова, 1992), что позволяет выделить *карбон-раннепермский нефтегазоносный комплекс*.

Рассмотрим, основываясь на выполненных палеорекострукциях, наличие факторов, благоприятных для образования в обсуждаемом НК зон регионального нефтенакпления.

Основными нефтегенерирующими отложениями, установленными в ТП, являются девонские “доманикоиды”, представленные насыщенным органическим веществом (ОВ) сапропелевого типа карбонатно-глинистых осадков. По условиям формирования они относятся к конденсированным покровам, образующимися в условиях стабилизации тектонических движений и весьма низких темпах седиментации. Такие условия возникают на обширных и долговременно существующих палеоплатформах, удаленных от источников сноса (А.Перродон,

1991). На БКШ, помимо Печорской плиты, выделяется еще ряд подобных палеоструктур, входящих в Платформенный СЛЭТ осадочного чехла. Распространение в их пределах карбонатных фаций, разуплотненные и трещиноватые формы которых являются потенциальными коллекторами, прогнозируется по особенностям сейсмической записи, описанным выше. Флюидоупорами в таких отложениях служат, главным образом, прослой глинистых отложений, а также плотные карбонатные слои.

Эти же палеорекострукции указывают на наличие в пределах БКШ крупных палеопрогибов, также входящих в Платформенный СЛЭТ, сопряженных с палеоподнятиями платформенного типа. Области сочленения этих двух типов структур обычно наиболее благоприятны для формирования линейно вытянутой зоны рифовых построек, обрамляющей края карбонатных платформ (А.Перродон, 1991). Эта палеофациальная модель хорошо согласуется с пространственным расположением выявленных сейсморазведкой АТР на Кольской моноклинали, в зоне ЦБП, в том числе и показанных в диссертации - на склоне АП (рис.58).

Учитывая, что основные нефтесодержащие валы, входящие в Варандей-Адзвинскую структурную зону, в сводах которых сосредоточено подавляющее количество ловушек УВ, выполаживаются в акваториальной части, а надежды на обнаружение на шельфе крупных антиклиналей в этих отложениях весьма невелики, основные перспективы могут быть связаны с линейно-вытянутыми краевыми рифосодержащими зонами. Кроме того, в пределах Кольско-Канинской моноклинали ожидается перспективная область регионального выклинивания всего комплекса палеозойских отложений, где вероятно формирование крупных неструктурных ловушек УВ.

По совокупности факторов, включающих палеорекострукции позднепалеозойских бассейнов, а также признаков неоспоримого присутствия рифовых построек, нами выделена зона *регионального нефтегазонакопления в карбон-нижнепермских отложениях*, (Баренцевский шельф) показанная на рис.88. Помимо контуров этой прогнозируемой зоны, здесь выделена область, наиболее доступная для бурения на современном уровне, в пределах которой глубины кровли залегания перспективных отложений не превышают 4 км.

Южно-Карский шельф

При прогнозных оценках Платформенного СЛЭТ не вполне ясна ситуация, существующая в пределах Южно-Карского шельфа. Согласно представлениям, изложенным в работе, касающимся эволюции БКШ, значительная часть отложений Платформенного СЛЭТ, по-видимому, включающая верхнепалеозойские отложения, здесь размыта вследствие тектонического обособления Южно-Карского блока. О фациальной принадлежности и степени измененности сохранившейся части

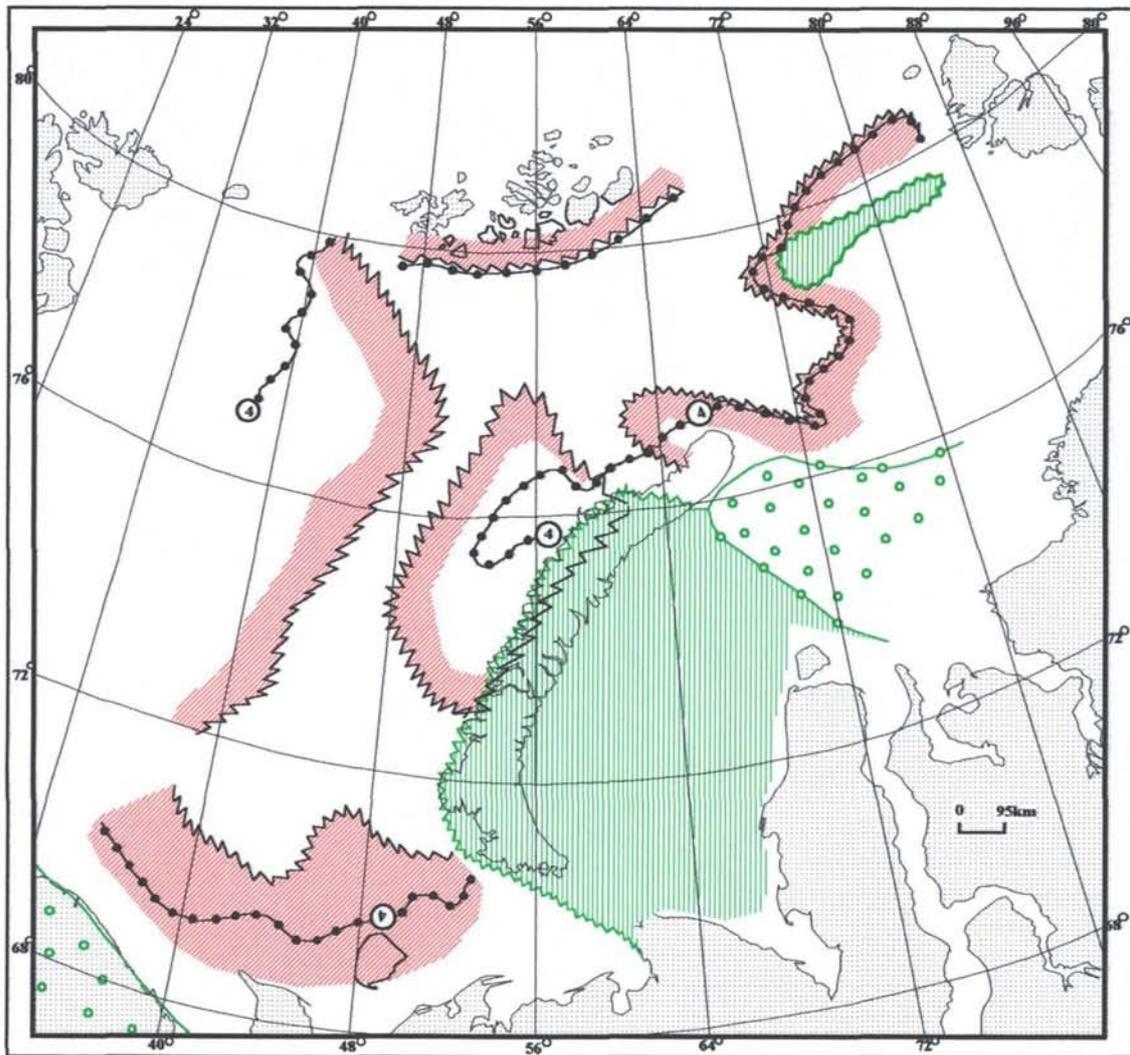


Рис.88. Прогнозная схема распространения зоны регионального нефтенакопления в карбон-нижнепермских карбонатно-терригенных отложениях.

Условные обозначения:

Границы:



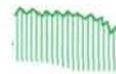
- области, в пределах которой глубины залегания кровли пермских отложений не превышает 4 км.



- сейсмофаций карбонатной платформы и прогнозной зоны регионального нефтенакопления в карбон-нижнепермских отложениях



- области отсутствия палеозойских отложений.



- области эрозии верхнепалеозойских отложений

Платформенного СЛЭТ по существующим сейсмоданным судить весьма трудно. Однако, учитывая появление данных о перспективности карбонатных осадков севера Западной Сибири (Н.В.Устинов, 1997), находящихся в сходных тектоно-седиментационных условиях, интерес к этому СЛЭТ на ЮКШ будет возрастать. Поэтому решение проблемы более детального анализа этих отложений - дело ближайшего будущего. Сейчас пока трудно с той же степенью уверенности как на БШ судить о возрастных и фациальных характеристиках палеозойского этажа нефтегазоносности на юге КШ.

Более определенно здесь прогнозируется благоприятная в целом структурно-тектоническая ситуация. По результатам изучения строения и эволюции осадочного чехла на Южно-Карском шельфе выделено несколько типов структурно-тектонических элементов, благоприятных для скопления углеводородов. Первый из них относится к так называемым «штамповым» структурам, весьма распространенным в Западной Сибири, ряд из которых содержит там крупные скопления углеводородов.

В осадочном разрезе они представляют собой крупные конседиментационные поднятия I и II порядков, выраженные в современном рельефе слоев от фундамента до его верхних этажей. Одно из наиболее крупных поднятий такого типа выделяется в акустическом фундаменте на самом юге Карского шельфа (рис.89(15)), где амплитуда его достигает 2-х и более км (Южно-Карский горст - ЮКГ). В волновом поле горст представлен положительной структурой с разрывными нарушениями по нижним ОГ или пликативными изгибами по верхним ОГ (рис.90). На сейсмогеологическом разрезе (рис.91) горст имеет форму близкую к симметричной и достигает в поперечном сечении 70-80 км. Борты горста осложнены разрывными нарушениями типа сбросов с амплитудой по АФ до первых километров. Структура горста как бы рассекает обширную депрессионную зону и сопряжена с двумя структурами отрицательного знака - Центрально-Карской впадиной (ЦКВ) и Южно-Карским прогибом (ЮКП), переходящим в южном направлении в моноклираль (рис.89 (13 и 14)). ЮКГ проявляется и выше по разрезу в отложениях палеозоя, а в еще более молодых отложениях приобретает форму узкого вала с уплощенной сводовой частью и имеет северо-восточное простирание.

В рельефе верхнеюрского отражающего горизонта (J_3) эта структура выделяется как Южно-Карский вал (ЮКВ, Рис.91), амплитуда которого достигает 300-350 м. По всей видимости, эта древняя структура оказывала влияние на формирование всего вышележащего осадочного чехла вплоть до отложений кайнозоя. Влияние это состояло как в формировании структурных особенностей вала, включая образование локальных структур и разрывных нарушений, так и, по-

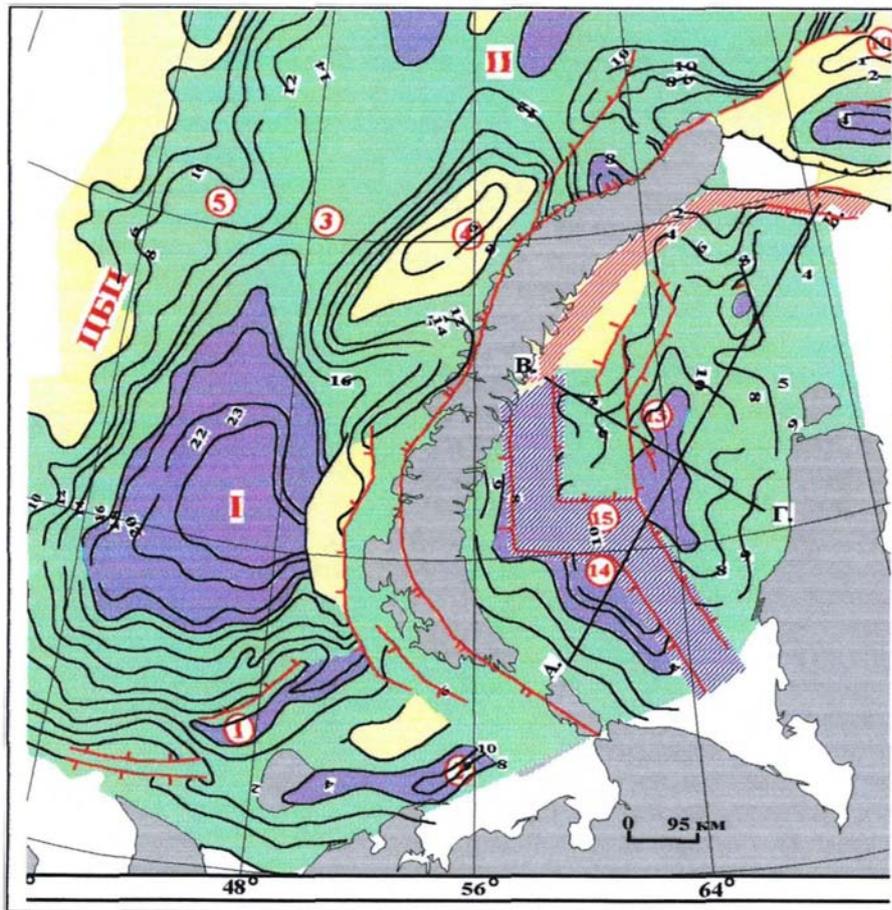


Рис.89. Фрагмент структурной карты по АФ. Условные обозначения показаны на рис.35

- 13 - Центрально-Карская впадина (ЦКВ)
- 14 - Южно-Карский прогиб (ЮКП)
- 15 - Южно-Карский горст (ЮКГ)



- прогнозная зона регионального нефте-газонакопления, связанная со "штамповой" структурой - ЮКГ



- прогнозная зона регионального нефте-газонакопления, связанная с выклиниванием палеозойских слоев



Б. - линии, сейсмические и сейсмогеологические разрезы по которым показаны соответственно на рис.90, 91 и рис.92.93
 Г. -

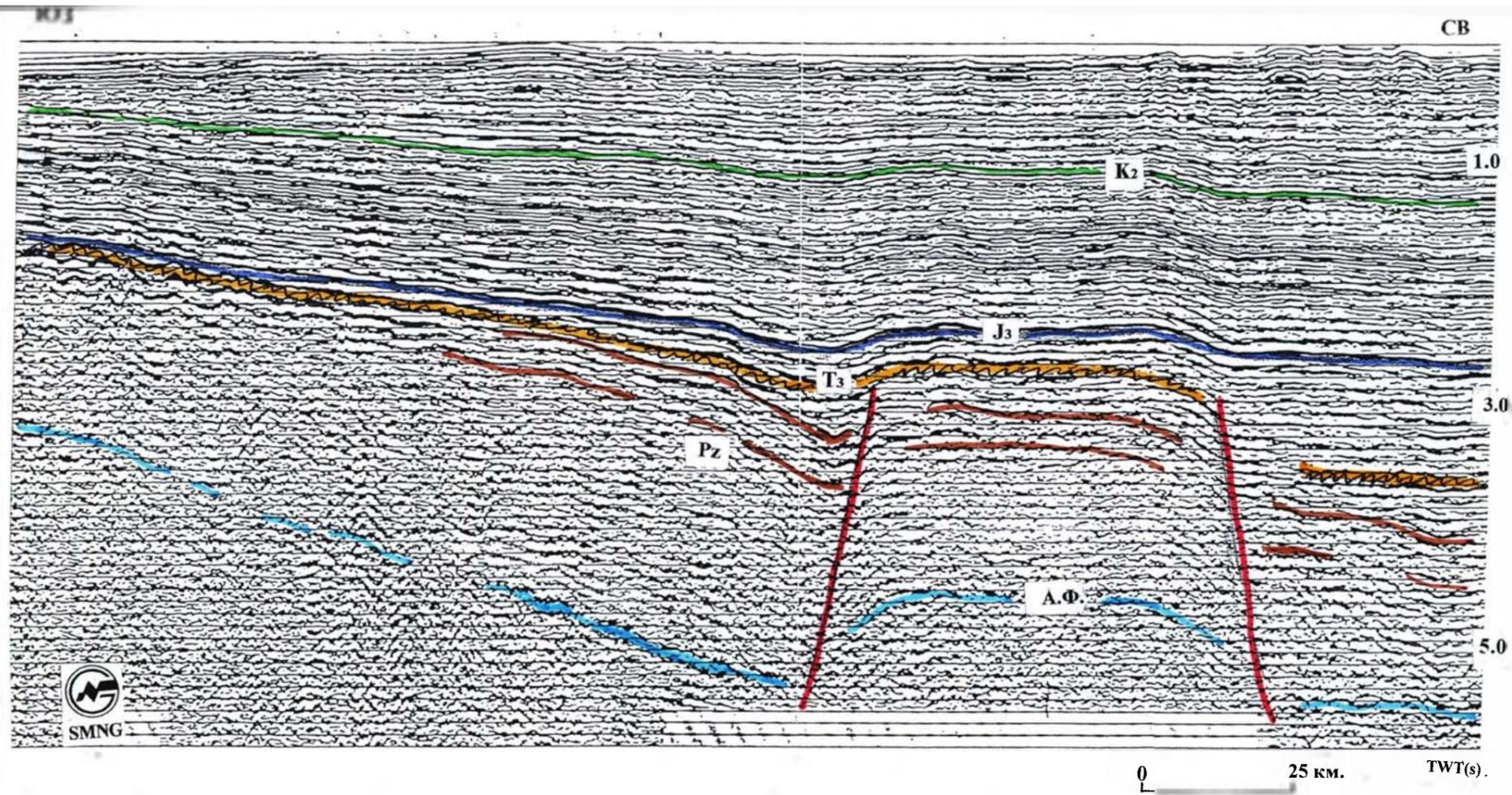


Рис. 90. Фрагмент сейсмического разреза по проф. 108718.
 Иллюстрирует тип перспективных «штамповых» структур (Южно-Карский горст). Виден эрозионный срез палеозойских слоев.
 Сейсмогеологический разрез показан на рис. 93, положение разреза показано на рис.89.

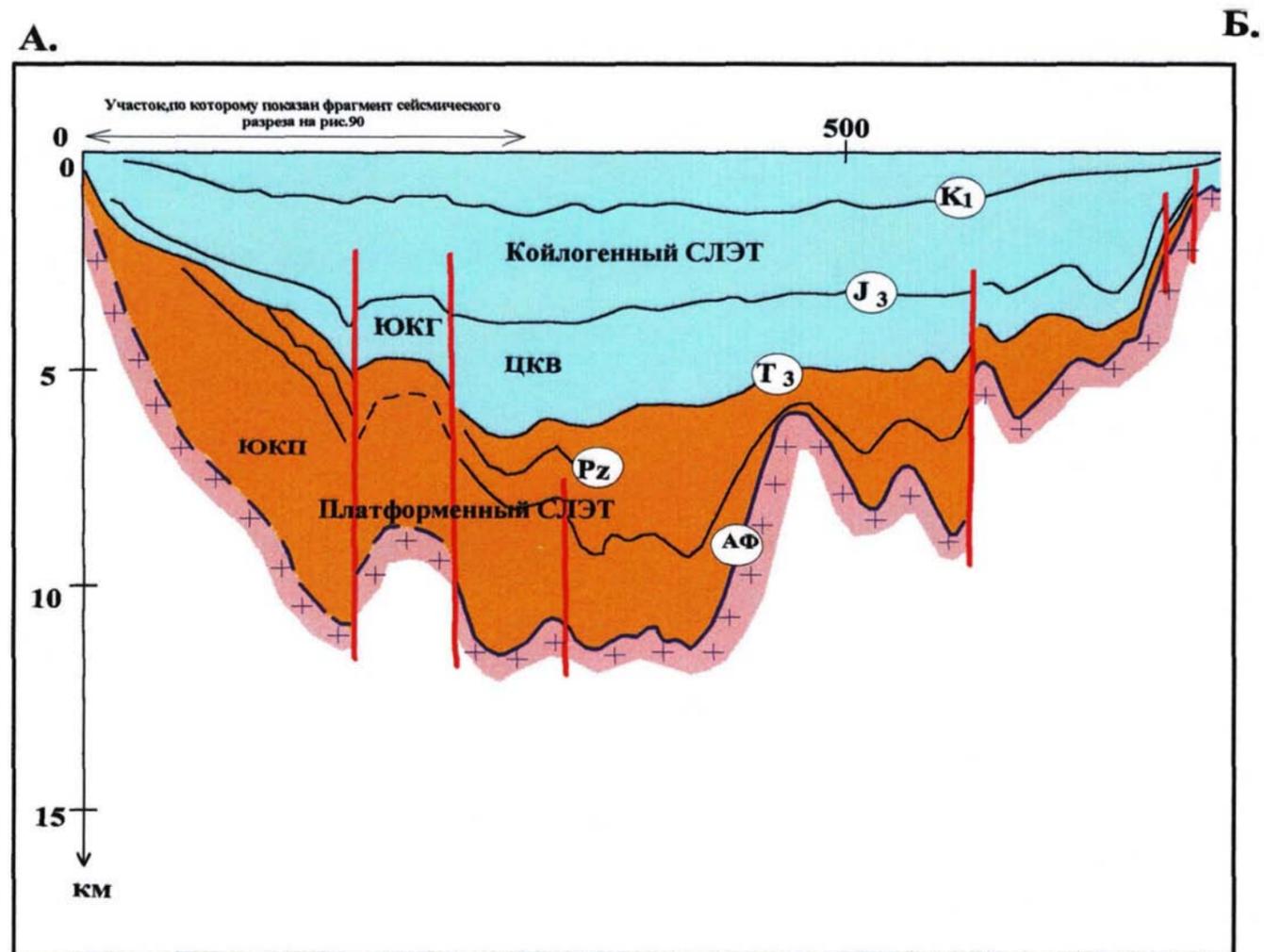


Рис.91. Сейсмогеологический разрез по линии А-Б. Местоположение разреза показано на рис.89, фрагмент сейсмического разреза показан на рис.90

видимому, в формировании литофациальных условий, свойственных древним сводовым поднятиям и особо благоприятных для формирования залежей.

Как показывает практика нефтегазопроисковых работ, в том числе и на сопредельном Печорском шельфе (системы валов и депрессий Тимано-Печорской провинции, имеющих акваториальное продолжение), подобный тектонотип структур весьма перспективен для образования в сводах валов зон регионального нефте- и газонакопления. На склонах древних положительных форм палеорельефа, соседствующих с крупными вместилищами потенциально нефтегазогенерирующей осадочной массы, создаются условия для подтока и удержания углеводородных флюидов (А.Перродон, 1991). В качестве генерирующих толщ, причем для УВ нефтяного ряда, можно рассматривать палеозойские отложения предположительно карбонатно-терригенного состава, присутствие которых прогнозируется в сопредельных бассейнах - ЦКВ и ЮКП. Мощности этих отложений здесь достигают 5-6 км. Другими потенциально нефтегенерирующими отложениями следует рассматривать отложения верхнеюрских "черных глин", аналогичных баженитам Западной Сибири, глубины погружения которых во впадинах превышают 4 км, что удовлетворяет условиям главной фазы нефтеобразования (ГФН).

Перспективными для поисков нефтяных залежей в сводовой и присводовой частях вала могут быть отложения от АФ до мела включительно, доступные по глубинам залегания для современного бурения.

К этому же «штамповому» типу относится еще одна аналогичная структура, но несколько меньших масштабов и, по-видимому, являющаяся северо-западным продолжением Южно-Карского горста, обнаруживаемая в западной части акватории, вблизи Новоземельского складчатого сооружения. Здесь на одном из сейсмических разрезов фиксируется валообразное поднятие, западный борт которого существенно приподнят по отношению к восточному (рис.92). Сейсмогеологический разрез показан на рис.93. Перспективными и доступными для бурения здесь могут быть не только мезозойские, но что особенно важно для нефтепоисковых работ, и палеозойские отложения, глубина залегания которых в своде не превышает 4 км.

Не исключено, что аналогичные перспективные структуры этого тектонотипа являются характерными для Южно-Карского шельфа и могут быть встречены в других его районах при условии сгущения сети используемых сейсмических профилей.

Другой тип перспективных структур на Южно-Карском шельфе сосредоточен по обрамлению погруженных областей шельфа и представляет собой утоняющиеся, выклинивающиеся, а иногда подверженные эрозионному срезу слои нерасчлененной палеозойской толщи. Здесь вероятнее всего ожидать ловушки литолого-стратиграфического, комбинированного типов. Особую привлекательность этому

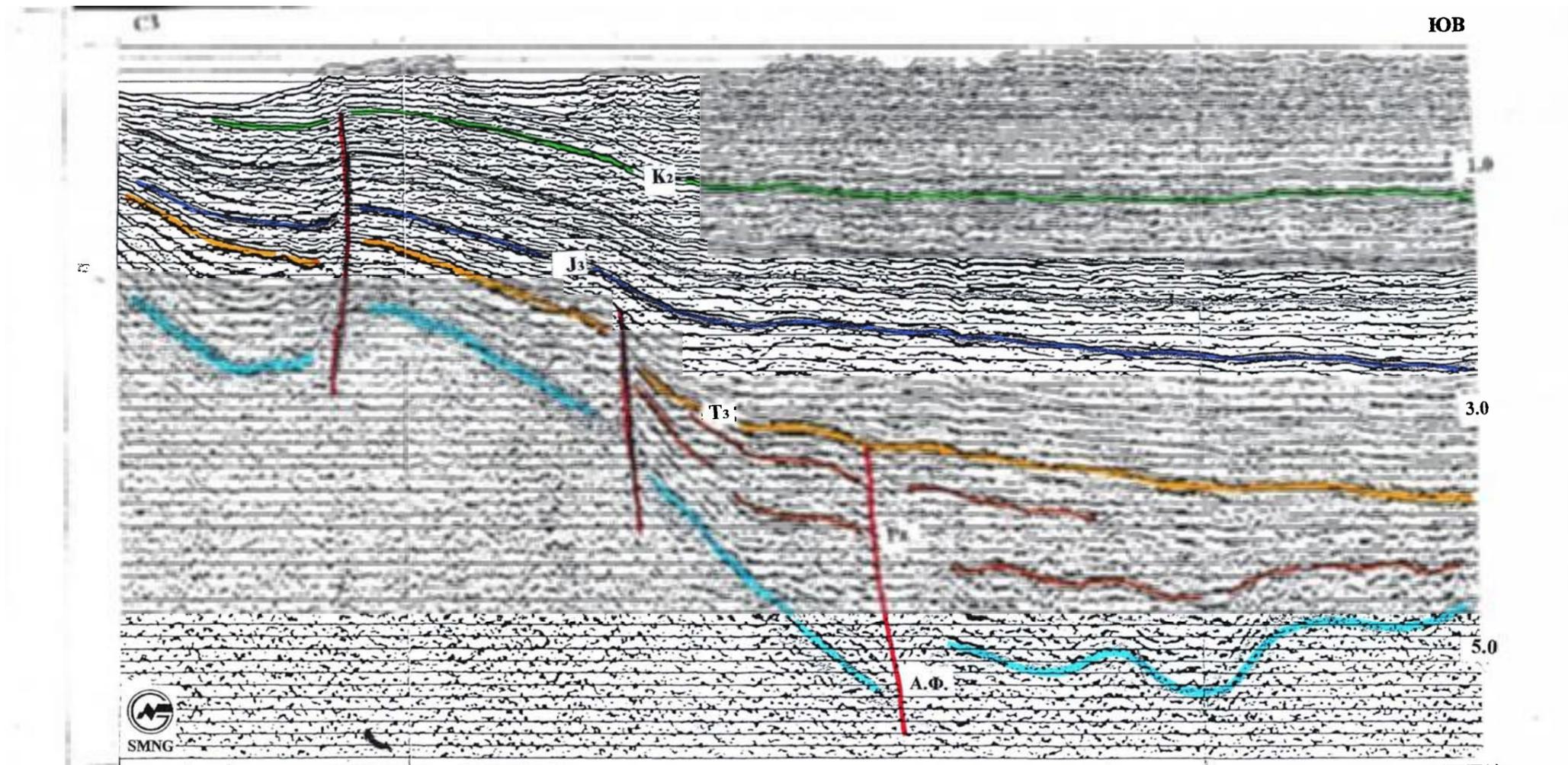


Рис. 92. Фрагмент сейсмического разреза по проф. 38901.
 Иллюстрирует тип перспективных «штамповых» структур. На С-З видно выклинивание палеозойских слоев.
 Сейсмогеологический разрез показан на рис. 91, положение разреза показано на рис.89.

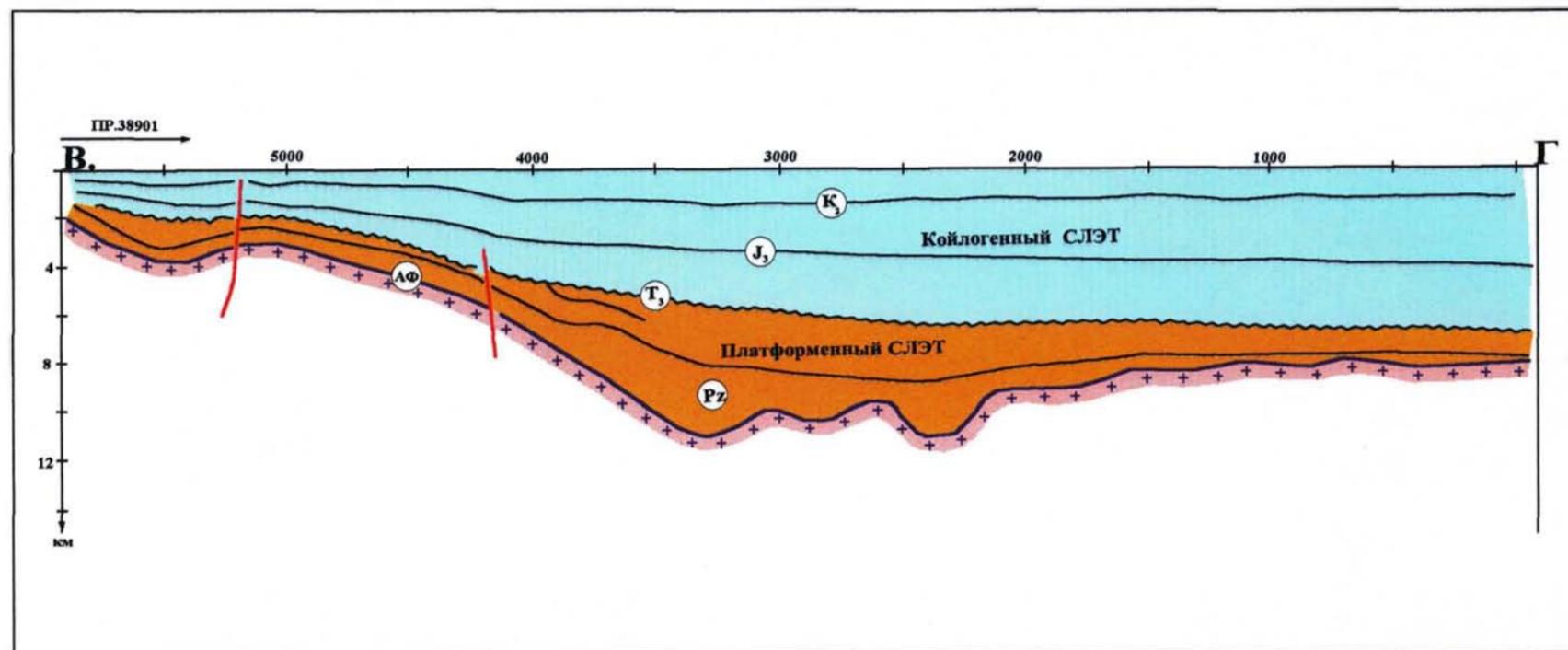


Рис.93. Сейсмогеологический разрез по линии В-Г. Местоположение разреза показано на рис.89, фрагмент сейсмического разреза показан на рис.92

типу структур придают небольшие глубины залегания отложений, в том числе и палеозойских, которые, как показывают исследования на Баренцевском шельфе, наиболее перспективны для нефтепоисковых работ. Наибольшее распространение этот тип имеет на южном борту Северо-Сибирского порога и в Приновоземелье, и на бортах Южно-Карского горста (рис.92). Оба эти тектонотипы структур образуют прогнозные зоны регионального нефтегазоаккумуляции, показанные на рис.89.

§2. Рифтогенный СЛЭТ

Отложения этого СЛЭТ составляют на БКШ *пермо-триасовый этаж нефтегазоносности*. Нижняя часть этого СЛЭТ – Нижне-Верхнепермский КССК, по условиям своего формирования и положению в современном разрезе (близость к основным источникам нефтегенерации) отличается от вышележащей, собственно триасовой, части.

По этому и ряду других признаков отложения этого СЛЭТ могут быть объединены в два различных нефтегазоносных комплекса – нижний – с преимущественной нефтеносностью, и верхний – с преимущественной газоносностью.

Нижне-верхнепермско-нижнетриасовый НГК

Ранее, даже при наличии известных нефтяных скоплений в этом комплексе (Северо-Гуляевская, Песчаноозерская), ему не предавали особого значения, отдавая все приоритеты поисково-разведочных работ изучению более древних карбонатных комплексов.

Однако последние данные, полученные в ходе интерпретации сейсмических профилей на Печорском шельфе, в сочетании с региональными палеореконструкциями этого КССК, заставляют по-новому, более заинтересовано взглянуть на его перспективную роль в общем балансе углеводородного потенциала БКШ.

Все более становится очевидным, что при существующей на шельфе высокой плотности сети сейсмических наблюдений очень низка вероятность обнаружения здесь в карбонатном НГК рентабельных для разработки в морских условиях средних и тем более крупных антиклинальных ловушек, что в будущем может негативно отразиться на перспективах развития в целом Тимано-Печорского нефтедобывающего региона. Эта ситуация заставляет обращать особое внимание на новые продуктивные интервалы разреза и искать здесь иные, неантиклинальные типы ловушек, способные пополнить углеводородный потенциал этого региона, одним из которых могут быть клиноформные ловушки терригенных отложений

верхней перми-триаса. Региональная палеогеографическая ситуация этого периода показана в главе 4.

Рассмотрим эти перспективные седиментационные тела более подробно с целью прогнозирования здесь зон регионального нефтенакопления. Известно, что в конце ранней перми на Печорской плите закончилась карбонатная седиментация, и, начиная с кунгурского времени, здесь отлагались терригенные песчано-глинистые осадки. Главным источником обломочного материала являлся Уральский ороген, который в это время интенсивно размывался. Известные на севере ТПП субмеридиональные, линейно вытянутые прогибы служили основными путями для мощных палеопотоков, впадавших в Баренцевский морской бассейн, депоцентр которого находился севернее о. Колгуева, а область транзита осадков располагалась на Печорской плите.

На суше ТПП эта ситуация подтверждается в разрезах скважин. Здесь по данным минералогического анализа установлено существование в позднепермско-раннетриасовых отложениях фаций речных долин, многочисленных русел и супрафанов. По данным анализа керн, в котором обнаружена мелкая косая слойчатость, восстановлено направление палеотечений, которые были ориентированы на северо-запад (Н.С. Окнова и др., 1986).

В области современного побережья Печорского моря находилась палеобереговая зона, в которой формировались дельтовые осадки, а еще севернее - палеосклон, на котором обширные палеопотоки образовывали подводную часть дельты (авандельту), сложенную проградационными клиноформными телами. Интерес к подобным седиментационным телам вызван тем, что, как показывают нефтегазопромысловые работы во многих районах мира (Зап. Сибирь, Мексиканский залив и др.), песчаники в выклинивающихся частях клиноформ продуктивны, что обусловлено особенностями их строения и формирования.

Каждая клиноформа или секвенция соответствует отдельному этапу седиментации, связанному с изменениями уровня моря. Как правило, выносимый потоками песок - будущий высокопористый коллектор отлагается в двух областях каждой секвенции: в ее верхнем клине или ундоформе и в нижнем - в фондоформе. Средняя часть клиноформ обычно глинистая, что способствует удержанию углеводородов в песчаниках фондоформы, а в ундоформах флюидоупорами служат трансгрессивные глинистые слои. Подстилающие клиноформы депрессионные фации в погруженных зонах бассейнов, в нашем случае в Южно-Баренцевской впадине, выполняют роль нефте-газогенерирующих толщ, обеспечивающих подток углеводородов в направлении склона, к ловушкам выклинивания. Другим источником поступления флюидов могут служить подстилающая клиноформы

карбонатно-глинистая толща палеозоя, а путями миграции – разрывные нарушения, пронизывающие эту толщу.

Приведенная выше прогнозная палеорекострукция находит подтверждение и в сейсмических данных. Существование клиноформ в этом районе по сейсмическим данным установлено довольно давно. Однако до последнего времени считалось, что позднепермские клиноформы локализуются лишь северо-западнее о.Колгуев, в зоне сочленения Печорской плиты и Южно-Баренцевской впадины. Там они располагаются на глубинах более 5 км. и далеко от основных нефтяных полей, поэтому практического значения пока не имеют. Сейчас, когда у нас была возможность привлечь, с разрешения владельцев сейсмических данных, к интерпретации данные высококачественной сейсмической съемки, выполненной совместным Российско-Норвежским предприятием “Севотим” на шельфе Печорского моря в 1991 г. (проект Carbonate Tie профили СТ-102, СТ-103) и благодаря удачному расположению и ориентировке этих профилей, мы можем более точно определить южную границу авандельтового тела и палеодолину, служившую миграционным путем для массопереноса. Оказалось, что прибрежная граница клиноформ располагается гораздо южнее о.Колгуев вблизи современного берега Печорского моря, а сами клиноформы покрывают зону его ближайшего освоения и находятся на доступных для бурения глубинах (2-3 км), что существенно повышает нефтепоисковое значение этих перспективных объектов.

На региональных сейсмических разрезах, пересекающих Печорский шельф, отчетливо прослеживаются отражающие горизонты (рефлекторы), которые ограничивают в кровле и подошве клиноформные тела или секвенции. В общей сложности здесь выделено и прослежено с разной степенью уверенности 5 рефлекторов (R1-R5) в возрастном диапазоне от ранней перми до подней перми-триаса (рис.94). Строение как самих клиноформ, так и расположение в них возможных ловушек показано на глубинном разрезе по пр. СТ-103 (рис.95(а)). Поскольку точное определение возраста каждого из рефлекторов пока отсутствует, им даны условные индексы (R1-R5). Для лучшего понимания постседиментационных процессов здесь же приводится палеогеологический разрез по профилю (Рис.95(б)), на котором границы секвенций приведены к уровню, по времени соответствующему окончанию формирования всей авандельты (уровень приведения - рефлектор R5), возраст которого P₂-T₁. Видно, что осадочные слои в момент формирования имели наклон в сторону погруженного Баренцевоморского бассейна.

В результате интерпретации разрезов выделено 3 секвенции. Первая из них, наиболее древняя, в подошве ограничена рефлектором R1, который одновременно соответствует кровле карбонатов раннепермского возраста (ОГ I_a). Кровля первой

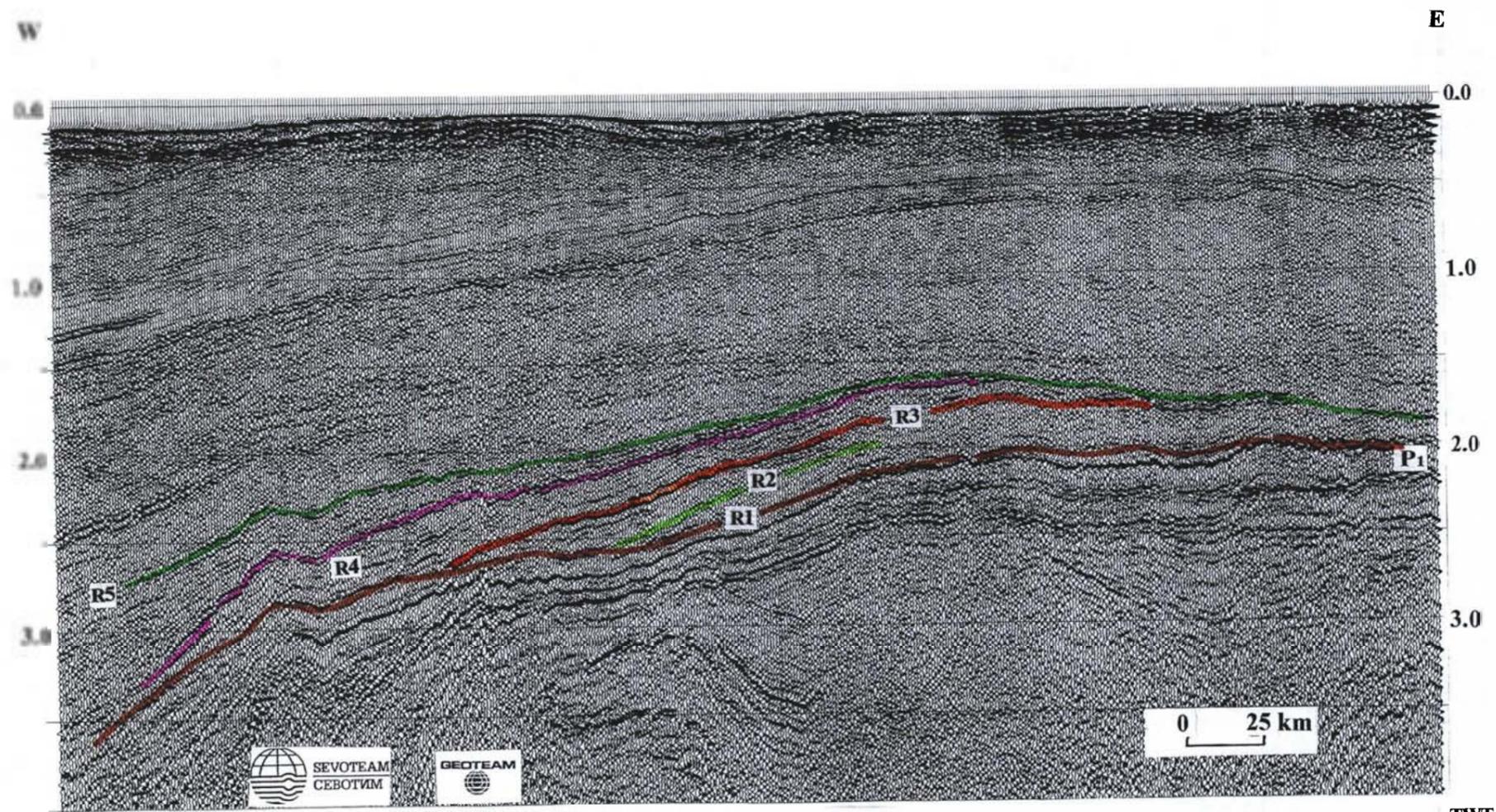


Рис. 94. Фрагмент временного разреза по проф. СТ-103, пересекающему область развития позднепермских клиноформ в прибрежной части Печорского шельфа. Положение разреза показано на рис.97, сейсмогеологический разрез показан на рис.95

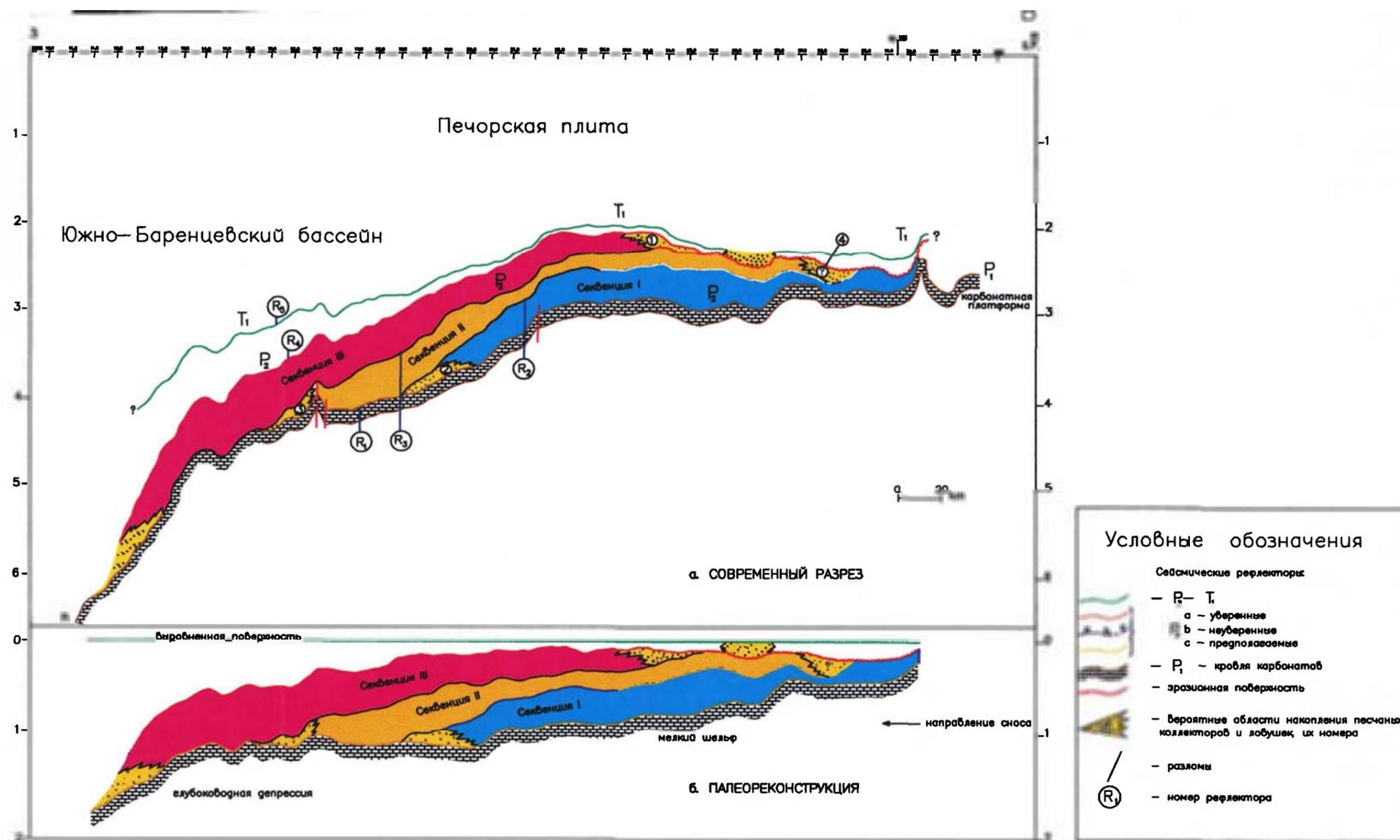


Рис. 95. Глубинный разрез по сейсмическому профилю СТ-103 пересекающему скважины Печорской авандельты. Расположение профиля показано на Рис.97

секвенции - это рефлексор R2; в восточной части профиля его идентификация весьма неопределенная, поэтому все построения и результаты на этом участке имеют неуверенный характер. В первой секвенции мы прогнозируем ловушку в фондоформной части (N2), глубина ее залегания занимает интервал от 3.6 до 4 км. Положение этой ловушки в пространстве показано на рис.96(A), где приводятся изопакеты фрагмента этого клина. Дальнейшее прослеживание ее в пространстве пока невозможно из-за плохого качества рефлексора R2 и недостатка сейсмических данных в этой зоне.

Вторая секвенция размещается между рефлексорами R2 и R3. Рефлексор R3 очень хорошо идентифицируется и образует ловушку в фондоформе N3. Глубина ее залегания - от 3.9 до 4.2 км, а изопакеты и положение фрагмента этой секвенции в пространстве показано на рис.96 (B). По-видимому, область распространения этих двух ловушек охватывает и о.Колгуев. В ундоформе этой же секвенции можно предположить ловушку (N4) на глубинах 2.5 км (рис.96(C)), но ее существование требует подтверждения дополнительными данными. Особый интерес эта ловушка вызывает, помимо малых глубин залегания, еще и тем, что ее северо-восточное продолжение, возможно, покрывает район Долгинских структур, где сейчас проводится бурение скважин и где обнаружены нефтепроявления в обсуждаемом нами интервале разреза.

Третья секвенция заключена между рефлексорами R3 и R4, которые оба надежно идентифицируются на всех профилях, поэтому нам удалось построить карту мощности всей этой секвенции (рис.97). В плане она представляет собой обширное дельтовидное тело площадью около 85 тыс.кв.км, максимальные мощности которого достигают 1000 метров, а область их развития располагается северо-восточнее о.Колгуев. Ловушки выклинивания здесь выделяются достаточно уверенно, но глубины залегания нижнего клина (5.5 км) слишком велики для эксплуатации и в связи с этим наибольший интерес представляет ловушка в верхнем ундоформном клине (N5). Малые глубины залегания, удачное пространственное положение, совпадающее как с известной залежью в песчаниках на Северо-Гуляевской площади, так и с площадями лицензионных блоков и делает ее на наш взгляд первоочередным объектом изучения.

Выполненные построения позволяют прогнозировать систему ловушек не только в авандельтовых отложениях, но и в палеоречной долине, непосредственно примыкающей к авандельте (рис.65).

В обширной палеодолине можно выделить и отдельные относительно узкие речные врезы. Один из таких наиболее заметных врезов уже сейчас можно отнести к потенциальным ловушкам, который может содержать "шнурковую залежь" (рис.97, ловушка N6). Мощность отложений, заполняющих этот канал, может достигать

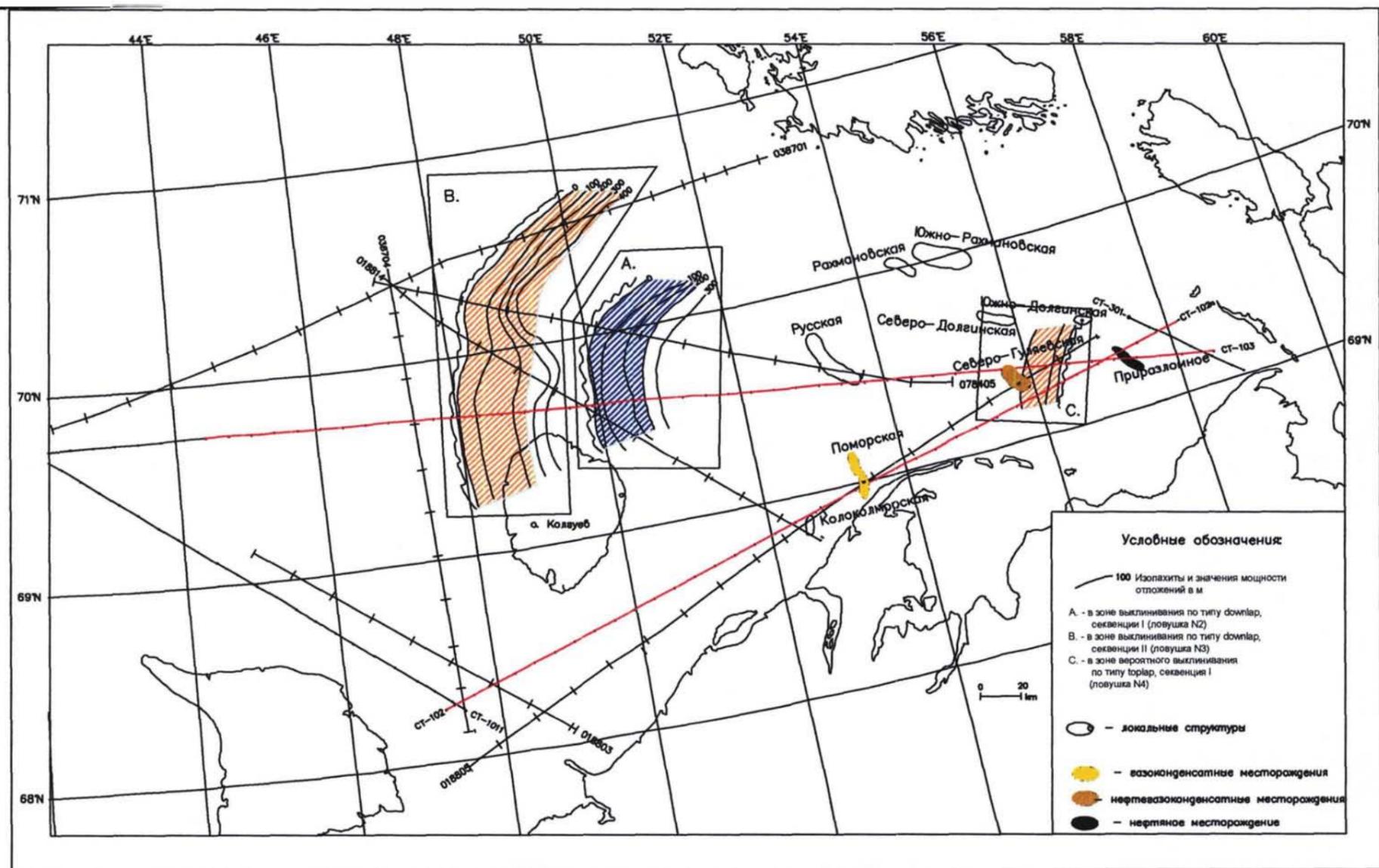
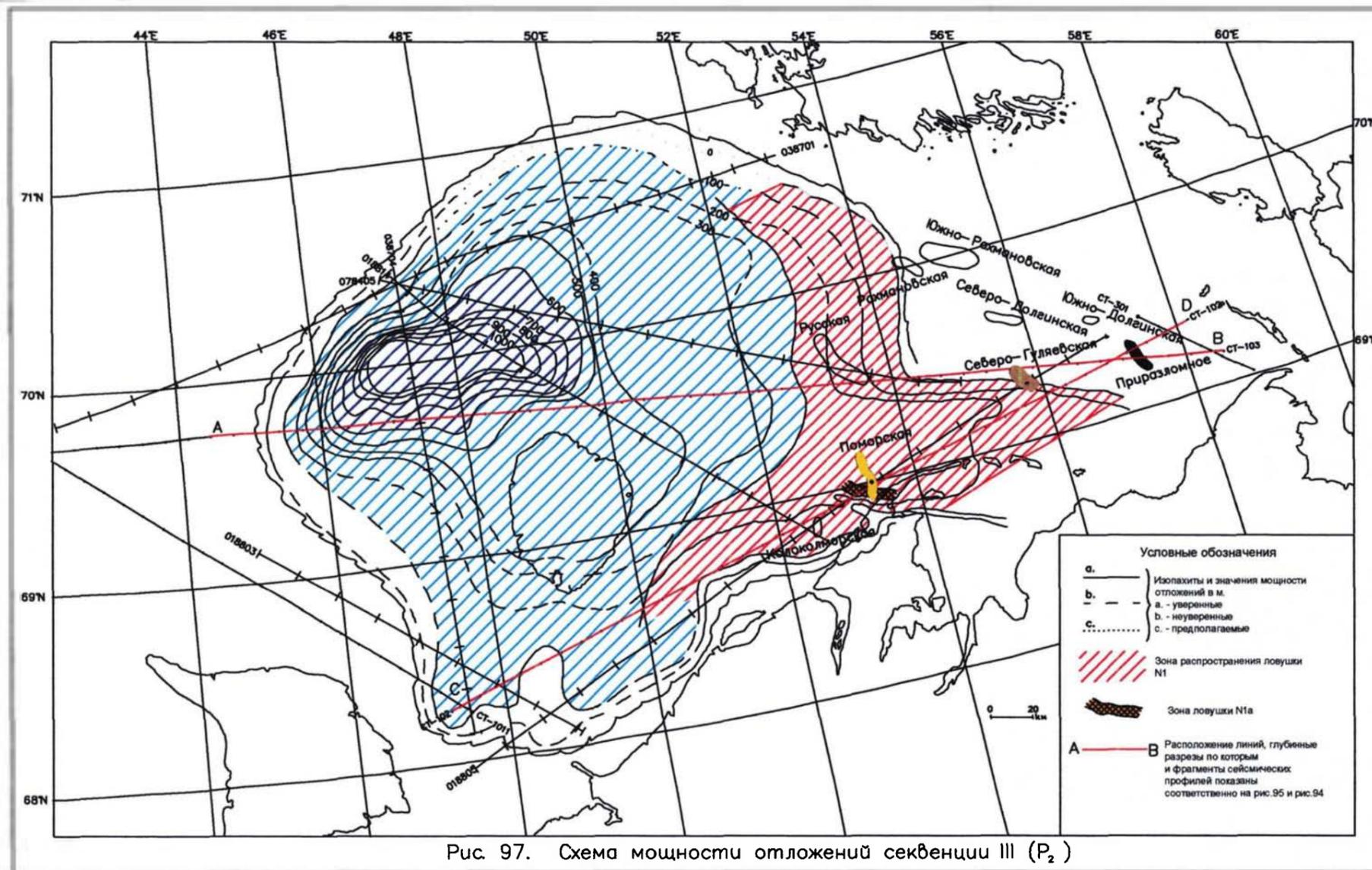


Рис. 96. Схема изопачит и расположения фрагментов ловушек в отложениях секвенций I и II



100 м, а его ширина составляет 10-12 км. Обычно русловые песчаники обладают довольно высокой пористостью (до 30%) и служат прекрасными коллекторами. В нашем случае скв. Поморская, расположенная в 3-4 км от предполагаемого русла, вошла, по-видимому, в прирусловый вал, обычно сложенный глинистыми отложениями и поэтому этот интервал разреза оказался в ней не продуктивным. Палеографические реконструкции раннетриасового времени позволяют предположить, что в начале триаса дельты и русловые обстановки седиментации сохранились, на что указывает дельтовый генезис коллекторов на Песчаноозерском месторождении (М.Н. Григорьев, 1989).

Представленные результаты свидетельствуют о существовании на Печорском шельфе нового для этого региона типа ловушек углеводородов - литолого-стратиграфического. Пространственная приуроченность нового типа ловушек к зоне распространения подготовленных под бурение антиклинальных структур и уже установленных скоплений углеводородов в карбонатных отложениях расширяет спектр перспективных объектов для поисково-разведочных работ и увеличивает нефтегазовый потенциал Печорского шельфа в зоне его ближайшего освоения. Существование значительных по размерам полей потенциальных ловушек в отложениях, встречающихся помимо Печорского шельфа и на склоне ЦБП, к тому же содержащих уже установленные скопления и проявления нефти, позволяет прогнозировать здесь *зону регионального нефтенакпления нижне-верхнепермско-нижнетриасового НКК*, положение которой совпадает с общим контуром дельтовых и русловых фаций, показанных на рис.97.

Однако сведения о геологическом строении этих ловушек еще весьма скудные. Кроме факта их существования, мы можем лишь определить некоторые фрагменты и параметры отдельных клиноформ и речных врезов. Причина этого состоит в том, что существующая сеть сейсмических наблюдений, несмотря на ее высокую плотность, непригодна для изучения литолого-стратиграфических объектов, поскольку ее расположение, ориентировка, длина профилей не соотносятся с местоположением и морфологией изучаемых тел, что требует постановки специальных сейсмических, а возможно и буровых работ. Вариант оптимального расположения сети сейсмических профилей показан в §4 на рис.105.

Залегающие выше триасовые отложения этого пермо-триасового этажа нефтегазоносности практически регионально газоносны. Газообразный тип флюида обусловлен присутствием гумусового, реже смешанного, типа органического вещества. В силу специфики триасового осадконакопления коллекторы в этой толще маломощны (7-10 м) и весьма не выдержаны по латерали, что не позволяет даже при наличии крупных антиклинальных ловушек сформироваться массивным неизолированным залежам газа. Промышленная газоносность установлена в

триасовых отложениях на Мурманской и Сев.Кильдинской структурах. Указанные обстоятельства не дают пока оснований для выделения в этих отложениях обособленной и наиболее перспективной зоны регионального газонакопления. Определенный нефтегазовый интерес представляет область распространения типично морских, глинистых сейсмофаций в среднем триасе на севере БШ, показанная в гл.4 на рис.66. Здесь же на северо-западе шельфа встречены нефтепроявления в отложениях среднего триаса, представленных морской алевроитоглинистой толщей мощностью до 200 м, обогащенной ОВ сапропелевого типа (Т.М.Пчелина, 1997).

Наиболее насыщен нефтепроявлениями триасовый разрез Шпицбергена, где условия формирования этой толщи были наиболее благоприятными для нефтеобразования. На ЗФИ, вслед за сменой в восточном направлении мористости, литологического состава и типа ОВ этих отложений, снижается плотность нефтепроявлений, и признаки УВ нефтяного ряда здесь встречаются реже.

На севере Карского шельфа мощность пермо-триасовых отложений существенно редуцирована, а на юге КШ по нашим оценкам эти отложения практически отсутствуют.

§3. Койлогенный СЛЭТ

Отложения этого СЛЭТ составляют *юрско-меловой этаж нефтегазоносности*. Проявление газоносности, а также перспективность юрских и меловых отложений этого этажа выглядят для БШ и ЮКШ по-разному. Однако в каждом из этих регионов можно выделить как юрский, так и меловой НГК. Рассмотрим их последовательно.

Юрский НГК

Баренцевский шельф.

Промышленная газоносность средне-верхнеюрских отложений установлена на БШ в результате открытия крупнейших скоплений газа и газоконденсата в зоне Штокмановско-Лунинской мегаседловины (ШЛМС). Однако лишь в последнее время сделаны попытки выявить закономерности регионального размещения углеводородного потенциала в этих отложениях (А.В.Борисов и др., 1995; И.С.Грамберг, О.И.Супруненко и др., 2001; Ю.В.Шипелькевич, 2000).

Выполненные в диссертации палеоструктурные и палеофациальные реконструкции дают возможность сделать еще один шаг в решении этой проблемы. Отправным моментом в оценке закономерностей пространственного распределения УВ послужили результаты поисково-разведочного бурения, проведенного на шельфе, которые свидетельствуют о пространственно-генетической приуроченности

крупнейших скоплений газообразных УВ к ШЛМС (Штокмановское, Лудловское, Ледовое). Выявленные к настоящему времени залежи располагаются на южном склоне этой структуры, входящей в БКПП с различной, но в целом небольшой, удаленностью от его присводовой части. В то же время в целом ряде антиклинальных структур (Арктическая, Куренцовская и др.), расположенных на значительном удалении от БКПП, юрские коллекторы обводнены или характеризуются слабыми газопроявлениями. Сравнительный анализ палеореконокструкций как юрского, так и более древних этапов эволюции седиментационных бассейнов, выполненный для различных областей БШ, показывает, что именно область ШЛМС обладает благоприятным сочетанием факторов формирования зоны газонакопления.

Одними из них, обусловившими формирование уникального углеводородного потенциала этой седловины, являются благоприятные генерационные и миграционные условия. В сопредельных с ШЛМС седиментационных бассейнах длительное время сохранялись условия, способствовавшие генерации УВ. Наиболее благоприятными они были в мощных, преимущественно глинистых, толщах триаса, накопившихся в рифтогенных бассейнах, таких как Южно - и Северо-Баренцевские впадины и Нордкапский прогиб, имевших повышенный тепловой режим. Одним из факторов, способствовавших такому прогреву, могли быть многочисленные трапповые интрузии, которыми насыщена здесь толща триасовых отложений.

Триасовые отложения почти повсеместно находятся в зоне мезокатагенеза (градации МК2-МК5). Рассеянное органическое вещество (РОВ) триасовых отложений, вскрытых скважинами в южной части шельфа, представлено гумусовым и смешанным типами, что и обеспечивает их преимущественную газоносность.

Областями основного газосбора в крупных седиментационных бассейнах служили юрские отложения, причем наиболее благоприятные условия для формирования залежей, в том числе и гигантских, по своим запасам возникли также в зоне ШЛМС. Формирование песчаных коллекторов проходило под воздействием процессов активизации тектоники и седиментогенеза.

Как показывает совместный анализ палеорельефа и сейсмофаций, сводовые области палеоподнятий, входящих в БКПП в среднеюрское время и в начале поздней юры, были зонами размыва, а его склоны - областями транспортировки обломочного материала.

Областями разгрузки палеопотоков служили северный и южный морские бассейны, а также, по-видимому, и область относительно опущенной ШЛМС, которую в среднеюрское время занимал пролив между южным и северным бассейнами (рис.98). Продукты выноса, отлагаясь на пологих склонах морских бассейнов, сформировали здесь высокопористые песчаные коллекторы, ряд из

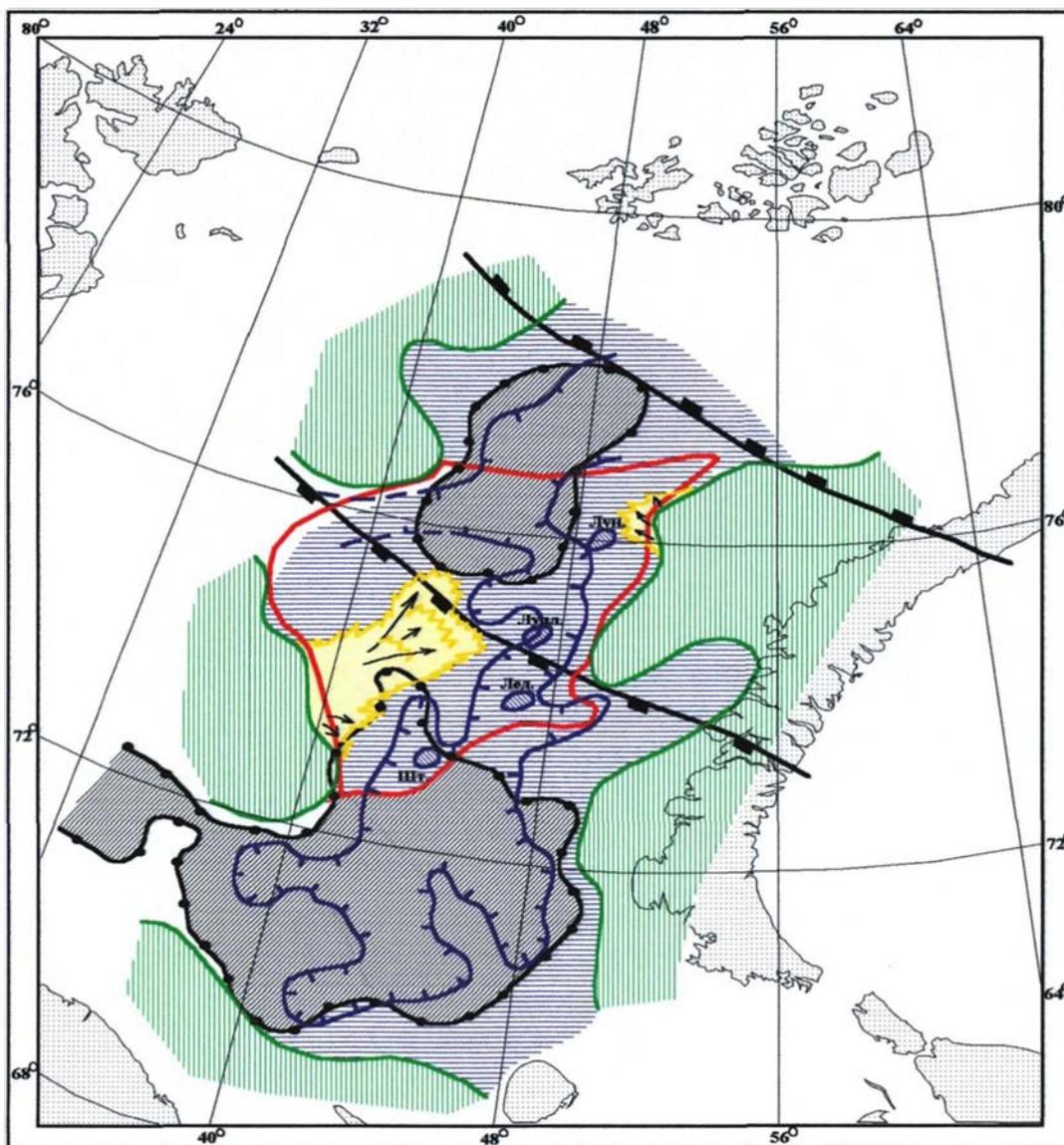


Рис.98. Прогнозная схема распространения зоны регионального газонакопления в средне- верхнеюрских терригенных отложениях.
Условные обозначения:

- Границы:
- наиболее прогнутаой зоны среднеюрского палеорельефа;
 - области распространения наиболее мощной глинистой покрывки верхнеюрского возраста ("черные глины");
 - палеоподнятий (область сноса);
 - Баренцево-Карского пояса поднятий (БКШП).
 - Зона регионального газонакопления.
 - Програда седиментационные тела типа "фанов и направление сноса.
 - Область морского бассейна.
 - Газовые месторождения.

которых вскрыт в скважинах (газоносные пласты Ю₀, Ю₁, Ю₂₋₃). Эта особенность формирования песчаных тел, по-видимому, объясняет их локальный характер распространения и высокие фильтрационно-емкостные свойства. Судя по направлениям потоков выноса, основные из которых имели северо-восточную ориентировку, наиболее насыщенным такими изолированными песчаными коллекторами следует ожидать разрез на северном склоне БКПП. Существующая здесь относительно низкая изученность сейсморазведкой и отсутствие скважин не позволяли более определенно делать вывод о перспективности северного склона. Однако сделанный нами прогноз ставит эту зону в ряд первоочередных для поисково-разведочных работ.

В течение юрского периода, чередуясь с процессом формирования коллекторов, здесь в периоды стабилизации тектоники, в условиях относительного седиментационного покоя, отлагались трансгрессивные глинистые слои, являющиеся для газоносных пластов флюидоупорами. Региональная покрывка сформировалась в конце юрского периода и представлена мощной толщей глины киммеридж-титонского возраста. Она служит региональным флюидоупором для самого продуктивного газоносного пласта Ю₀.

Таким образом, основные факторы, способствовавшие формированию зоны регионального газонакопления, контролировались соседством палеоподнятий, разделяющих их седловины и крупные седиментационные впадины. Контуры этой зоны показаны на рис.98. Определенными перспективами здесь могут обладать отложения, слагающие крупные седиментационные «фаны», структуру которых составляют клиноформы. Такие тела также включены в зону региональной газоносности средне-верхнеюрских отложений (рис.98).

В структуре фундамента Баренцевского шельфа мы видим еще несколько подобного рода седловин, располагающихся в центральной части шельфа (рис.99(а) – 2,3,4,5). Они несколько различаются по размерам и конфигурации, но неизменным объединяющим их признаком является соседство вокруг седловин двух пар разнознаковых тектонических элементов.

Кольская седловина (2) расположена между Кольско-Канинской моноклиной на юге и сводом Федынского на севере. С запада и с востока ее окружают соответственно Нордкапский прогиб и Южно-Баренцевская впадина. Нордкапская седловина (3) находится севернее свода Федынского - между ним и Центрально-Баренцевским поднятием, а образующими ее также являются Нордкапский прогиб и Южно-Баренцевская впадина. Севернее в рельефе фундамента прогнозируются еще две седловины – Малыгинская (4) и Шпицбергенская (5). Однако степень надежности их выделения, удаленность от берега, проявленность в осадочном чехле, в том числе и юрской ее части, а,

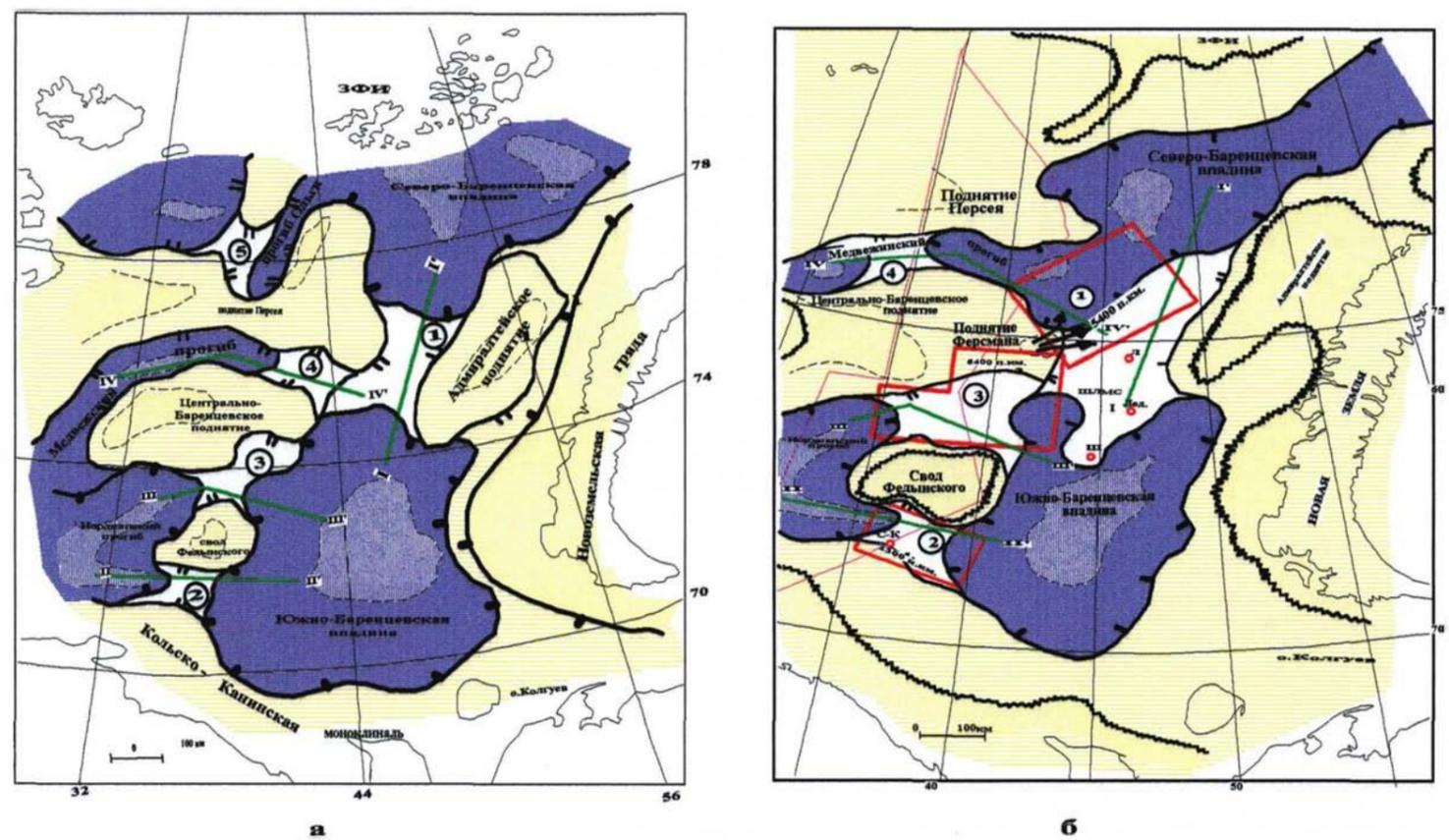


Рис.99. Перспективный тектонотип "структурные мегаседловины":
а) по подошве осадочного чехла;
б) в кровле газоносных юрских отложений

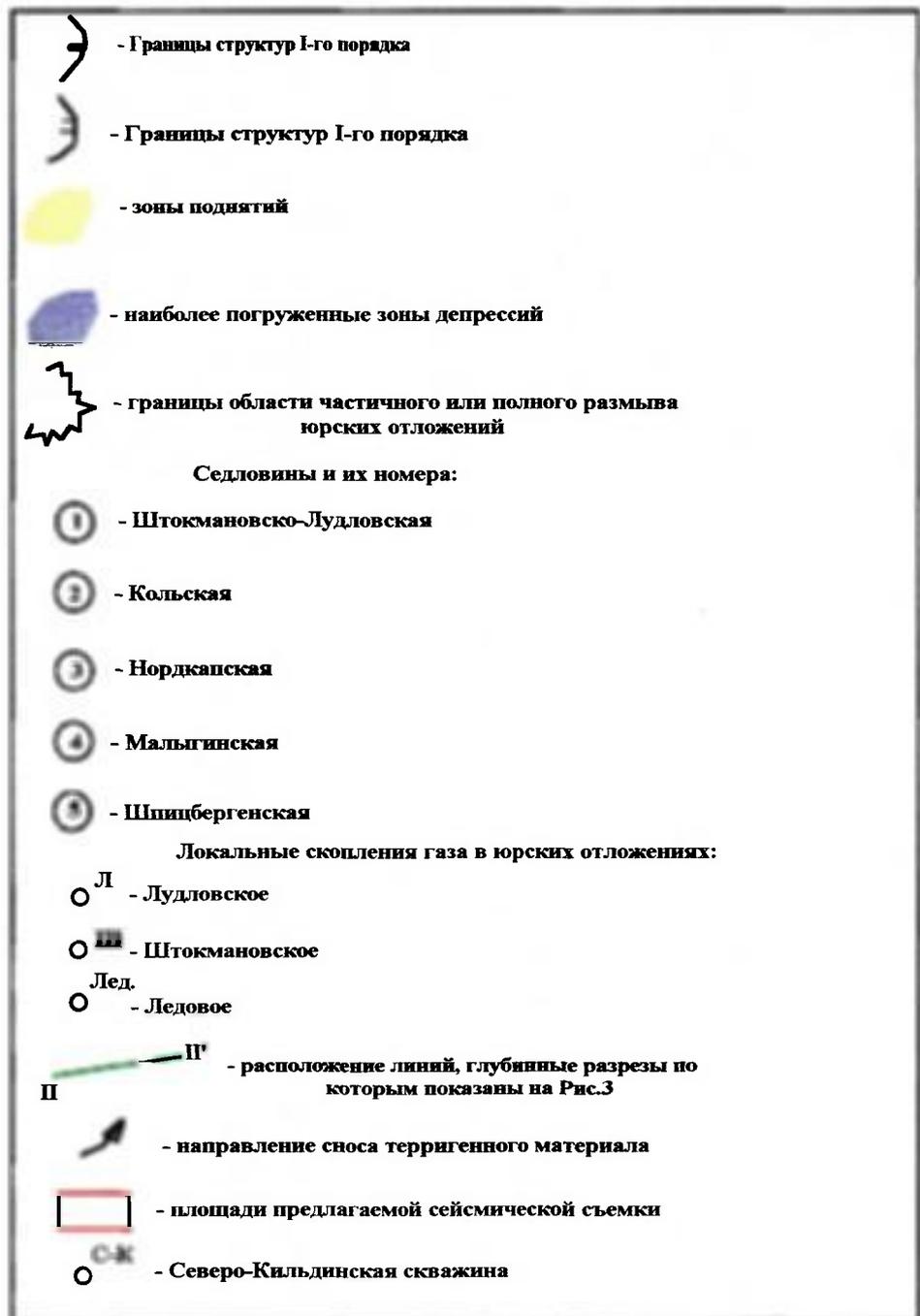


Рис.100. Условные обозначения к рис.99

следовательно, и перспективность, последовательно снижаются в северном направлении.

Сопоставление этой структурно-тектонической ситуации по выявленным низам осадочного чехла со структурными элементами продуктивного юрского осадочного комплекса (Рис.99(б)) показывает устойчивую унаследованность основных структур, в том числе и седловин, в этой части Баренцевского шельфа. Изменения состоят лишь в выполаживании более молодых структурных элементов, а также в некотором, по-видимому, имеющем тенденцию, смещении осей положительных структур, последовательно увеличивающихся вверх по разрезу (рис.101).

Как показывает палеофациальная реконструкция юрского периода (Ю.В.Шипелькевич, 1999 г.), формирование коллекторов и покрышек на седловинах контролировалось соседствующими с ней палеоподнятиями. Богатство недр ШЛМС, этой небольшой структуры, находящейся в центре сочленения унаследованно развивающихся двух крупных положительных и двух отрицательных элементов, а также наличие на БШ целого ряда генетически родственных структур, позволили И.С.Грамбергу выдвинуть идею о наличии здесь высокоперспективного для поисков нефти и газа особого тектонотипа – структурных мегаседловин (И.С.Грамберг, О.И.Супруненко и др., 2000).

Южно-Карский шельф.

Несколько поисково-разведочных скважин, пробуренных на КШ, не вышли из отложений мела и прямых данных о продуктивности юрской НГК здесь нет. Однако, используя наши палеореконструкции в пределах ЮКС, можно выделить в верхнеюрских отложениях область, условия формирования которой и сейсмофациальные характеристики аналогичны установленным на ШЛМС (рис.102). Генетически и пространственно эти зоны входят в уже известный Баренцево-Карский пояс поднятий, контролировавший распределение УВ на БШ. В восточной части этого пояса на Карском шельфе степень сохранности палеоструктур возможно ниже, чем на БШ. В современном рельефе мезозойских отложений прослеживаются отдельные приподнятые области, пространственно совпадающие с Русановским палеовалом. Однако еще восточнее, в пределах п-ова Ямал, БКПП находит более отчетливое подтверждение в серии валов – Северо-Ямальский, Средне-Ямальский. Мы убедились, что на БШ юрские газовые залежи в пределах БКПП формируются вблизи активных источников сноса, окруженных областями с устойчивым морским режимом (рис.102). Аналогичная палеоситуация наблюдается на юге Карского шельфа, где вполне вероятно ожидать формирование в юрский период благоприятных аккумуляционных свойств разреза, и что дает основание выделять

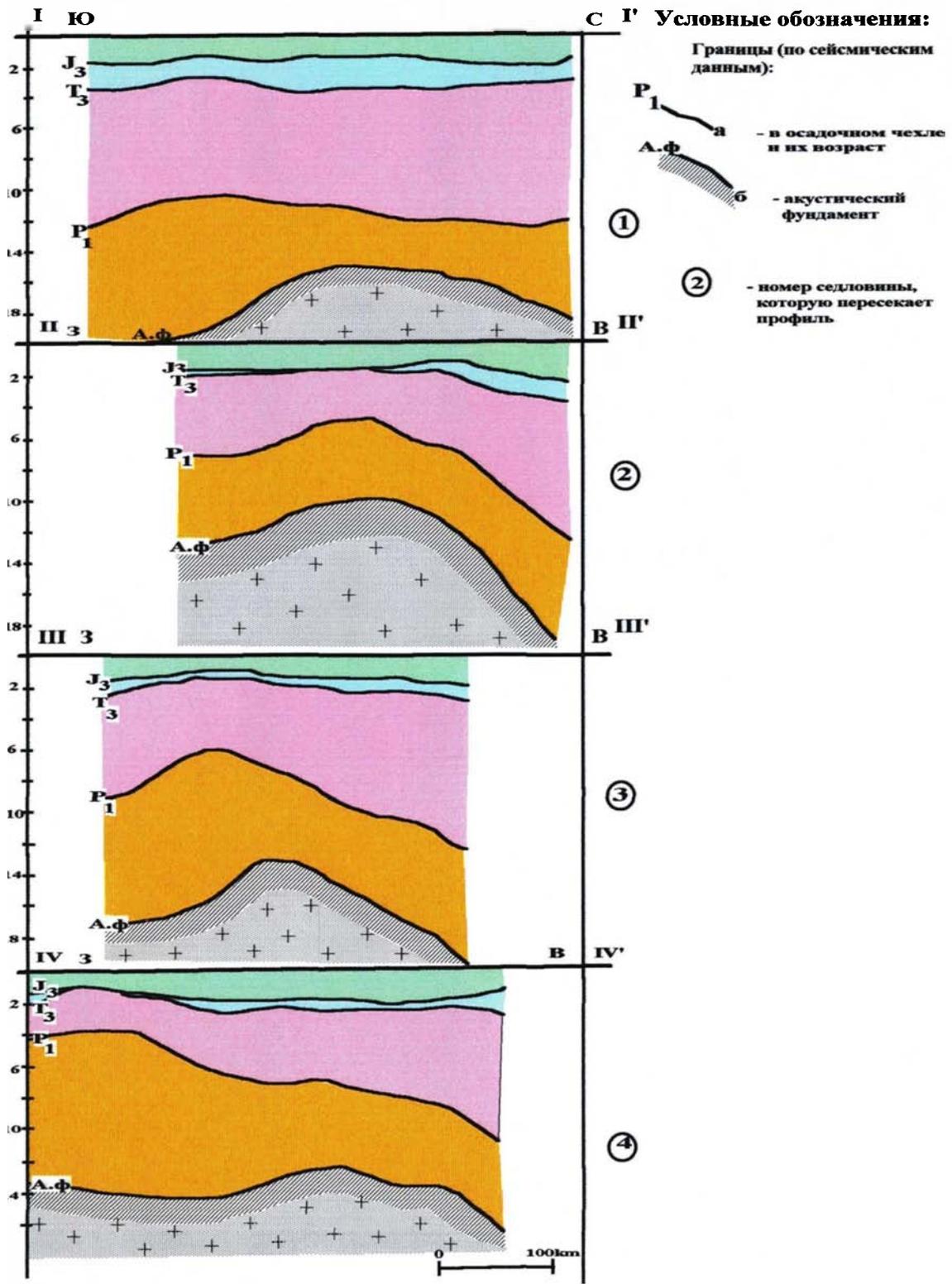


Рис.101. Глубинные разрезы по линиям, пересекающим седловины. Расположение линий показано на рис.99

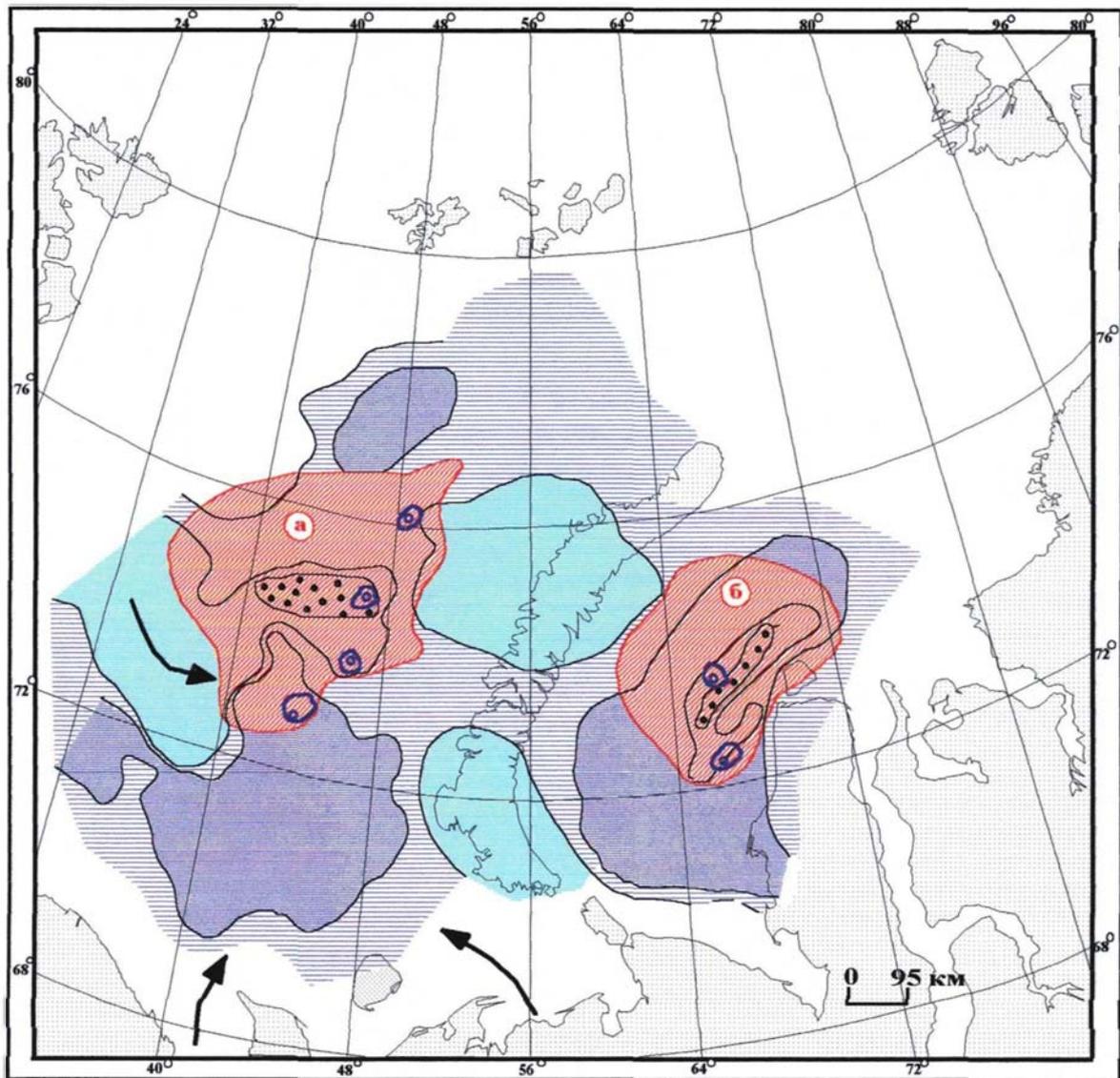


Рис.102. Зоны регионального газонакопления на БКШ:
а) с установленной газоносностью на БШ;
б) с прогнозируемой на КШ (в показанных
структурах газоносны песчаники верхнего мела)

В качестве основы показана схема палеофациальных реконструкций позднелурской эпохи (оксфорд-кimmerидж). Условные обозначения приведены на рис. 70

здесь зоны регионального газонакопления не только в меловых, но и в юрских отложениях.

Помимо присутствия здесь уже известных верхнемеловых газовых залежей, вышеперечисленные обстоятельства повышают перспективы всей мезозойской части разреза на БКПП. В средне-верхнеюрской части разреза здесь следует ожидать существование латерально изолированных песчаных коллекторов с хорошими фильтрационно-емкостными свойствами. Кроме того глубины залегания верхнеюрских глин, обогащенных органическим веществом сапропелевого типа, в депрессиях превышают 4 км, что позволяет рассчитывать, в отличие от Баренцевского шельфа, на образование нефтяной составляющей и наличие здесь скоплений нефти.

Более того, сопоставление условий формирования и пространственного размещения уже известных юрских и меловых газовых залежей на БШ, ЮКШ и п-ове Ямал с нашими прогнозными реконструкциями позволяет считать БКПП ключевой палеоструктурой, контролировавшей распределение углеводородного (пока газового) потенциала на значительных пространствах от ЦБП на БШ до п-ова Ямал (рис.103).

Помимо Баренцевоморской зоны регионального газонакопления, все другие крупнейшие скопления газа в западной Арктике, расположенные на Карском шельфе (Русановское, Ленинградское, Харасавэйское), а также залежи газа на п-ове Ямал (Новопортовское, Ямбургское и др.) контролируются южным бортом БКПП, либо его присводовой частью.

Несмотря на то, что коллекторы в этих ловушках имеют разный возраст, они сформированы под воздействием тех же, что и в юрский период, палеоструктурных и палеофациальных факторов, и поэтому могут быть объединены в единую зону трансрегионального газонакопления - *Баренцево-Ямальский газоносный пояс*. Газовый потенциал этого пояса, по-видимому, очень велик, поскольку кроме его южного склона, продуктивность которого уже установлена, газосодержащими могут быть отложения северного склона и сводовой части.

Другая зона регионального нефтегазонакопления в юрских отложениях прогнозируется в области уже обсуждавшейся «штамповой» структуры – Южно-Карского вала.

Меловой НГК

Баренцевский шельф

Нижнемеловые отложения сегодня считаются на БШ малоперспективными. Это объясняется, в основном, отсутствием в них по данным бурения коллекторских пород и значительной редуцированностью отложений на поднятиях и периферии

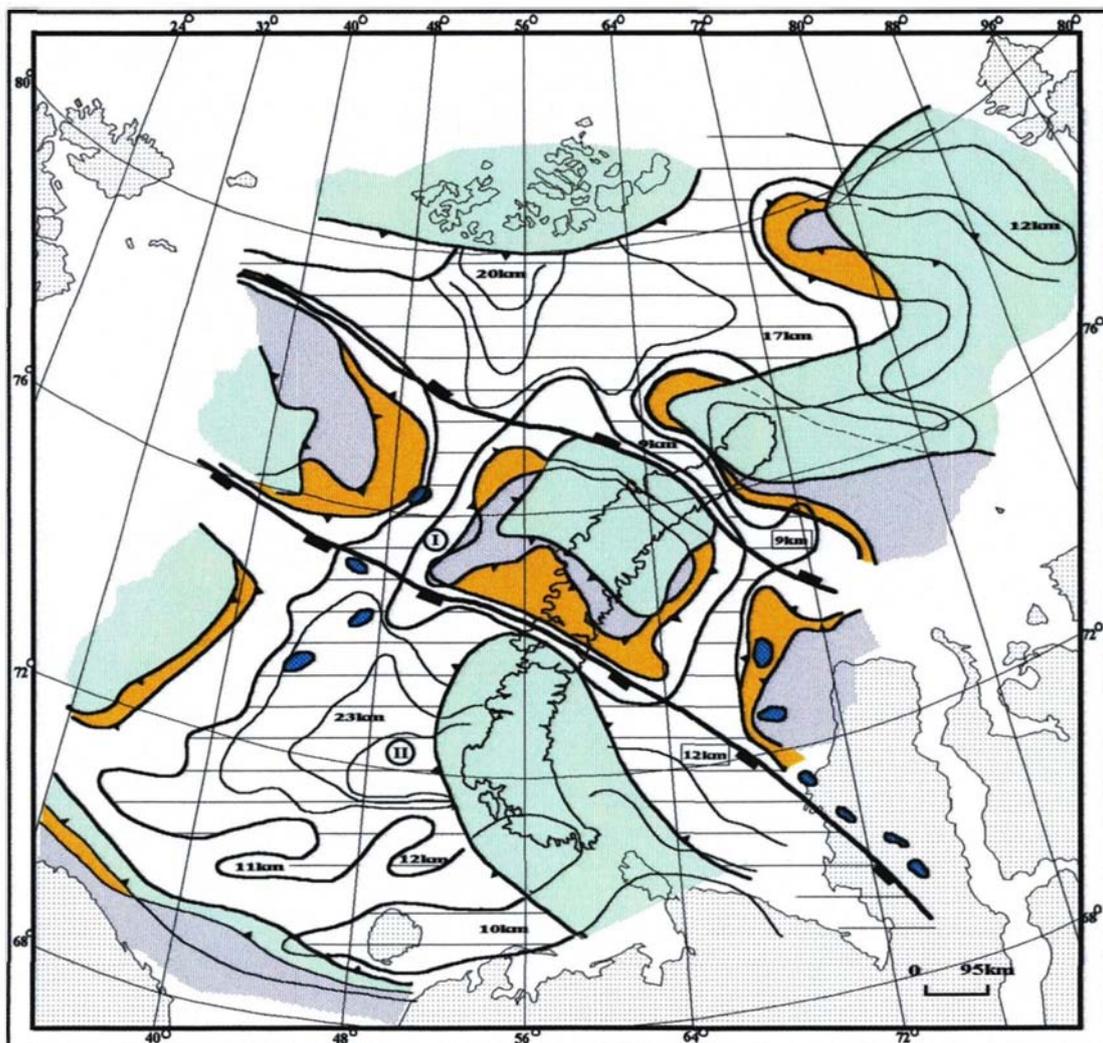


Рис.103. Модель Баренцево-Ямального трансрегионального газоносного пояса (в качестве основы использовано положение разновозрастных палеоподнятий, объединенных в Баренцево-Карский пояс поднятий (БКПП))

Условные обозначения:

-  - Разновозрастные поднятия.
-  - Границы разновозрастных поднятий.
-  - Границы БКПП.
-  - Границы БКПП.
-  - Изопахиты отложений в седиментационных бассейнах и общая мощность осадочного чехла.
-  - Залежи газа и газоконденсата в средне- верхнеюрских и меловых отложениях.

бассейнов. На основании этих данных сделан вывод о сугубой глинистости этих отложений.

Выполненные нами палеофациальные реконструкции позволяют иначе, более оптимистически, оценить перспективы этих отложений (рис.76, 77, 78 – гл.4).

Действительно, в разрезах морских скважин отложения, соответствующие клиноформным телам всех типов, представлены преимущественно глинистыми отложениями. Это обстоятельство объясняется тем, что почти все скважины расположены в центральных, либо в дистальных, частях морских палеобассейнов, куда песчаный материал почти не проникал. Основные песчаные, потенциально коллекторские, отложения нижнего мела можно прогнозировать на восточной периферии бассейна (клиноформы I типа), где, судя по нашим палеорекострукциям, располагался источник сноса и основные пути массопереноса, и в отдельных подводных каналах конуса выноса (клиноформы II типа). Однако и в более мористых частях клиноформ следует искать присутствие локальных песчаных тел, поиск которых представляет собой специальную задачу для сейсморазведки.

Таким образом, в нижнемеловых отложениях мы выделяем два типа зон перспективных для нефтегазонакопления, которые могут содержать ловушки углеводородов.

Прогнозные зоны газонакопления в нижнемеловых отложениях

Первый тип (рис.104(1)) – это обширная зона выклинивания отложений, слагающих клинопокровы. Подошвой этого клина являются верхнеюрские глины, а кровлей – мощные глины валанжинского возраста (рефлекторы R7 и R8, рис.76). Региональная ловушка в этом клине возникает на западном и северо-западном борту впадины, где «голова» клина замыкается по восстанию слоев. В классификации А.А.Бакирова такие ловушки отнесены к литологическому типу и, как показывает мировая практика, могут содержать крупные скопления УВ. Поэтому проблема поиска и скоплений нефти и газа в этой зоне связана с обнаружением локальных песчаных тел, которые могли бы служить в ловушках коллекторами.

Реально такими образованиями могут быть проникающие по подводным каналам в морской бассейн порции песчаного материала типа *suprafan*. Их обнаружение в глинистой толще – довольно сложная задача. Основой для поиска сейсмическими методами (размещение сети профилей, выбор методики наблюдений) могут служить контуры перспективных зон, показанные на наших моделях.

Второй тип (рис.104-(2)) – это зоны, перспективные для нефтегазонакопления в отложениях тоже валанжин-готеривского возраста, но по условиям своей седиментации благоприятные для формирования разреза, содержащего потенциальные коллекторские отложения. Одни из них – это приближенные к

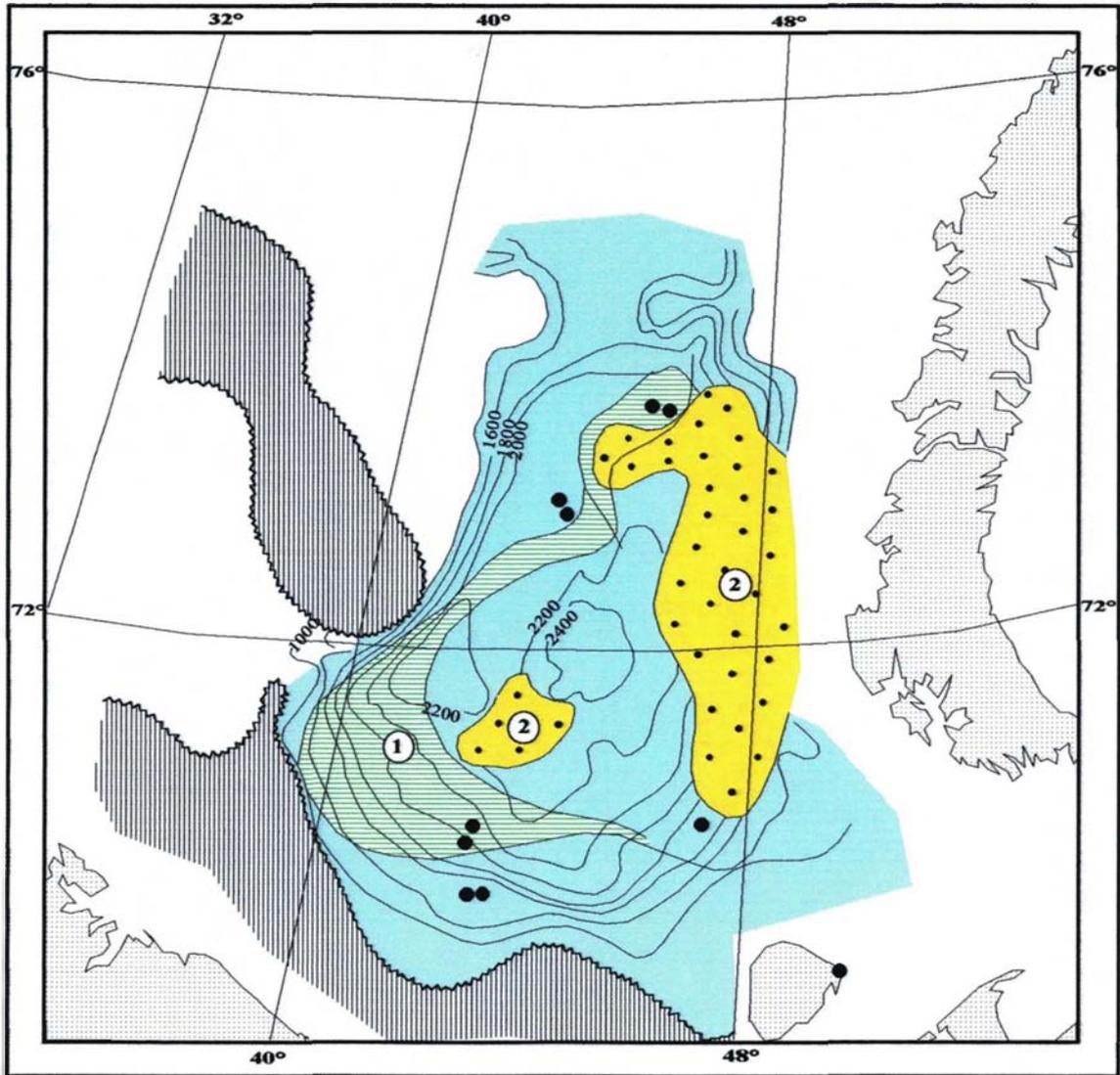


Рис.104. Прогнозные зоны газонакопления в нижнемеловых отложениях
Условные обозначения:

- Прогнозные зоны газонакопления:**
-  - накопления отложений по возмущению (I тип)
 -  - накопления локальных песчаных тел (II тип)
 -  - скважины, вскрывшие глинистые отложения нижнего мела
 -  - изогипсы кровли юрских отложений
 -  - граница эрозивного среза верхнеюрских отложений

областям сноса тыловые части клинопокровов, а другие - проникающие в морской бассейн клиноформные тела. Эти зоны также принадлежат к литологическому типу ловушек. Отличие их от зон первого типа состоит в том, что в данном случае почти не известна геометрия и морфология ловушек, но вероятность обнаружения в них песчаных тел более высока. Первые из них возникали в период первоначального заполнения морского бассейна клинопокровными телами. Близко расположенные источники сноса поставляли грубозернистый материал, который, встретив сопротивление вод морского бассейна, оседал в его прибрежной части. Механизм формирования таких толщ характерен для подводных частей дельт (O.R.Berg, 1982).

Другие песчаные образования, меньшие по объему, но влекомые более интенсивными потоками, формировались в клиноформных телах, которые завершали заполнение раннемелового морского бассейна и находились на ощутимом удалении от орогена. Обычно песчаники сосредоточены в ундоформной части клиноформ, хотя часть из них скапливается у подножья палеосклона, в фондоформах (Сейсмический анализ..., 1987). Поиск таких ловушек требует проведения специальных сейсмических работ. Специфика сейсмических наблюдений заключается в том, что профили должны быть ориентированы в крест простирания клиноформ. Только в этом случае их сейсмическое изображение будет максимально приближено к реальной морфологии этих тел. Во-вторых, методика наблюдений должна обеспечивать высокоразрешающую запись, необходимую для изучения внутренней структуры клиноформ. При этом для решения главной задачи – выделения и картирования локальных песчаных тел – обычно требуется детальное изучение амплитудно-частотных характеристик записи и поиск параметрических аномалий.

Зоны регионального нефтегазонакопления на Карском шельфе

Пространственное положение зон регионального газо - , а возможно, и нефтенакопления меловых отложений показано на рис.89 (Южно-Карский горст) и рис.102 (б).

§4. Рекомендации по первоочередным направлениям поисково-разведочных работ на нефть и газ на БКШ

Выбор поисково-методической концепции освоения БКШ

Палеорекострукции осадочного чехла БКШ, оценка его перспектив нефтегазонакопления свидетельствуют о повсеместном развитии в разрезе чехла и по площади широкого спектра потенциальных и уже выявленных типов ловушек УВ. Сложившаяся сложная ситуация, при которой наметился спад прироста запасов углеводородов, заставляет, помимо прочих мер, более пристально обратить

внимание на все многообразие ловушек неантиклинального типа на шельфе, содержащую, по нашему мнению, значительную долю нефтегазового потенциала региона. Одним из направлений дальнейших работ может быть создание основ для формирования новой поисково-методической концепции на БКШ, основу которой сейчас составляют поиск крупных антиклиналей. Это не означает отказ от традиционной ПМК, с которой, как правило, начинается освоение крупного и незнакомого региона, так как это имело место в Западно-Сибирском регионе и Тимано-Печорской провинции.

Практика в этих регионах показывает, что наибольший успех достигается при комплексном подходе к поиску скоплений УВ, при котором рассматриваются все вероятные модели распределения и концентрации скоплений УВ. В качестве вариантов такого подхода нами сформулированы рекомендации для изучения наиболее перспективных зон и объектов.

1. Предложения по дальнейшему изучению литолого-стратиграфических ловушек на Печорском шельфе

Предлагается проведение на шельфе Печорского моря специального комплекса полевых сейсмических наблюдений и тематических исследований, включающих компьютерное моделирование седиментационных бассейнов, для изучения нового типа ловушек в нижне-верхнепермско-нижнетриасовой НГК и выявления в них скоплений углеводородов.

Отметим, что ловушки выклинивания и “шнурковые” ловушки специально на Печорском шельфе сейсморазведкой не изучались. Практика их исследований, известная в других нефтегазоносных районах, свидетельствует о том, что этот процесс является весьма сложным и длительным по времени, состоящим из нескольких этапов. Основным сдерживающим фактором для быстрого включения их в фонд подготовленных для бурения объектов является отсутствие или слабая разработка рациональной методики поиска неантиклинальных ловушек, адаптированной к конкретным геологическим условиям.

Это обстоятельство делает необходимым создание и совершенствование в процессе исследований таких специальных методических приемов применительно к данному типу ловушек на Печорском шельфе.

В качестве первой задачи исследований мы предлагаем выяснение морфологии и строения как в целом авандельты, так и ее отдельных элементов - клиноформ, русловых долин, врезов и каналов. С этой целью на первом этапе должна быть проведена специальная региональная сейсмическая съемка.

Сеть наблюдений

На первом этапе мы предлагаем стандартную при региональных исследованиях сеть 20x40 км (Рис.105). Основные (длинные) профили должны быть

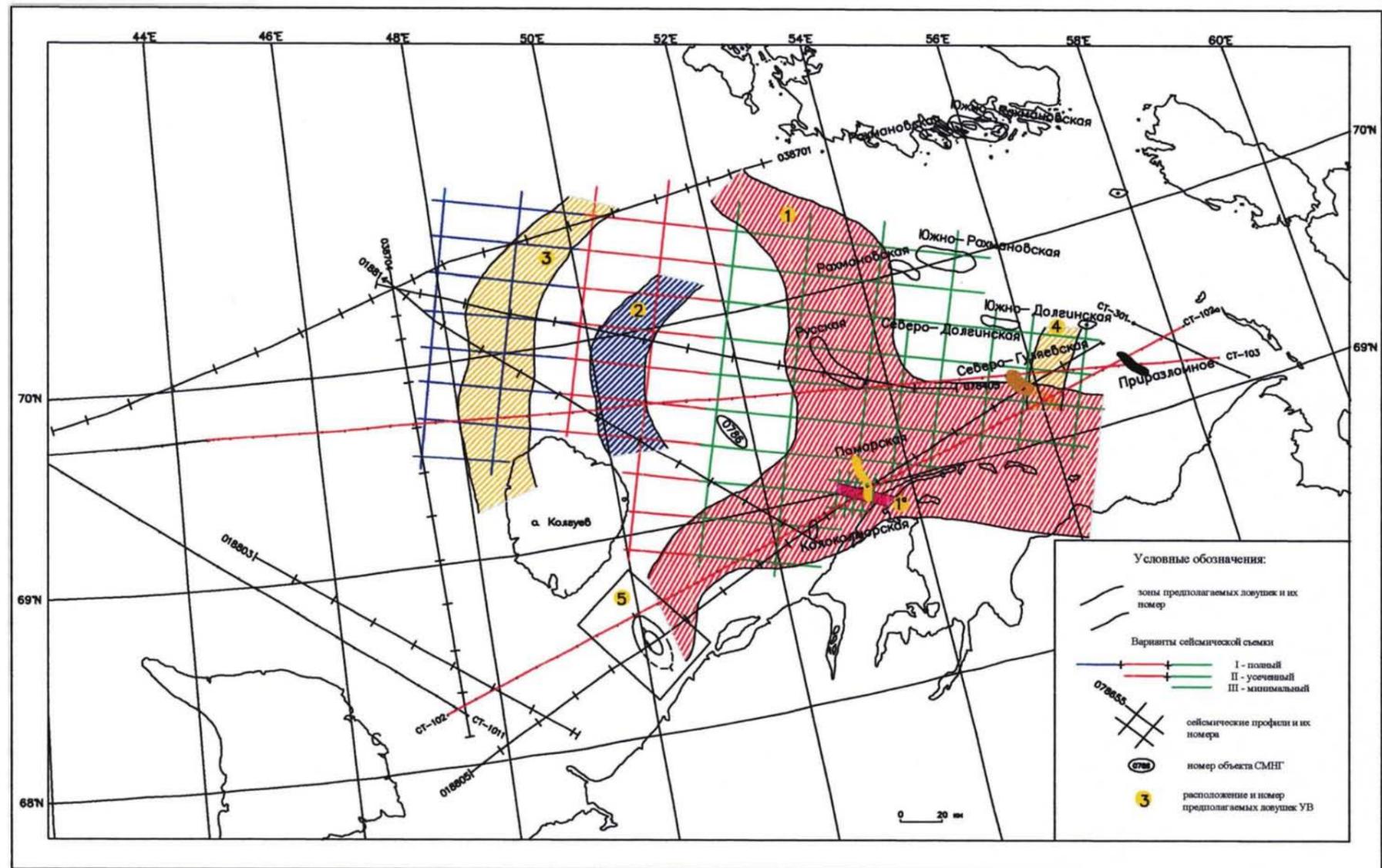


Рис.105. Схема расположения проектных сейсмических профилей для изучения ловушек УВ в дельтовых и русловых отложениях ниже-верхнепермско-нижнетриасовом НГК

ориентированы строго по падению клиноформ, что обеспечит оптимальное их изображение в волновом сейсмическом поле.

Длина этих профилей должна полностью перекрывать в лучшем случае все тело авандельты, а как вариант последовательно каждую отдельную клиноформу.

В первом наиболее полном варианте объем погонных километров ориентировочно составит 4700 пог.км, а в случае последовательного изучения каждой клиноформы он может быть разбит на следующие объемы: I этап - 2780 пог.км, II этап - 1000 пог.км, III этап - 920 пог.км.

Секущие, или связующие, профили этой сети позволят закартировать русловую долину, а при некотором сгущении этих профилей и отдельные врезы.

Методика наблюдений и обработки (общие соображения)

Структуры выклинивания, такие как клиноформы или песчаные тела в палеорусле, могут быть идентифицированы и изучены при условии выделения в волновом поле их тонкослоистой структуры, что требует таких систем наблюдений, которые обеспечивают длину волны, более короткую, чем при стандартной сейсморазведке. Поэтому при полевых наблюдениях необходимо предусмотреть ряд технико-методических приемов, способствующих повышению разрешенности наблюдений, возможно, за счет снижения глубинности исследования. Так, на этапе возбуждения сигнала необходимо обеспечить максимально высокочастотный импульс, а при регистрации шаг дискретизации должен быть не более 1 мс.

Особенности изучения клиноформ должны быть учтены и на этапе обработки данных, в них должна быть заложена возможность анализа параметрических аномалий сейсмозаписи (амплитуда, частота, поглощение, скорость).

Предполагается, что результаты первого этапа дадут возможность детализировать геологическое строение верхнепермского интервала разреза и правильно ориентировать работы следующего, второго этапа на поиск и картирование ловушек углеводородов нового типа на Печорском море с применением сейсмической съемки в модификации 3D.

2.Предложение по дальнейшему изучению седловин сейсморазведкой МОВ ОГТ

В качестве объектов опосредования с целью обнаружения в их пределах локальных ловушек УВ на БШ как антиклинального, так и иного типа, предлагаются три седловины. Контуры участков, наиболее перспективных для проведения поисково-детальных работ, показаны красным цветом на рис.99 (б).

Первый объект – северный склон ШЛМС (рис.99 (б) - 1), высокие перспективы которого уже подтверждены присутствием в ее пределах трех крупнейших скоплений газа – Штокмановского, Ледового и Лудловского. Однако северный борт этой седловины еще не изучен систематической поисковой сетью.

Здесь сейсмическая съемка выполнена лишь в пределах нескольких отдельных объектов, где она имела поисково-детальный характер. Кроме того, этот участок пересекает единичные региональные профили. Между тем, как показали наши предварительные палеорекострукции, этот участок имеет все признаки высокоперспективной области и может быть альтернативой в обнаружении крупных ловушек для южной и центральной частей, которые значительно лучше изучены сейсморазведкой и бурением.

Здесь предлагается постановка сейсмических работ МОВ ОГТ по поисковой сети 10x20 км (возможно с последующим сгущением сети) в объеме 5400 пог.км. Ориентировка секущих профилей – северо-северо-западная. Мощность юрских отложений здесь составляет 1900-800 м, а глубина залегания кровли варьирует от 1500 до 1900 м.

Второй объект – Кольская седловина (рис.99 (б) – 2). Здесь в свое время была выполнена достаточно плотная сеть сейсмических наблюдений, главным образом для детализации Северо-Кильдинской структуры. Юрские отложения в этой структуре непродуктивны, отчасти возможно из-за размыва верхнеюрских глин в ее своде. Однако подтвержденная в скважинах газоносность триасовых отложений является обнадеживающим фактором в этом районе исследований. Предлагается провести работы МОВ ОГТ по сети 10x20 км с целью обнаружения локальных ловушек УВ общим объемом 2300 пог.км, ориентировка секущих профилей –северо-западная. Мощность юрских отложений составляет от 1200 м до 200-400 м, а глубина их кровли варьирует от 2200 до 600 м.

Третий объект – Нордкапская седловина (рис.99 (б) – 3), является районом, наименее изученным сейсморазведкой. Однако эта седловина обладает всеми перечисленными ранее геологическими признаками, свидетельствующими о ее высокой перспективности. Предлагается сеть поисковых профилей МОВ ОГТ 10x20 км в объеме 5400 пог.км. Ориентировка секущих профилей – субширотная. Глубина залегания кровли юрских отложений меняется в пределах участка от 1800 м до 900 м, а мощности этих отложений составляют от 2000 м до 850 м.

Методика предлагаемых сейсмических наблюдений на всех трех участках соответствует стандартной при поисковых работах. Глубины залегания фундамента в районах работ могут достигать 16-17 км, что потребует увеличения регистрации сейсмозаписи до 8-10 с.

Общие соображения по изучению других районов шельфа

3. Предлагается проведение сейсмических работ на Кольской моноклинали, областями которых должны быть как зоны выклинивания палеозойских комплексов, рифовые постройки, присутствие которых уже зафиксировано на

высококачественных сейсмических разрезах, а также неглубоко залегающие терригенные отложения, заполняющие древние грабенообразные структуры.

Масштаб этих объектов, степень их выраженности на геологических и сейсмических разрезах весьма разная, что требует детального осмысления при планировании работ. На начальном этапе необходимо проведение тематических работ с переобработкой имеющихся сейсмических данных прошлых лет и выбор методики будущих исследований.

4. В Карском море наиболее перспективным представляется изучение «штамповых» структур, созданных Южно-Карским горстом (рис.89), где прогнозируются ловушки различного типа. Началом таких исследований должно быть проведение опытно-методических работ для определения методики съемки, ее сети и параметров наблюдений.

Заключение

Рассмотренная проблема повышения геологической результативности интерпретации региональных данных сейсморазведки МОВ ОГТ и более углубленный анализ на этой основе строения эволюции и нефтегазоносности шельфовых седиментационных бассейнов Арктической континентальной окраины находится на стыке двух научных направлений.

Одно из них – геофизическое состоит в достижении наибольшей отдачи от интерпретации сейсмических данных, часто разрозненных по акватории и не увязанных с данными прямых геологических наблюдений. Специфика такой интерпретации требует использования приемов сеймостратиграфического анализа, основанных на принципе самостоятельности сейсмического канала информации. Используя эти принципы, мы попытались раскрыть некоторые еще далеко не все используемые на практике возможности этого метода.

Другое направление – структурно-седиментологическое призвано раскрыть закономерности и особенности не только современного строения осадочного чехла, но и его древних структурных планов и палеообстановок седиментации, эволюции их во времени и в пространстве с целью раскрытия закономерностей распределения углеводородного потенциала в седиментационных бассейнах.

В качестве базового полигона для этих целей выбраны нефтегазоносные бассейны Баренцево-Карского шельфа.

В результате диссертационных исследований разработаны и опробованы методические приемы интерпретации сейсмических данных, адаптированные к условиям дефицита геолого-геофизической информации на Арктическом шельфе.

Один из них основан на идентификации и прослеживании разномасштабных геологических процессов, имеющих хроностратиграфическое значение и проявляющихся на сейсмических разрезах в виде устойчивых и хорошо опознаваемых характерных структурных стилях. Этот методический прием предназначен для регионального расчленения осадочного разреза на крупные седиментационные комплексы, датировки их на разобщенных пространствах шельфа и в глубоких депрессионных зонах.

Другой методический прием основан на трехкомпонентном сеймостратиграфическом анализе, где ведущую роль играет изучение латерального изменения амплитуд ОГ, которое несет в себе информацию об условиях седиментации в конкретном осадочном бассейне.

Выполненные структурные построения, палеоструктурные и палеофациальные реконструкции седиментационных бассейнов, которые с учетом охвата ими практически всего осадочного разреза на значительных пространствах

шельфа, являются первыми исследованиями такого направления на Баренцево-Карском шельфе. В осадочном чехле выделены структурно-литологические этажи, а в их пределах крупные палеоструктурные элементы, определено время их заложения, характер развития и степень унаследованности. Результаты этих реконструкций дают основание для пересмотра существующей модели строения и эволюции осадочного чехла.

Представленная в диссертации новая модель истории геологического развития основана на поэтапной реконструкции крупных периодов в формировании седиментационных бассейнов, среди которых рубежным событием явилось зарождение и формирование АГ.

Обосновывается различие в геодинамике развития северных, приокеанических, областей шельфа и южных – эпиконтинентальных. Это различие проявлено в большей активности тектонических движений и частой сменяемости структурных планов и обстановок осадконакопления для северных районов шельфа, обусловленное океанообразующими процессами. Выделенный окраинно-материковый структурно-тектонический порог разделяет южную и северную зоны шельфа.

Обоснована ключевая роль палеоструктурных и палеофациальных факторов при формировании и распределении углеводородного потенциала на Баренцево-Карском шельфе.

Подтверждено наличие известных и выделены новые нефтегазоносные комплексы, а в их пределах прогнозные зоны регионального нефте- и газонакопления, а в ряде случаев и отдельные потенциальные ловушки УВ.

Обосновывается предположение о существовании на БШ особо перспективного для скопления УВ тектонотипа структур – мегаседловин, одна из которых – ШЛМС обладает уникальными залежами газа. Сделано предположение о существовании Баренцево-Ямальского трансрегионального газоносного пояса, объединяющего юрско-меловые залежи газа Баренцево-Карского шельфа и северных областей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Обоснованы первоочередные направления поисково-разведочных работ (сейсмической съемки), учитывающие близость перспективных районов к уже освоенным районам и к наземным инфраструктурам, доступность их для изучения, в том числе и бурением, масштабность возможных залежей УВ. Для некоторых из выделенных объектов сформированы конкретные задачи возможных исследований с указанием расположения, параметров сети и сейсмических наблюдений.

Обосновывается необходимость совершенствования поисково-методической

концепции в регионе, которая, помимо поиска антиклинальных залежей УВ, была бы ориентирована на другие прогнозируемые здесь типы ловушек.

Литература

1. *Авербух А.Г.* Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. // М., Недра, 1982, 232 с.
2. *Алехин С.В.* Строение мезозойских отложений Баренцева моря по сейсмическим данным. с.110-115 // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Безматерных Е.Ф., Сенин Б.В., Шипилов Э.В. и др. - Мурманск: 1993 .
3. *Алехин С.В., Батулин Д.Г., Верба М.Л., Григорьев М.Н., Дараган-Сущева Л.А. Шипелькевич Ю.В.* Сейсмостратиграфическая модель осадочного разреза Баренцевоморского шельфа. В кн.: Осадочные бассейны и нефтегазоносность. (Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс., XXVIII сессия)// М., Наука 1989 с 99-108.
4. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
5. *Астафьев О.В.* Геологические предпосылки выявления залежей углеводородов в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях приноземельского шельфа. В кн. Нефтеносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах)// СПб, изд. ВНИИОкеангеология, 1993, с.37-43.
6. *Баренцевская шельфовая плита.* // Под ред.акад. И.С.Грамберга. Л., 1985. 263 с.
7. *Бакиров А.А.* Общие закономерности формирования концентраций нефтегазонакопления и поисковые их критерии. – В кн.: Критерии поисков зон нефтегазонакопления.М., Наука, 1979, с.5-28.
8. *Безматерных Е.Ф., Киреев Г.И., Шипелькевич Ю.В.* К природе аномальных отражающих горизонтов в триасовой толще Южно-Баренцевской впадины с позиции сейсмостратиграфии // Тезисы первой всесоюзной школы "Стратиграфия и литология мезозойского-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана". М., 1984, с.10-11.
9. *Безматерных Е.Ф., Шипелькевич Ю.В., Алехин С.В.* Юрские комплексы севера Печорской впадины по данным сейсморазведки МОГТ. // Бюлл. МОИП, отдел геолог. Том 61, вып.5, 1986, с. 90-93.
10. *Безматерных Е.Ф., Шипелькевич Ю.В., Чухонцев В.И.* Опыт распознавания условий осадконакопления по сейсмическим данным (на примере юрской толщи Баренцева моря) // ЭИ ВИЭМС, вып.7, серия "Морская геология и геофизика", 1986, с.1-5.
11. *Безматерных Е.Ф., Киреев Г.И., Токарев А.А., Шипелькевич Ю.В.* Повышение эффективности морских нефтегазопроисковых работ на основе использования комплексной геологической интерпретации сейсмических данных. // Москва, 1987, НТО НГП, 42 с.
12. *Боголепов А.К.* Строение домезозойского осадочного комплекса Карского моря по геофизическим данным. // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). /Е.Ф.Безматерных, Б.В.Сенин, Э.В.Шипилов и др. - Мурманск, 1993.
13. *Борисов А.В., Таныгин И.А., Винниковский В.С., Борисова И.А.* Штокмановско-Лунинский структурный порого Баренцево-морского шельфа – новый крупный нефтегазоносный район России.// Геология нефти и газа. 1995, №7, с.10-15.

14. *Верба М.Л.* Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа. в кн. Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. // Л. 1985, с.9-28.
15. *Винниковский В.С., Таныгин И.А., Матигоров А.А.* Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности юрских продуктивных комплексов северной части Южно-Баренцевской впадины. // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на островах). С-Пб, 1993, с.44-48.
16. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // Доклады Академии Наук, 2000, том 372, N 1, с.72-74.
17. *Воронов В.Н., Коркунов В.К., Ивашкева Д.А.* Палеозойские рифогенные постройки – новые нефтегазопроисковые объекты Ямала.// Геология нефти и газа. 1967, N6 с.4-6.
18. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* // Моря Советской Арктики. Том 9. Л. Недра, 1984, 280с.
19. *Геологические условия формирования и размещения зон нефтегазонакопления.* Бакиров А.А., Бакиров Э.А., Мстиславская Л.П. и др. – М., Недра, 1982, 238 с.
20. *Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание.* – М., Недра, 1970, 547 с.
21. *Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Мащенко С.П., Шипелькевич Ю.В.* Новые возможности совместной интерпретации гравимагнитных и сейсмических данных (МОВ ОГТ) при изучении фундамента Баренцево-Карского шельфа. В кн. Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны. // Тезисы докладов международного (Еuroglobe) семинара.// С-Пб., 1997, с. 22.
22. *Грамберг И.С.* Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты, ДАН 1997, т.352 N6 с.789-791.
23. *Грамберг И.С., Школа И.В и др.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей. // Советская геология. 1985, N 1 с. 95-98.
24. *Грамберг И.С., Супруненко О.И.* Баренцевоморский нефтегазоносный осадочный бассейн - основные этапы становления. // III Международная конференция “Освоение шельфа Арктических морей России”. 23-26 сентября, изд. ЦНИИ им. А.Н.Крылова, 1997, с.44-45.
25. *Грамберг И.С., Супруненко О.И.* Баренцевоморский нефтегазоносный осадочный бассейн – основные этапы становления – Труды третьей международной конференции «Освоение шельфа Арктических морей России», 1998, ЦНИИ им.А.П.Крылова, с. 204-209.
26. *Грамберг И.С., Супруненко О.И., Шипелькевич Ю.В.* Структурные седловины (мегаседловины) Баренцевоморского шельфа как высокоперспективные объекты пластов месторождений нефти и газа // Доклады Академии наук, Т7 374 N 5 М., 2000, с.654-656.
27. *Грамберг И.С., Супруненко О.И., Шипелькевич Ю.В.* Штокмановско-Лунинская мегаседловина – высокоперспективный тип структур Баренцево-Карской плиты // Геология нефти и газа, 2001, N1 с.10-16.

28. *Григорьев М.Н.* Условия осадконакопления и образования коллекторов Песчаноозерского месторождения (нижний триас, о.Колгуев).- «Геологическое строение перспективных в нефтегазоносном отношении приполярных акваторий Мирового океана».Л., изд. ПГО «Севморгеология», 1989, с.33-47.
29. *Григорьева В.А., Еремин Н.А., Назарова Л.Н.* Палеогеография и нефтегазоносность триасовых отложений шельфа Печорского и Баренцева морей // Геология нефти и газа, 1998, №9 с.10-17.
30. *Дараган-Суцова Л.А.* Строение осадочного чехла сверхглубоких впадин Баренцево-Карской плиты // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 1998, с.108-117.
31. *Диденко Е.Б., Гейко Т.С.* Структура верхнепротерозойского комплекса акваториальной части Тимано-Печорской провинции // Осадочный чехол западно-арктической метаплатформы. Мурманск, изд. «Север», 1993, с.82-87.
32. *Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.* Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения // Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. Под редакцией *В.И.Ушакова*. - СПб, ВНИИОкеангеология, 1999, 130 с.
33. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Москва, 1999, 40 с.
34. *Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др.* Палеогеография севера СССР в юрском периоде // Новосибирск, Наука, 1983, 189 с.
35. *Захаров Е.В., Юнов А.Ю.* Направление поисков залежей углеводородов в юрских отложениях на российском шельфе Баренцева моря. // Геология нефти и газа. 1994, №2, с.13-15.
36. *Иванов В.Л., Супруненко О.И.* Концепция освоения нефтегазовых ресурсов Баренцевоморской провинции. // II Международная конференция "Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море". ВНИГРИ, 1996, 62 с.
37. *Иванова Н.М.* Предполагаемые палеозойские рифы в южной и центральной частях Баренцевого шельфа. // Международная конференция по потенциалу нефти и газа в Баренцевом и Карском морях и прилегающей суше. Мурманск, 1992, с.29.
38. *Иванова Н.М., Секретов С.Б.* Разрез осадочного чехла центральной части моря Лаптевых (по данным МОВ ОГТ) // "Геологическое строение перспективных в нефтегазоносном отношении приполярных акваторий Мирового океана". Л., изд. ПГО "Севморгеология", 1989. с.77-94.
39. *Иванова Н.М., Шкарубо С.И.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносной части Баренцевого шельфа и западной континентальной окраины. // 25 лет на шельфе России. Мурманск, МАГЭ; СПб, ВНИИОкеангеология, 1999.
40. *Каминский В.Д., Липилин А.В., Мащенко С.П., Межевов Ю.В., Поселов В.А., Шпелькевич Ю.В., Устинов Н.В.* Структура земной коры в полосе геотраверса 3-АР, Карское море // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тезисы доклада, 2000, СПб.

41. *Керусов И.Н., Бурлаков В.К., Шипов В.В., Чернова Л.И.* Новые данные о строении доюрского комплекса когалымского района по материалам сейсморазведки 3D. // Геофизика N1, 1999, Евро-Азиатское геофизическое общество.
42. *Ким Б.И., Иванова Н.М.* О возрасте сейсмокомплексов, выделенных на Лаптевском континентальном склоне и прилегающей части Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2000, Вып.3. с.82-92.
43. *Комарницкий В.М.* Тектоника Штокмановской структуры. // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Мурманск, 1993, с.158-167.
44. *Комарницкий В.М., Шипилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН, 1991, т.320, N 5, с.1203-1206.
45. *Комарницкий В.М., Сапожников Е.А., Устинов Н.В.* Трапповые тела в осадочной толще Восточно-Баренцевского мегапрогиба // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа. СПб, ВНИИОкеангеология, 1993, с.55-62.
46. *Коротаев М.В., Никишин А.М., Шипилов Э.В. и др.* История геологического развития Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое и мезозое по данным компьютерного моделирования. // ДАН, т. 359, N5, 1998, с.654-658.
47. *Кругляк В.Ф., Куделькин В.В., Шипелькевич Ю.В.* Структурные провинции Российского сектора Чукотского моря по данным комплексных геофизических исследований // Международная геофизическая конференция, тезисы докладов. СПб, 2000, с.342-344.
48. *Кунин Н.Я.* Модели седиментации и понятия сейсмофации // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. 1989, т.64. Вып.1. С. 24-32.
49. *Кунин Н.Я.* Теоретические основы сейсмостратиграфического анализа и основные направления его внедрения для повышения эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ в СССР // Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М., Наука, 1990, с. 23-29.
50. *Кунин Н.Я., Кучерук Е.В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. (Итоги науки и техники. ВИНТИ АН СССР), М, 1985, 200с.
51. *Кунин Н.Я., Сафонов В.С., Луценко Б.Н.* Основы стратегии поисков месторождений нефти и газа. Часть I.// М.: ОИФЗ РАН. 1995, 132 с.
52. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация в океане // Издательство Ростовского университета, 1982, 183 с.
53. *Маловицкий Я.П., Мартиросян В.Н., Федоровский Ю.Ф.* Геолого-геофизическая изученность и нефтегазоносность дна Баренцева и Печорского морей.// Журнал "Разведка и охрана недр", М., Недра, 1998, с.8-15.
54. *Маргулис Л.С.* О геологической природе аномальных отражающих горизонтов в триасовых отложениях Баренцева моря // ДАН, 1986, т.290, N 1, с.184-187.
55. *Месезников М.С., Болабанова Т.Ф., Веренинова Т.А. и др.* Палеогеография севера СССР в юрском и меловом периодах // В кн.: Вопросы палеогеографии мезозоя севера СССР, Л., 1971, 113 с.
56. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника Арктических континентальных окраин. // Физика Земли, 1996, N12 с.72-78.
57. *Неелов Ю.В., Левинзон И.Л., Брехунцов А.М.* Нефтегазоносный север Западной Сибири - гарант развития России в XXI веке // Международная геофизическая конференция. Тезисы докладов. СПб, 2000, с.139-140.

58. *Окнова Н.С., Рожков Г.Ф., Любина Ю.И.* Палеогеографические условия формирования терригенных нефтегазоносных отложений палеозоя Тимано-Печорской провинции // Формирование осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986, с.98-103.
59. *Павленкин А.Д.* Каледонский рифтогенез на шельфе Баренцева моря (по геофизическим данным). В кн. Геологическое строение Баренцево-Карского региона. // Л., 1985 (ПГО "Севморгеология"), с.29-33.
60. *Павленкин А.Д., Буценко В.В., Дараган-Суцова Л.А., Дараган-Суцов Ю.И.* Источники терригенного материала Баренцево-Карского осадочного бассейна // Отечественная геология. 1997, N10 с. 44-46.
61. *Перродон А.* Формирование и размещение месторождений нефти и газа: Пер.с франц. – М.: Недра, 1991, 359 с.
62. *Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.* О фациальной зональности и верхнепермских отложениях Новой Земли. // Литология и полезные ископаемые, 1988, N4 с.105-111.
63. *Погребицкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Труды НИИГА, т.166, Л., "Недра", 1971, 248 с.
64. *Попова Л.А., Крылов Р.А.* Модель верхнепермского терригенного осадконакопления на Канино-Колгуевском шельфе // Осадочный чехол западно-арктической метаплатформы. Мурманск, изд. «Север», 1993, с.87-93.
65. *Преображенская Э.Н., Школа И.В., Сергеев Д.В., Можяева О.В.* Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения) // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985 (ПГО "Севморгеология").
66. *Пчелина Т.М.* Палеогеографические реконструкции Баренцево-Карского региона в триасовом периоде в связи с нефтегазоносностью. // Освоение шельфа Арктических морей России. Тез.докл.3 межд. конф.С.-Пб, 1997, с. 60.
67. *Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири.*, Мкртчян О.М., Трусов Л.Л., Белкин Н.М. и др. ИГИРГИ, М., Наука, 1987.
68. *Соколов Б.А., Абя Э.А.* Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М. ГЕОС. 1999 – 74 с.
69. *Соколов Б.А., Егоров Е.А.* Рифейские рифы – генераторы нефти // Природа. – 1989. – N6 – с.73-78
70. *Селли Р.К.* Древние обстановки осадконакопления. М., Недра, 1989, 294 с.
71. *Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. - Мурманск: Кн.изд.-во, 1989, 176 с.
72. *Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н., Снетко П.П., Мурзин Р.Р., Беляев В.Н., Заяц И.В.* Новые данные о тектонике и нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова и севера Мезенской синеклизы. – Доклады Всероссийской научной конференции, Сыктывкар, Коми НЦ Уро РАН, 2000, с.141-144.
73. *Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Чергяк Г.Е.* Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле. // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985 (ПГО "Севморгеология").
74. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М., АН СССР.т1. 1960, 212 с.; т.2. 1969, 574 с.

75. *Ступакова А.В.* Развитие бассейнов Баренцевоморского шельфа и их нефтегазоносность. // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзор / ЗАО "Геоинформмарк". - Библиогр. 1999, с.57-62.
76. *Ступакова А.В.* Развитие осадочных бассейнов древней континентальной окраины и их нефтегазоносность (на примере Баренцевоморского шельфа). // Геология Нефти и Газа, 2000, N 4 с.51-58.
77. *Супруненко О.И., Коц В.Г., Андреева И.А.* Возможные типы зон нефтегазонакопления в Баренцевом море. Пути их выявления и изучения. // Тезисы докладов Международного семинара по тектонике Баренцево-Карского региона. Мурманск, 12-14 февраля 1991.
78. *Тектоника* и металлогения ранних киммерид Новой Земли. Под ред. Ю.Е.Погребицкого.// С-Пб., Недра, 1992, 196 с.
79. *Теоретические* основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. Бакиров А.А. и др. «Высшая школа». 1968, с. 468.
80. *Устинов Н.В.* Юрско-меловые отложения южной части Баренцева и Карского морей (сходство и различие в связи с их нефтегазоносностью). // Освоение шельфа Арктических морей России. Тр. третьей Международной конф. 23-26 сентября 1997, ЦНИИ А.Н. Крылова- С-Пб, 1998, с.257-260.
81. *Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История формирования современной структуры Арктики// Тектонические процессы. Доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса. 1989.
82. *Шипелькевич Ю.В.* Сейсмофациальные исследования при решении палеотектонических задач на Южно-Баренцевском шельфе // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985, с.95-100.
83. *Шипелькевич Ю.В.* Методика сейсмостратиграфических исследований и ее применение при поисках нефти и газа в юрско-меловой толще Южно-Баренцевской впадины". Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Л., 1986.
84. *Шипелькевич Ю.В.* Прогноз юрско-меловых обстановок осадконакопления в Южно-Баренцевской впадине по сейсмическим данным. В кн. Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы. // Мурманск, ИПП "Север", 1993, с. 131-139.
85. *Шипелькевич Ю.В.* Сейсмофациальная зональность верхнеюрских отложений в Южно-Карской впадине. в кн. Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы. // Мурманск. ИПП "Север", 1993, с. 140-143.
86. *Шипелькевич Ю.В.* Строение и история формирования палеозойско-триасовых осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа по результатам новой интерпретации сейсмических данных. В кн. Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны". // Тезисы докладов международного (Еuroglobe) семинара.// С-Пб., 1997, с. 68.
87. *Шипелькевич Ю.В.* Палеоструктурные и палеофациальные реконструкции осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа. // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск. МАГЭ. Спб. ВНИИОкеангеология. 1999, с. 57-70.
88. *Шипелькевич Ю.В.* Региональные условия формирования коллекторов и покрышек в юрских продуктивных отложениях на Баренцевоморском шельфе // Геология нефти и газа, 2000, вып.6, с.22-26.

89. **Шипелькевич Ю.В.** О принципиальных подходах к интерпретации региональных сейсмических данных в слабоизученных районах Арктического шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, 2000, вып.3, с.169-181.
90. **Шипелькевич Ю.В., Мартиросян В.Н., Симонов А.Н.** Палеоструктурный и палеофациальный контроль зон регионального нефте- и газонакопления в Печоро-Баренцево-Карском регионе. // Труды третьей Международной конференции - Освоение шельфа Арктических морей России. Изд. ЦНИИ им. акад.Крылова, С-Пб., 1998, с. 279-287.
91. **Шипелькевич Ю.В., Кораго Е.А., Устинов Н.В.** Мезозойские трапповые интрузии на Восточно-Баренцевском шельфе и их место в истории геологического развития региона. // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск, МАГЭ, С-Пб., ВНИИОкеангеология, 1999, с. 50-56.
92. **Шпилов Э.В., Юнов А.Ю.** О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // ДАН, 1995, т.342, N 1 с.87-88.
93. **Шпилов Э.В., Тарасов Г.А.** Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. // Апатиты. Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 с.
94. **Шлезингер А.Е.** Пояснения и критические замечания к монографии "Сейсмическая стратиграфия ..." // Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М., Наука, 1990, с.30-38.
95. **Шлезингер А.Е.** Региональная сейсмостратиграфия. М., Научный мир, 1998, 143 с.
96. **Штокмановско-Лунинский структурный порог Баренцевоморского шельфа – новый крупный нефтегазоносный район России /** Авт. Борисов А.В., Таныгин И.А., Винниковский В.С., Борисова И.А.// Геологич нефти и газа. 1995. N7 с.10-15.
97. **Юнов А.Ю.** Цикличность седиментации и основные этапы формирования осадочного комплекса метаплатформы. // В кн. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы. // Мурманск, из-во "Север", 1993, с.68-81.
98. **Baily A.W.** Seismic expression of structural styles (A picture and work atlas). // AAPG. 1989.
99. **Atlas of East Barents Shelf Geology** под ред. И.С.Грамбегра. Main Author Shipelkevitch Y.V. Издательская группа Cambrian Group, 1984, 170 p.
100. **Baily A.W.** Seismic expresion of structural styles (A pictureand work atlas). AAPG, 1989, 147 p.
101. **Berg O.R.** Seismic detection and evoluation of delta and tubidite sequences: their application to exploration for the subtle trap – American Association of petroleum geologists bulletin. Volume 66/9, September 1982, p. 1271-1285.
102. **Donovan A.C., Djakic A.W., Joannides N.S., Garfield T.R. and Jones.** Sequence stratigraphic control on Middle and Upper Jurassic reservoir distribution within the UK Central North sea. // 1993 Petroleum Geology '86 Ltd.Published by the Geological Siciety, London, pp.251-269.
103. **Johansen S.E., Jstisty B.K., Birkeland et.al.** Hydrocarbon potential in the Barents sea region: play disribution and potential // Arctic Geology and Petroleum Potential, 1993, Norwegian Petroleum Society (NPF). Special Publication N2, Elsevier, Amsterdam, p.273-321.

104. *Lippard S., Fanavoll S.* Shallow faulting around the Nordkapp Basin and its possible relation to regional uplift // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1992, V.72. N 3. p. 317-320.
105. *Maschenkov S.P., Glebovsky V.Y., Zayonchek A.V.* New Computer Derived Potential Field Maps of the Barents-Kara Shelf, (2001) in press GSF. В печати. Должно быть опубликовано в 2001 году в сборнике статей Геологической Службы Финляндии.
106. *Sherwood K.W. (ed.)*. Undiscovered oil and gas resources. Alaska Federal Offshore, US Department of the Interior Minerals Management service // Alaska OCC region. OSC Monograph MMS 98- 0054, Anchorage, Alaska, 1998.
107. *Y.V.Shipelkevitch, V.V.Kudel'kin, V.F.Kruglyak, I.V.Shipelkevitch.* Structure, Evolution and Hydrocarbon Potential of Sedimentary Basin on the Russian Chukchi shelf. Abstract of III International Conference on Arctic Margins in Germany, 1998. p. 169-170.
108. *Svecofenian, Kardian, Lapland.* Kola transect: contasing styles of crustal evolution and lithospheric structure/ SVEkalapko project. Europrobe brochure, 1995.