

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Фрейман Сергей Игоревич

**Сеймостратиграфия и геологическая история Северо-Чукотского бассейна
и сопряженных районов Северного Ледовитого океана**

25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Никишин Анатолий Михайлович

Москва – 2021

Оглавление

Оглавление	2
Введение	4
1. Геолого-геофизическая изученность.....	12
1.1. Дистанционные геофизические методы	13
1.2. Прямые геологические данные	18
2. Сейсмостратиграфический и сейсмофациальный анализы	21
2.1. Сейсмостратиграфический анализ.....	21
2.2. Сейсмофациальный анализ	23
2.3. Клиноформные фации	25
2.4. Контуритные фации.....	31
3. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий.	39
3.1. Сейсмокомплексы выделяемые в волновом поле	39
3.2. Обзор сейсмостратиграфических схем Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий.....	42
3.3. Источники информации о возрасте прослеженных горизонтов	54
3.4. Выделенные опорные отражающие горизонты	71
4. Кайнозойские клиноформные комплексы Северо-Чукотского бассейна.....	75
5. Контуритные фации глубоководной части СЛО на сейморазведочных данных.....	88
6. Аптская-альбская тектоническая история Северо-Чукотского бассейна и прилегающей шельфовой территории.	88

6.1.	Тектоническая история Амеразийского бассейна.....	101
6.2.	Построение плит-тектонической модели арктического шельфа Сибири. 101	
6.3.	Выделенные бассейны и интерпретация их геологической истории..	110
6.4.	Тектоническая модель арктического шельфа Восточной Сибири в апт- альбское время.....	114
7.	Среднеэоценовый этап тектонической истории региона	120
7.1.	Обзор основных среднеэоценовых тектонических событий региона.	120
7.2.	Среднеэоценовые мелкомасштабные разрывы чехла Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов.	123
7.3.	Методика определение средней ориентировки разрывных нарушений по редкой сети 2D профилей.	125
7.4.	Среднеэоценовый тектонический этап развития территории Северо- Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов в контексте региональной тектоники.	131
	Заключение.....	138
	Список сокращений и условных обозначений	141
	Список литературы	142
	Приложение 1	157
	Приложение 2	159

Введение

Актуальность исследований. В настоящее время вся Арктика в целом и Северо-Чукотский бассейн (СЧБ) в частности остаются одними из наименее изученных в геологическом плане регионов Земли. Этот регион имеет высокий углеводородный потенциал, однако, его строению и стратиграфии посвящено сравнительно мало научных работ. Имеющиеся схемы стратификации существенно различаются между собой, до сих пор не существует консенсуса ни по тектонической истории региона, ни по схеме расчленения осадочного чехла, ни по основным чертам палеогеографии региона. В опубликованной литературе освещены только общие тренды развития региона без описания конкретных геологических событий и их сопоставления с общеарктическим геологическим контекстом. Тем не менее, накопленный на настоящий момент объем данных позволяет перейти к более детальному описанию и количественным оценкам тех или иных событий - степени деформации территории, точному положению палеогеографических зон и т.д. В последние годы было получено большое количество новых сейсморазведочных данных, которые до настоящего времени не были полностью проанализированы и опубликованы в открытых источниках.

Степень разработанности темы. Первые работы, основанные на сейсморазведочных данных, были опубликованы в 70-80-е годы прошлого столетия [Виноградов, В.А. Гапоненко, Грамберг, Шимараев, 1976; Коган, 1981; Пушаровский, 1976; Шипилов, Сенин, Юнов, 1989; Моря Советской Арктики, 1980]. Тогда были выделены основные осадочные бассейны Высокой Арктики, среди которых Северо-Чукотский бассейн, и в общих чертах была определена структура земной коры этого региона.

Вторым этапом изучения территории можно назвать 2000-е годы, когда с ростом количества геолого-геофизических данных начали появляться обоснованные выводы о возрасте осадочного чехла шельфовых бассейнов и проводиться корреляция опорных отражающих горизонтов (ОГ) между этой и

сопредельными территориями [Sekretov, 2001; Verzhbitsky и др., 2008; Шипелькевич, Бурлин, 2003].

Третий, современный, этап начался в 2010-е годы, когда произошел валовый прирост объема геофизической информации, и было сделано большое количество региональных мультиканальных съемок методом общей глубинной точки (МОГТ). Результатам обработки и интерпретации этих данных посвящен ряд статей, но схема стратиграфического расчленения осадочного чехла, и, как следствие, датировка основных геологических событий существенно различаются [Nikishin, Malyshev, Petrov, 2014; Petrov et al., 2016; Дараган-Суцова и др., 2015; Петровская, Савишкина, 2014; Поселов и др., 2017; Рекант, Гусев, 2012].

Цели и задачи исследований. Целью исследований является расшифровка геологической истории Северо-Чукотского бассейна и сопредельных с ним шельфовой и глубоководной частей Американо-Евразийского бассейна с момента их заложения до момента формирования современной осадочной структуры территории.

Для достижения цели были поставлены следующие **задачи**:

1. составить единую базу данных федеральных и доступных коммерческих сейсмических профилей в пределах Американо-Евразийского бассейнов для надежной корреляции основных отражающих горизонтов и регионального сопоставления выделенных событий;
2. провести сеймостратиграфическую и тектоностратиграфическую интерпретацию всех доступных сейсмических профилей;
3. осуществить возрастную привязку выделенных горизонтов к скважинам шельфа Аляски, линейным магнитным аномалиям Евразийского бассейна, скважине АСЕХ и основным тектоническим и палеогеографическим событиям региона;
4. создать плит-тектоническую модель развития территории в мезокайнозойское и изучить её соотношение с глобальной тектонической моделью для этого времени;

5. выделить и описать основные этапы геологического развития территории в мезо-кайнозой; выделить значимые локальные палеогеографические и тектонические события региона.

Объект и предмет исследований. Объект исследований – мел-кайнозойский осадочный чехол Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий Северного Ледовитого океана. Предмет исследования – мел-кайнозойская история геологического развития Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий Северного Ледовитого океана.

Фактический материал и методы исследований. В основу работы положены федеральные мультиканальные сейсмические профили 2011, 2012 и 2014 гг. съемки; данные коммерческих съемок ION 2011, 2012 и 2015 гг., охватывающие территорию Сибирского шельфа; сейсмические профили МАГЭ 2016 г., покрывающие территорию поднятия Де Лонга и близлежащую часть котловины Подводников. Всего было проинтерпретировано более 40 000 погонных км (пог. км) сейсмических данных 2D.

Интерпретация сейсмических данных была произведена в ПО «Petrel». Описание и расшифровка истории палеогеографического развития территории производилось с использованием методик сейсмофациального анализа и анализа траектории миграции бровки шельфа. Для построения плит-тектонической модели использовали открытое ПО «GPlates 2.1». Численные расчеты и визуализация статистических данных производили на базе языка программирования Python с использованием модулей pandas и seaborn.

Достоверность результатов исследований. Независимая датировка опорных горизонтов сразу по пяти источникам данных (1. скважины на шельфе Аляски, 2. линейные магнитные аномалии Евразийского бассейна, 3. основные геологические события, зафиксированные на близлежащих островах и суше сопредельной территории Сибири, 4. скважинные данные бурения на хребте Ломоносова – АСЕХ, 5. скважина на острове Айон) свидетельствует о высокой достоверности полученных результатов. Достаточная достоверность также

обусловлена надежностью корреляции отражающих горизонтов по акватории за счет высокой разрешающей способности фактических сейсморазведочных данных МОГТ. В настоящее время такие материалы являются одними из главных источников информации при региональных исследованиях слабоизученных акваторий и применяются как при научных, так и при высокобюджетных коммерческих исследованиях.

Личный вклад автора. Автор принимал непосредственное участие в интерпретации данных сейсморазведки, выделении и прослеживании отражающих горизонтов и событийной интерпретации выделенных горизонтов. Личной задачей автора являлось создание плит-тектонической схемы на основе численной интерпретации степени растяжения земной коры в изучаемом регионе. Также автор в составе геофизической группы принимал участие в экспедиции PS 115/2 на судне Polarstern в 2018 году. В ходе экспедиции была произведена сейсмическая мультиканальная съемка южной части хребта Ломоносова и близлежащей части бассейна Амундсена. Кроме того, автор принимал участие в изучении и описании образцов, отобранных с помощью Научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ) на хребте Менделеева в 2014-2016 гг.

Научная новизна. Впервые была описана проградация шельфа в пределах Северо-Чукотского бассейна в кайнозойское время и определено положение бровки шельфа для различных временных этапов. Была расшифрована кайнозойская история бассейна, которой ранее практически не уделялось внимания. Впервые был обоснован факт начала глубоководной циркуляции одновременно в пределах Амеразийского и Евразийского бассейнов в момент открытия пролива Фрама. Для Евразийского бассейна это событие было установлено после бурения скважины АСЕХ, но факт начала циркуляции также и в Амеразийском бассейне позволяет говорить об относительной погруженности хребта Ломоносова в этот момент.

В рамках диссертационной работы была произведена количественная оценка растяжения территории арктического шельфа Восточной Сибири. На её

основе была построена новая плит-тектоническая модель развития арктического шельфа Восточной Сибири в апт-альбское время. Был выявлен глобальный характер деформаций арктических территории происходивших одновременно с развитием высокоширотной арктической магматической провинции. Ранее возможность такого тектонического события рассматривалась, но оставалась на уровне предположения. Полученная модель была встроена в общеземную плит-тектоническую модель для апт-альбского времени. Кроме того, впервые была определена ориентировка поля напряжений для среднеэоценового этапа деформаций арктического шельфа Восточной Сибири. Ранее наличие этих деформаций отмечалось в работах, посвященных отдельным территориям, в рамках диссертационной работы была определена общая ориентировка и область развития указанных деформаций.

Теоретическая и практическая значимость. В настоящей работе была создана количественная тектоническая модель заложения основных рифтовых структур Американо-Азиатского бассейна в апт-альбское время. Такая модель в дальнейшем может быть использована для создания модели погружения территории с последующей оценкой нефтематеринского потенциала. Оценка среднеэоценовых деформаций, сделанная в диссертационной работе, может быть положена в основу численного бассейнового моделирования.

Определенное в данной работе положение бровки шельфа для кайнозойского интервала геологической истории Северо-Чукотского бассейна позволяет выделить перспективные зоны развития песчаных тел коллекторов различного генезиса для дальнейшего поиска и разведки месторождений углеводородов.

Полученное в диссертационной работе подтверждение вовлеченности Американо-Азиатского бассейна в глобальную систему циркуляции океанических вод одновременно с открытием пролива Фрама позволяет уточнить существующие численные модели эволюции климата всей Земли и Арктики, в частности.

Защищаемые положения.

1. Северо-Чукотский бассейн характеризуется клиноформным многостадийным заполнением. Первая, позднемел-палеоценовая фаза, привела к формированию современной глубоководной террасы Кучерова, бровка которой соответствует положению бровки палеошельфа на тот момент. Далее, в начале среднего эоцена произошло резкое отступление береговой линии на юг и накопление второго клиноформного комплекса, проградация которого продолжалась вплоть до современного положения бровки шельфа.

2. В момент открытия пролива Фрама произошла перестройка гидрологического режима не только Евразийского, но и Амеразийского бассейна, выразившаяся в формировании устойчивых придонных течений современного облика.

3. В апт-альбское время территория Амеразийского бассейна испытала региональный рифтинг, в ходе которого были заложены современные осадочные бассейны арктического шельфа Сибири, в том числе Северо-Чукотский бассейн. Растяжение проходило в субширотном направлении и составило 400-450 км.

4. В начале среднего эоцена на территории Северо-Чукотского бассейна произошла кратковременная фаза тектонических деформаций, выразившаяся в формировании многочисленных малоамплитудных сбросов. Данный этап характеризуется транстенсионными обстановками с субширотной ориентировкой оси растяжения.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 16 работ: 5 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI, в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ, 1 коллективная монография и 10 материалов совещаний и тезисов докладов. Результаты диссертационной работы представлены на научных конференциях и совещаниях: *Тектоническое совещание* (Москва, 2017, 2018, 2020), на международной конференции по геологии Арктических окраин *ICAM - International Conference on Arctic Margins* (Стокгольм, 2018), и на

международной конференции EGU – *Europe Geoscience Union* (Вена, 2017, 2018, 2019).

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, 7 глав, заключения, списка цитируемой литературы, списка использованных сокращений. Работа содержит 73 рисунка и 2 приложения. Общий объем работы составляет 162 страницы, без приложений – 156 страниц. Список литературы насчитывает 143 наименования.

Благодарности. В первую очередь автор выражает искреннюю благодарность за неоценимую помощь в работе над диссертацией, и плодотворные обсуждения научному руководителю профессору МГУ им. М.В. Ломоносова – Никишину А.М.

Автор благодарен Петрову Е. И. и Корнийчуку А. В. за возможность работы с большой коллекцией новейших сейсмических данных региона. Отдельную благодарность автор хочет выразить всему коллективу Геослужбы ГИН РАН, в особенности Безъязыкову А.В., Алешиной О.Б. и Сиротенко Д.О. за помощь в освоении специализированного ПО и консультации по многочисленным техническим вопросам.

Автор выражает искреннюю благодарность Сколотневу С.Г. за продуктивное обсуждение тематических научных проблем и возможность работы с образцами, отобранными на территории хребта Менделеева.

Автор особо благодарен Estella Weigelt за предоставленную возможность участия в арктической экспедиции 2018 года на судне Polarstern, и за консультации по технической и практической базе морской сейсморазведки. А также всему экипажу и научной группе рейса PS 115/2 за прекрасную компанию и атмосферу научной экспедиции. Свою искреннюю благодарность автор выражает Carmen Gaina за крайне продуктивное обсуждение многих результатов работы, помощь в освоении специализированного ПО и возможность стажировки в одном из ведущих европейских центров наук о Земле - CEED.

Автор особенно благодарен своей жене Софье, за неоценимую моральную и мотивационную поддержку во время написания диссертационной работы, а также своему сыну Петру, за проявленное понимание.

Работа выполнена при поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-35-00133, 18-05-70011 и 18-05-00495.

1. Геолого-геофизическая изученность

Исследуемая территория находится в восточной части Северного Ледовитого океана в пределах акваторий Чукотского и Восточно-Сибирского морей, а также сопредельной глубоководной части океана. В геоморфологическом плане территория захватывает арктический шельф восточной Сибири, подводный хребет Менделеева и часть глубоководной котловины Подводников.

Непосредственно Северо-Чукотский осадочный бассейн располагается в пределах современной шельфовой зоны, простирающейся от о. Врангеля на юге до северной оконечности террасы Кучерова на севере. В современном рельефе его границы не выражаются, и могут быть установлены только посредством дистанционных геофизических методов.

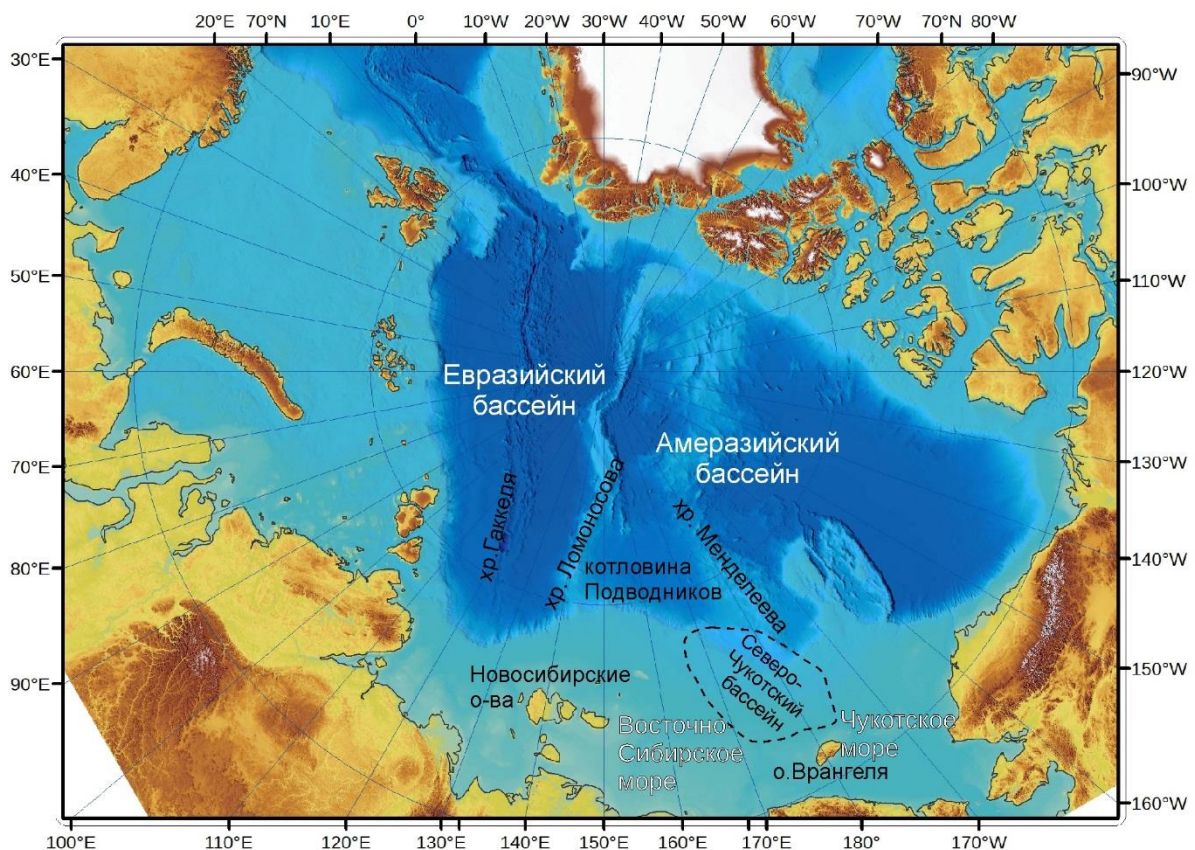


Рис. 1. Обзорная географическая карта района исследования. Пунктирной линией отмечены границы Северо-Чукотского осадочного бассейна. Батиметрия – IBCAO [Jakobsson et al., 2012].

1.1. Дистанционные геофизические методы

Морские обстановки вместе со сложными ледовыми условиями делают дистанционные геофизические методы основными в изучении геологии акватории Чукотского моря.

Геологическое изучение территории производилось с 60-х годов 20-го века множеством организаций. Первые экспедиции были организованы в 60-70-е годы силами Полярной геофизической экспедиции НИИГА (ФБГУ «ВНИИОкеангеология»). Затем работы выполнялись МАГЭ ПГО «Севморгеология», СМНГ ПГО «Севморгеология», ЛАРГЕ и Дальморнефтегеофизика. В 90-годы началась разведка недр частными российскими и зарубежными компаниями. Сейсмические исследования выполняли Halliburton, British Petroleum, GX Technology (ION), АО «РН-Шельф-Дальний-Восток», ОАО МАГЭ, ОАО ГНИГНИ, ОАО ДМНГ и другие. В то же время большая часть региональных исследований продолжала производиться государственными институтами – ФГУПНПП «Севморгео», ФБГУ «ВНИИОкеангеология» и др.

Первые геофизические работы в пределах района исследования были проведены в 1966 г. Полярной геофизической экспедицией НИИГА (ПМГРЭ) была проведена аэромагнитная и наледная гравиметрическая съемки масштаба 1:4 000 000. Съемки были продолжены в 1966-1969 годах, по итогам были составлены Государственная гравиметрическая карта 1:1 000 000 и кондиционная карта магнитного поля масштаба 1: 2 000 000. На данный момент для всего Арктического шельфа Сибири имеется съемка разрешения не менее 1: 2 500 000 (Рис. 2). Более детальные съемки вплоть до разрешения 1: 200 000 были выполнены по ряду лицензионных участков недр в 2014-2017 годах, в настоящее время являются коммерческой тайной.

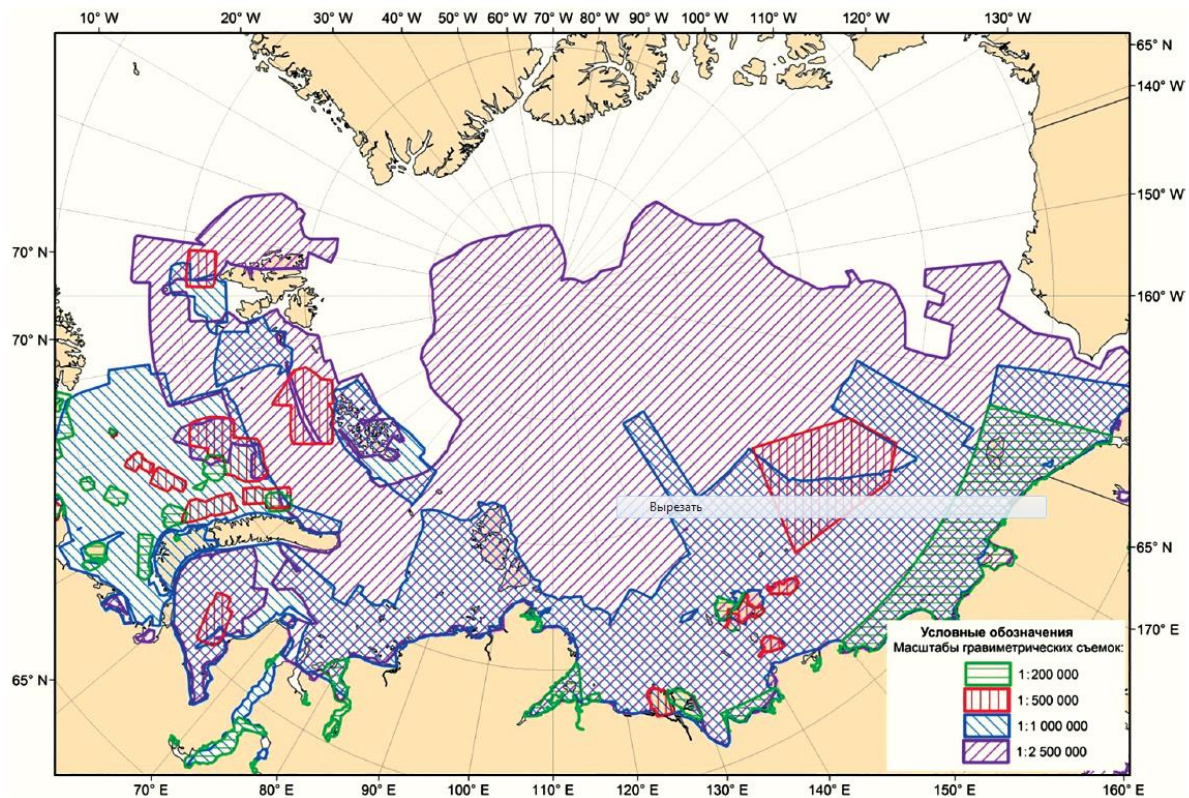


Рис. 2. Схема гравиметрической изученности акватории Северного Ледовитого океана (по состоянию на 2016 г.) Показаны обобщенные контуры съемок масштабов 1 : 2 500 000 - 1: 200 000 [Пискарев, 2016].

В 2010 году в рамках международных проектов TeMAg и CAMP-GM был произведен синтез всей российской и зарубежной магнитометрической съемки прошлых лет. Результаты были представлены в работах Глебовского, Гайны, Петрова и др., в которых опубликована единая цифровая модель для всего СЛО масштаба 1 : 2 000 000 [Gaina, Werner, Saltus, 2011; Glebovsky, Chernykh, Kaminsky, 2011; Petrov et al., 2016] (Рис. 3). В пределах Северо-Чукотского бассейна существует ряд локальных съемок с разрешением до 1 : 200 000, но они, как и ранее упомянутые гравиметрические данные высокого разрешения, на данный момент являются коммерческой тайной.

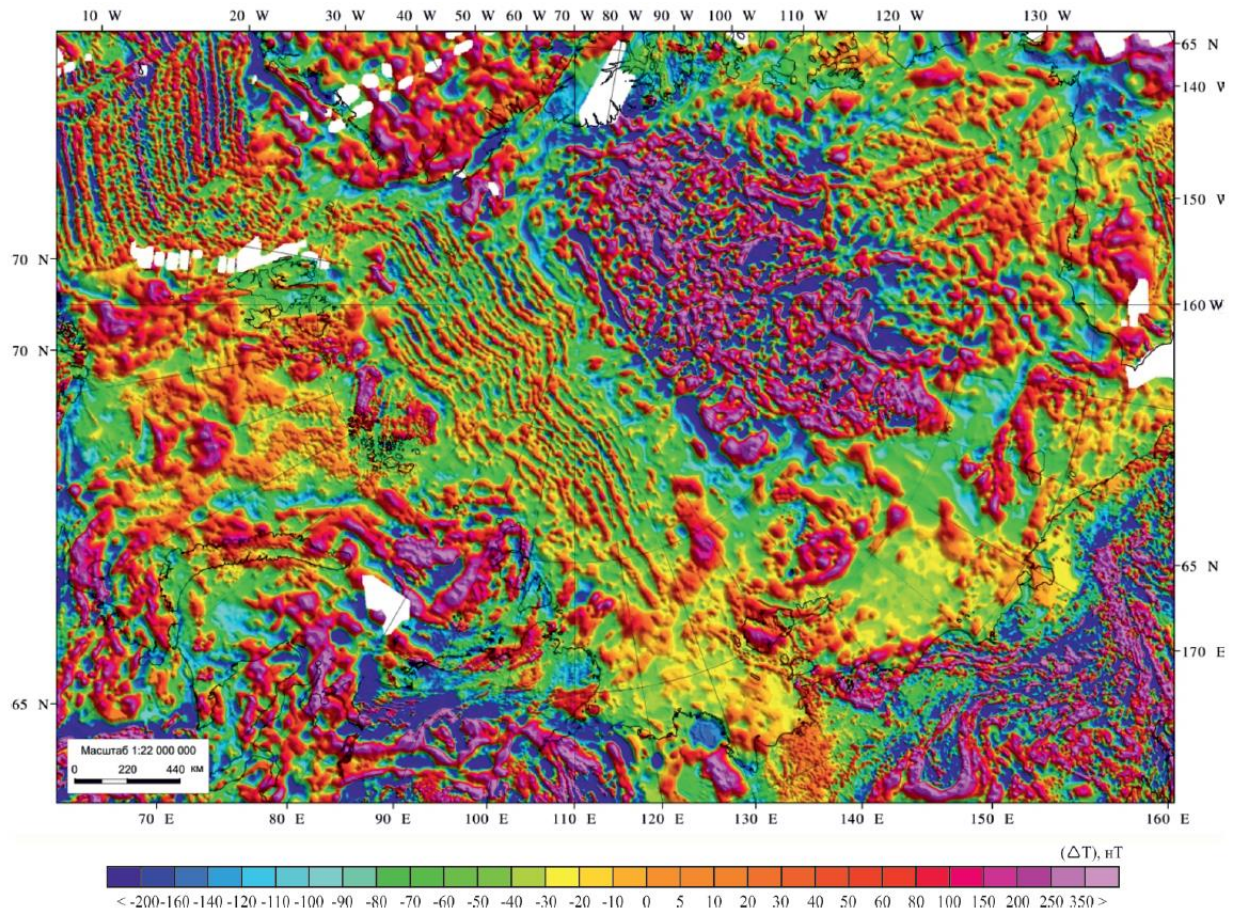


Рис. 3. Актуализированная карта магнитных аномалий Северного Ледовитого океана (цифровая модель с размером ячейки 2x2 км), созданная в рамках проекта TeMAr [Пискарев, 2016].

Первые сейсморазведочные работы в акватории Чукотского моря были проведены в 1976 году экспедицией СМНПГТО «Севморгео» с использованием методики центрального луча (МОВ ЦЛ). Всего были отработаны 2 профиля общей протяженностью около 750 км. На основе этих данных было сделано первое принципиальное сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла акватории. В последующие годы эпизодически проводилось нерегулярное сейсмическое профилирование различными вариантами методов общей глубинной точки (ОГТ) и глубинного сейсмо-зондирования (ГСЗ), на основе которых уточнялись особенности строения осадочного чехла и региональная привязка отражающих горизонтов. Первая регулярная сейсмическая съемка по методу отраженных волн ОГТ (МОВ ОГТ) в Чукотском море была проведена в 2005 году компанией TGS (США). Впервые для этого региона была использована коса

длиной 6000 м, позволяющая получить изображение высокого разрешения. В ходе работ было пройдено более 3500 км. 2D сейсмических профилей, предварительная интерпретация результатов опубликована в 2008 г. [Verzhbitsky et al., 2008].

В рамках гос. заказа в пределах Чукотского моря также были отсняты два профиля методом МПВ ГСЗ: «DreamLine2» (в 2009 году) и «5-AR» (в 2005-2008 гг.), позволившие уточнить глубинное строение региона, и определить сейсмические особенности нижней части коры.

В 2010-х гг. (съемки 2011, 2012 и 2015 гг.) вся акватория Чукотского моря была покрыта практически регулярной сейсмической съемкой МОВ ОГТ компанией ОАО «Севморнефтегеофизика» в сотрудничестве с GX Technology Corporation. Средний шаг между профилями не превышает 150 км, всего было отснято более 20 000 пог.км. сейсмических профилей 2D. В последующие годы производились локальные сейсморазведочные работы в пределах коммерческих лицензионных участков, однако, результаты на текущий момент являются коммерческой тайной.

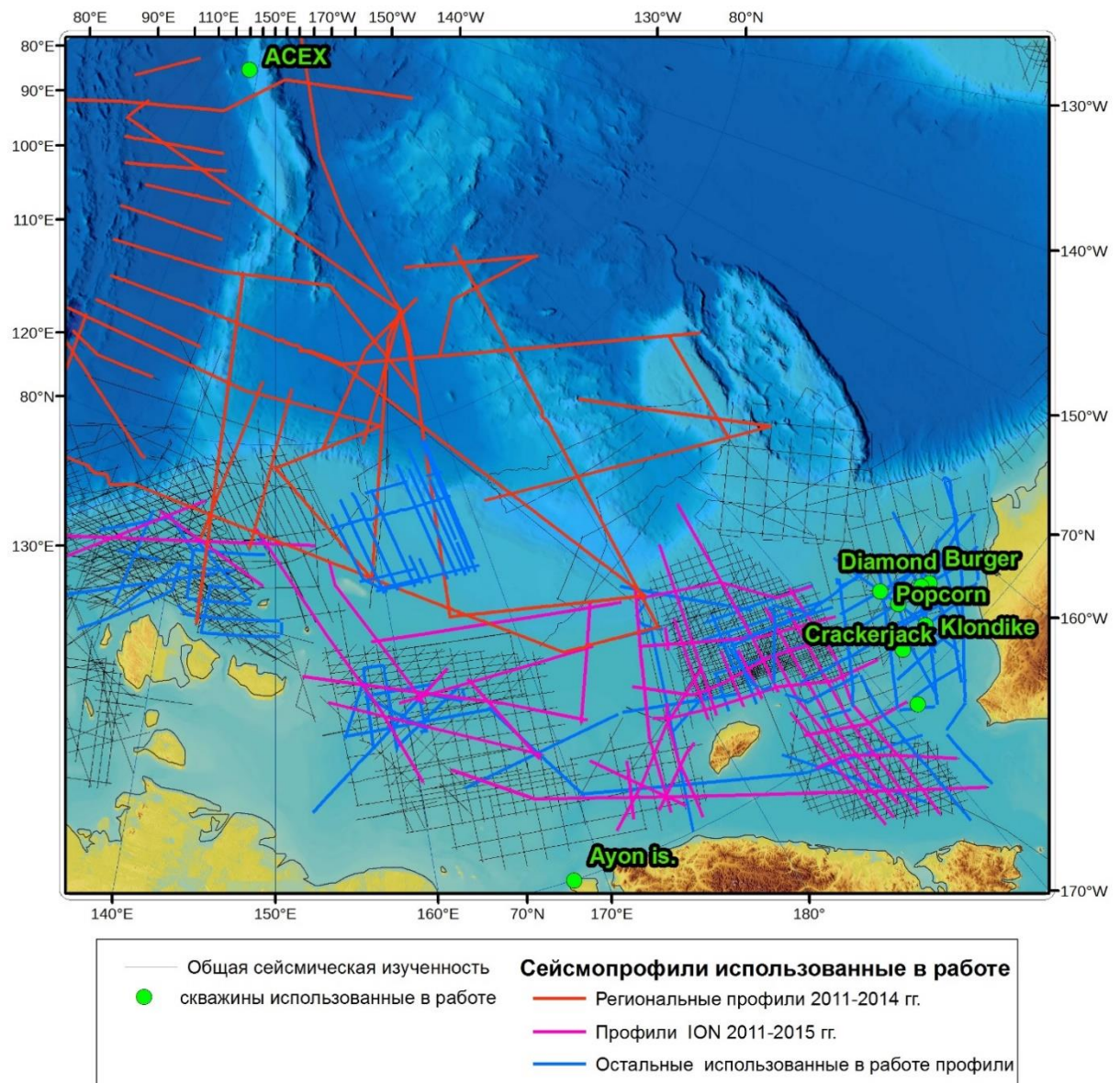


Рис. 4. Общая сейсмическая изученность; скважины и профили, данные которых были использованы в нашей работе.

В рамках гос. заказа в Арктике были проведены сейсмические съемки в 2011, 2012 и 2014 гг. Была отснята серия региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ, захватывающих территорию от Евразийского бассейна, до Чукотского моря (Рис. 4). В 2011 году была отснята серия субпараллельных профилей, покрывающих Евразийский бассейн и ряд участков бассейна Подводников, суммарной протяженностью 6300 км. Использовали косу длиной 4600 м. или 600 м. в зависимости от ледовых условий, а также одну или две воздушные пушки

объемом 1025 куб. дюймов каждая. Продолжительность записи сигнала составляла 14-15 секунд. В 2012 году было отснято 5300 пог. км. по девяти региональным линиям, пересекающим Амеразийский бассейн, включающим шельфовые территории Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых. В 2012 году было отснято 1930 км с использованием косы длиной 4500 м, 3370 км с использованием косы длиной 600 м в следствие тяжелой ледовой обстановки в регионе. В ходе работ использовали акустические пушки объемом 1600-2000 куб. дюймов. В 2014 году было отснято 9900 пог. км преимущественно на территории Амеразийского бассейна, включая длинный региональный профиль, пересекающий весь Евразийский бассейн от хр. Ломоносова до шельфа Баренцева моря. Как и в предыдущие годы, в зависимости от ледовой обстановки использовали косы двух типов – 600 и 4500 метров, а также воздушные пушки объемом 1025/1300/2050 куб. дюймов. Продолжительность записи составляла 12 секунд. Полученные региональные профили позволили привести к единой модели сейсмостратиграфические схемы различных участков Арктического бассейна. Были построены сейсмогеологические модели, определены мощности осадочного чехла и скорости сейсмических волн в отдельных его толщах. Для определения скоростных параметров разреза производились точечные исследования методом преломленных волн (МПВ), которые затем согласовывались с данными полученными в ходе съемки методом МОВ ОГТ.

1.2.Прямые геологические данные

Прямые геологические данные о строении и составе осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий органичены данными полевых работ на острове Врангеля и на побережье Чукотки. На острове Врангеля основной этап геологического изучения и сбора фактического материала относится к 1960-1970 гг. Основные выводы о геологической истории территории были получены Г.С. Гнибиденко, С.М.Тильманом, О.Н. Ивановым и др. [Гнибиденко, 1968; Иванов, 1973; Тильман, Бялобжеский, Чехов, 1964]. Следующим этапом

исследования можно считать 2000-е года, когда на острове был проведен ряд экспедиций ГИН РАН [Вержбицкий и др., 2014; Моисеев и др., 2018; Соколов и др., 2017].

Глубокого картировочного бурения на акватории Восточно-Сибирского шельфа до настоящего времени не проводили. В 1978-1979 гг. Чаунской комплексной геологоразведочной экспедицией была пробурена скважина в западной части острова Айон [Слободин и др., 1990; Каревская и др., 1984]. В ходе бурения была вскрыта мощная толща кайнозойских отложений (671 метр). Это единственная скважина в регионе с представительным разрезом кайнозоя, соответственно она может быть принята как опорная для южной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей [Александрова, 2016; Слободин и др., 1990]. В то же время опорные события, выделенные по данным бурения, не могут быть напрямую сопоставлены с горизонтами на сейсмических профилях, возможна только принципиальная корреляция с ближайшими профилями.

В период с 1989 по 1991 гг. были пробурены 5 поисково-разведочных скважин в американском секторе Чукотского моря: Клондайк, Бургер, Попкорн, Крэкерджек и Даймонд. В ходе бурения были вскрыты все стратиграфические комплексы присутствующие на шельфе Аляски, что позволило надежно датировать опорные отражающие горизонты на сейсморазведочных данных [Sherwood и др., 2002].

В 2004 году в центральной части Арктики на хребте Ломоносова была пробурена скважина ACEX (Arctic Coring Expedition). Была вскрыта толща позднемел-голоценовых осадков общей мощностью 428 метров [Backman et al., 2008]. По результатам обработки керновых материалов скважины ACEX были предложены три возможные модели стратификации осадочного чехла, соответственно однозначная датировка отражающих горизонтов, прослеживаемых на сейсмических профилях в точке скважины невозможна. Одной из ближайших морских скважин является скважина «Центрально-Ольгинская-1» пробуренная в 2017 году в юго-западной части моря Лаптевых силами ПАО «НК Роснефть».

Результаты бурения являются коммерческой тайной, в открытом доступе опубликованы не были.

В 2014 и 2016 гг. были проведены две успешные экспедиции по непосредственному опробованию коренных обнажений хребта Менделеева с использованием научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ). В ходе работ на глубинах более 1000 метров была отобрана представительная коллекция мезо-палеозойских пород, слагающих фундамент хребта [Skolotnev et. al., 2019].

Геологическая история Восточной Арктики и, в частности, Северо-Чукотского бассейна интенсивно изучается с 60-х годов прошлого века. Интерпретация получаемых в ходе экспедиций данных, общие взгляды на тектонику и палеогеографию Восточной Арктики изложены в ряде работ российских исследователей: Пуцаровского Ю.М., Зоненшайна Л.П., Шипилова Э.В., Косько М.К., Грамберга И.С., Виноградова В.А., Вербы М.Л., Драчева С.С., Хаина В.Е., Секретова С.Б., Поселова В.А., Кима Б.И., Соколова С.Д., Кузьмичева А.Б. и др. Теоретические выводы и результаты зарубежных экспедиций представлены в работах Embry A., Jokat W., Coakley B., Mosher D., Grantz A., Miller E., Houseknecht D., Pease V., Franke D., Sherwood K. и др.

2. Сеймостратиграфический и сейсмофациальный анализы

Для интерпретации обстановок осадконакопления и геологической истории территории использовались методики сеймостратиграфического анализа и анализа траектории бровки шельфа.

2.1. Сеймостратиграфический анализ

Под сеймостратиграфией традиционно понимается изучение стратиграфии и осадочных фаций посредством интерпретации данных сейсморазведки [Сейсмическая стратиграфия, 1982]. Основы методики сеймостратиграфического анализа были сформированы в 70-е годы 20-го века и изложены в ряде фундаментальных работ, собранных в книге «Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration» под редакцией Ч. Пейтона [Сейсмическая стратиграфия, 1982]. Хотя основные принципы и подходы сеймостратиграфии не изменились, возросшее разрешение первичных данных вывело детальность интерпретации на новый уровень.

В основе сеймостратиграфического подхода лежит расчленение осадочного чехла на обособленные сеймостратиграфические комплексы (ССК), которые по своей сути являются осадочными комплексами, выделяемыми на сейсмических разрезах. Под осадочным комплексом понимается стратиграфическая единица, сложенная относительно согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев, отделенных от выше и нижележащего комплекса поверхностью несогласия или коррелятивной с ней согласной поверхностью. Все вышесказанное также справедливо и для сеймостратиграфического комплекса. При этом сеймостратиграфические комплексы, в отличие от осадочных, могут иметь значительно меньшие размеры и распространение. Несогласия, ограничивающие ССК, трассируются по концам осей синфазности и в геологическом контексте представляют собой поверхность, разделяющую более древние слои от более молодых, между которыми установлен значительный перерыв в осадконакоплении и имеются признаки субаэрального срезания или субаэральной экспозиции. Существуют различные типы

поверхностей несогласия: эрозионное срезание, кровельное прилегание, подошвенное налегание и подошвенное прилегание (Рис. 5). Поверхность несогласия всегда отражает значительный перерыв осадконакопления, который может быть обусловлен двумя процессами: формированием конденсированного разреза, если рассматриваются глубоководные обстановки, или эрозией и размывом ранее накопленных отложений в случае мелководных условий.

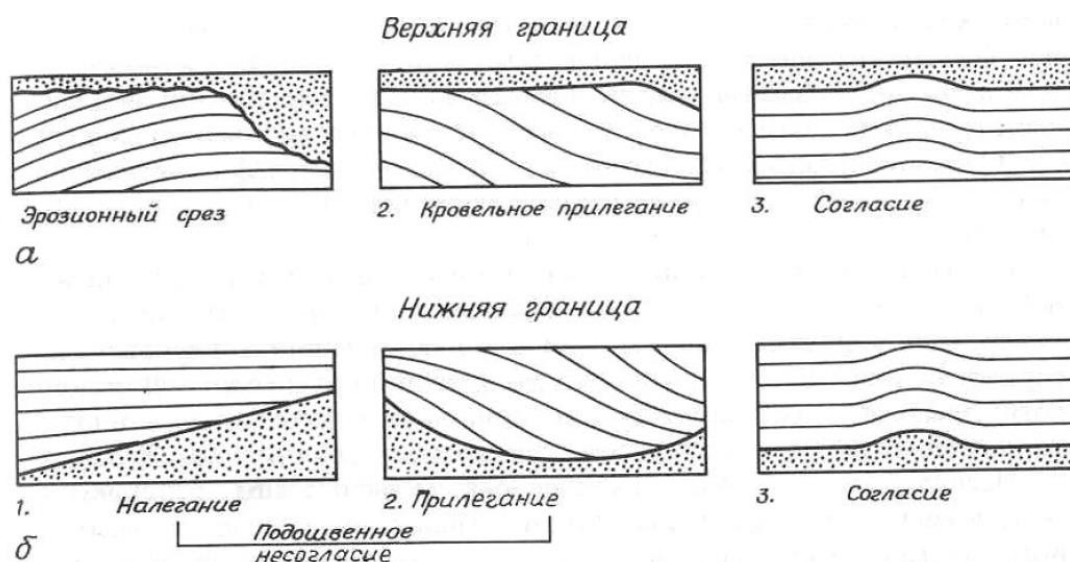


Рис. 5. Виды залегания слоев по отношению к осадочному комплексу [Сейсмическая стратиграфия, 1982].

По характеру границы можно провести интерпретацию геологического события, приведшего к её формированию.

Подошвенное несогласие может быть двух типов: налегание и прилегание, что зависит от первоначального залегания выклинивающейся пачки относительно поверхности несогласия. В случае налегания выклинивается первоначально наклонно залегающая пачка или же залегающая под большими углами восстания относительно поверхности несогласия. Прилегание возникает, когда выклинивается изначально наклонная пачка у горизонтальной или наклонной поверхности. Подошвенное несогласие чаще всего возникает в удаленных от источника сноса частях бассейна или на бортах локальных поднятий. Такой тип несогласия свидетельствует о накоплении консолидированного разреза или

длительном отсутствии осадконакопления в районе, где отложения, залегающие над несогласием, полностью выклиниваются.

Кровельное прилегание наблюдается в верхней части осадочного комплекса. Такой тип несогласной границы возникает, когда на всей площади её распространения происходит перерыв в осадконакоплении за счет низкого положения базисного уровня седиментации.

Эрозионный срез является верхней границей осадочного комплекса. Этот тип несогласия возникает в результате существенной эрозии ранее накопившейся осадочной толщи [Vail, Mitchum, Thompson, 1977].

2.2. Сейсмофациальный анализ

Методики сейсмофациального анализа используют для характеристики обстановок осадконакопления, доминирующих при накоплении пород, слагающих исследуемый ССК. Сейсмофациальный анализ заключается в описании и геологической интерпретации параметров сейсмических отражений, включая конфигурацию, непрерывность, амплитуду, частотный спектр и интервальные скорости [Сейсмическая стратиграфия, 1982]. Конфигурация осей синфазности внутри ССК характеризует внутреннюю структуру осадочной толщи. Группы отражений внутри одного ССК, характеризующиеся схожими параметрами, называют сейсмофацими. В общем случае выделяют следующие типы сейсмофаций – параллельная, субпараллельная, косослоистая (латерального наращивания), хаотическая, а также зона отсутствия отражений (слабоконтрастная толща) (Рис. 6).

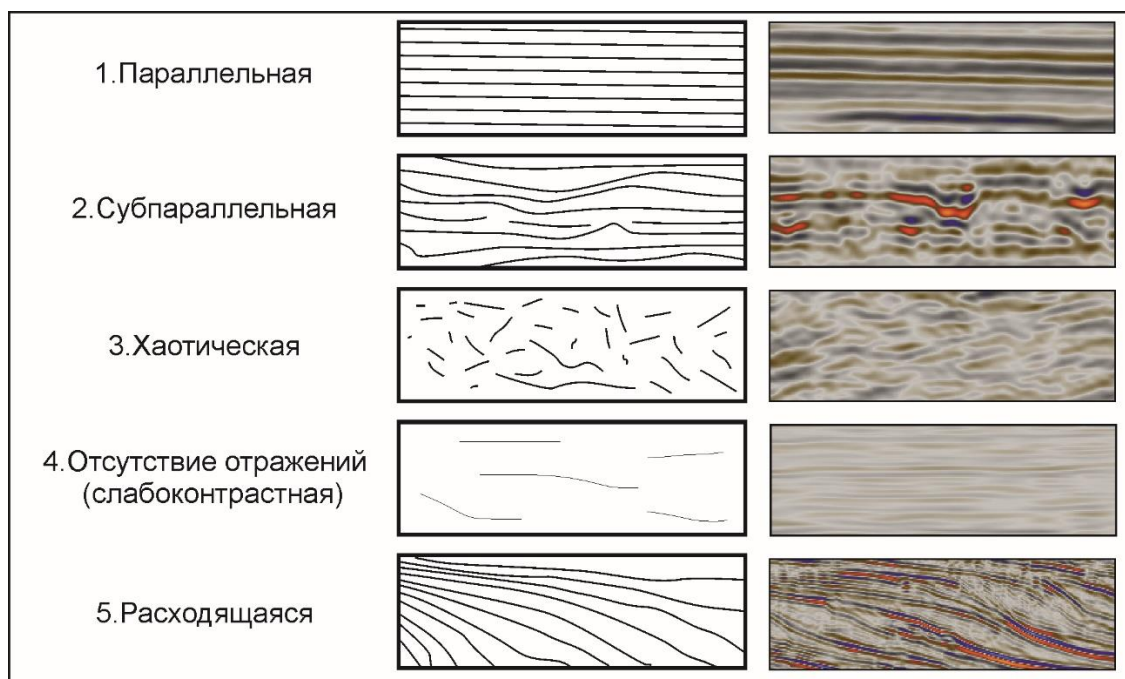


Рис. 6. Основные типы сейсмофаций. Примеры: 1,2 - шельф Восточно-Сибирского моря, 3 - Фановые отложения в бассейне Подводников у континентального склона, 4 - Гомогенная толща глубоководных глин бассейна Макарова, 5 - Клиноформы Северо-Чукотского бассейна.

Параллельная сейсмофация соответствует хорошо стратифицированным отложениям, сформировавшимся в условиях равномерного осадконакопления. Такие фации обычно развиты или в условиях широкого равномерно-погружающегося шельфа, или в глубоководных условиях на большом удалении от источников сноса. **Субпараллельная** сейсмофация свидетельствует о небольших изменениях в осадконакоплении, также может являться признаком наличия локальных седиментационных тел (русел, баров и т.д.), размер которых недостаточен для полноценного отражения на сейсмических данных. **Хаотическая** сейсмофация чаще всего соответствует части ССК, сложенной обвальными или оползневыми отложениями. **Слабоконтрастная** сейсмофация (или **зона отсутствия отражений**) соответствует гомогенной толще – интервалу однородных глин или соляным телам. Кроме того, отражения зачастую отсутствуют внутри интрузивных тел и вулканических толщ. **Косослоистая** сейсмофация чаще всего слагает осадочные комплексы, сформировавшиеся при боковом наращивании осадков – последовательном продвижении берегового

склона или всего шельфа в сторону депоцентра за счет неравномерного заполнения осадочного бассейна материалом [Vail, Mitchum, Thompson, 1977]. Отдельная поверхность специфического облика внутри косослоистой фации носит название клиноформа. Клиноформа – соответствует наклонной хроностратиграфической поверхности, представляющей собой «замороженный» палеобатиметрический профиль [Patruno, Helland-Hansen, 2018]. Изначально термин клиноформа был введен совместно с понятиями ундаформа и фондоформа. Под ундаформой в настоящий момент понимается верхняя уплощенная часть клиноформы, в то время как изначально термин подразумевал любые обстановки морского осадконакопления выше уровня штормов [Rich, 1951]. При первом употреблении термин фондоформа подразумевал любые глубоководно-морские обстановки, независимо от наличия склоновых комплексов поблизости [Rich, 1951]. В настоящее время под фондоформой понимается уплощенное подножие основания клиноформы. В текущей работе особое внимание было уделено разбору клиноформных фаций, поэтому их классификации и интерпретации посвящен следующий подраздел.

2.3. Клиноформные фации

Толща осадочных пород, содержащая косослоистую фацию и ограниченная с двух сторон клиноформами, носит название клинотемы [Helland-Hansen, Martinsen, 1996], в русскоязычной литературе также устоялось название клиноформного комплекса. По геометрии и внутреннему строению отдельных косослоистых пачек клиноформного комплекса можно оценивать условия их формирования, в том числе относительное изменение уровня моря [Henriksen et al., 2009; Patruno, Hampson, Jackson, 2015; Vail, Mitchum, Thompson, 1977]. После выравнивания, снятия эффекта уплотнения пород и коррекции изостатического погружения возможна оценка абсолютной палеобатиметрии на основе высоты каждой клиноформы [Klausen, Helland-Hansen, 2018; Steckler et al., 1999].

Согласно традиционной классификации, выделяют 6 типов клиноформ на сейсмической записи:

- **Сигмоидальные** – данные клиноформы характеризуются небольшими углами наклона, обычно, менее 1° . Клиноформы такого облика образуются, когда одновременно с накоплением осадков в ундаформенной части происходит перенос осадков к основанию склона. Чаще всего такие клиноформы формируются в периоды повышения относительного уровня моря (ОУМ) и формирования классической регрессивной последовательности [Жемчугова, 2014]. Во время формирования таких клиноформ увеличение аккомодационного пространства происходит быстрее привноса осадочного материала, за счет чего ундаформенная часть хорошо сохраняется [Vail, Mitchum, Thompson, 1977]. Существует мнение, что сигмоидальная форма является естественным обликом склона, если накопление превалирует над эрозией [Kertznus, Kneller, 2009].

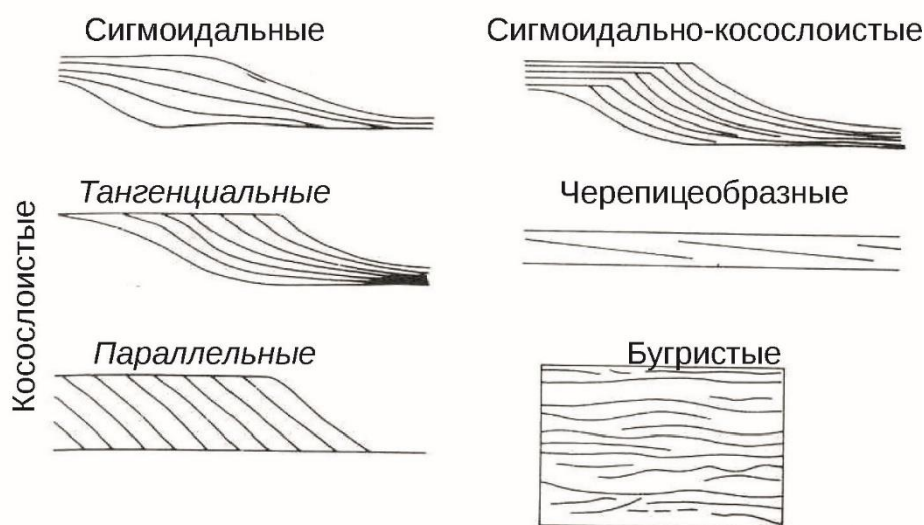


Рис. 7. Типы косослоистых отражений. По книге "Сейсмическая стратиграфия", 1982, с изменениями.

- **Косослоистие клиноформы**, подразделяющиеся на **тангенциальные** и **параллельные**, отличаются крутым углом наклона (до 10°) и формируются в периоды, когда привнос осадков преобладает над скоростью повышения ОУМ. В таком случае происходит интенсивная переработка отложений ундаформенной части, и большая часть твердого стока проходит транзитом через нее, отлагаясь

только в склоновой части и у её подножия. Такая форма часто описывается как экспоненциальная и свидетельствует о значительных эрозионных процессах, происходящих на склоне в это время [Kertznus, Kneller, 2009].

- **Сложный сигмоидально-косослоистый** тип формируется в ходе неравномерного поступления осадков или высокопериодичных колебаниях уровня моря.

- **Черепицеобразный** тип является аналогом параллельно-косослоистому типу, но проявляется в том случае, когда мощности самого комплекса близки к пределу разрешающей способности сейсмики и косой наклон лишь неявно просматривается на отдельных участках сейсмической записи. Такой тип чаще всего интерпретируют как наращивание осадка в условиях мелководья [Vail, Mitchum, Thompson, 1977].

- **Бугристые** клиноформные отражения также проявляются, когда мощности отдельных осадочных тел на грани разрешающей способности сейсмики. Такая фация соответствует пластам, накопившимся в условиях мелководья при переслаивании различных лопастей дельт [Vail, Mitchum, Thompson, 1977].

Для изучения и описания клиноформных комплексов используют методику анализа траектории бровки шельфа [Helland-Hansen, Hampson, 2009]. В основе этой методики лежит анализ направления миграции бровки клиноформного комплекса в пространстве. В зависимости от масштаба, на сейсмических данных могут быть проинтерпретированы клиноформы, формирующиеся при проградации берегового склона (дельты), шельфа и континентальной окраины (Рис. 8). Траектория берегового склона отражает высокочастотные колебания уровня моря четвертого порядка, в то время как траектория бровки шельфа показывает изменения уровня моря (третьего порядка) большей продолжительности и их взаимодействие со скоростями поступления осадка.

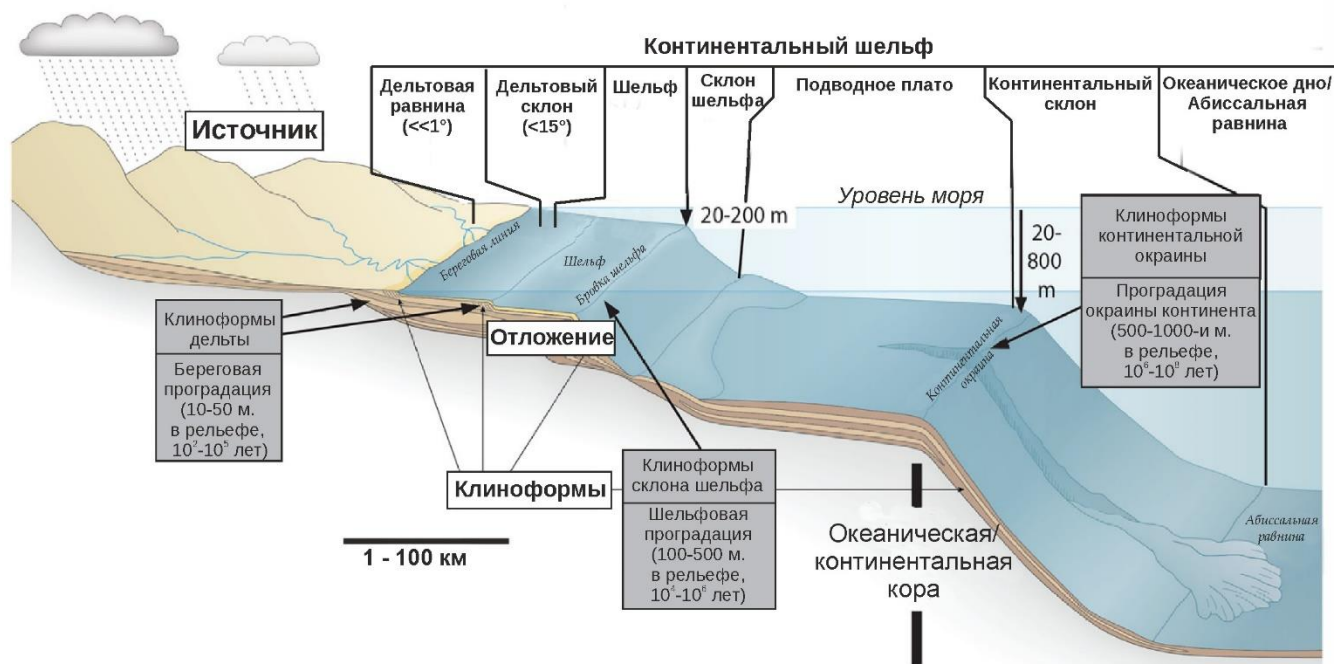


Рис. 8. Принципиальная региональная схема, иллюстрирующая разноуровневые клиноформные системы: дельтовую, шельфовую и окраинно-континентальную. По Patruno, Helland-Hansen, 2018, с изменениями.

Существуют 3 типа траектории бровки – *трансгрессивная, восходящая и нисходящая регрессивные* (Рис. 9). Каждая из них может быть аккреционная, если происходило накопление осадочного материала, или неаккреционная, если одновременно с изменением уровня моря происходило изменение палеогеографических условий без осадконакопления.

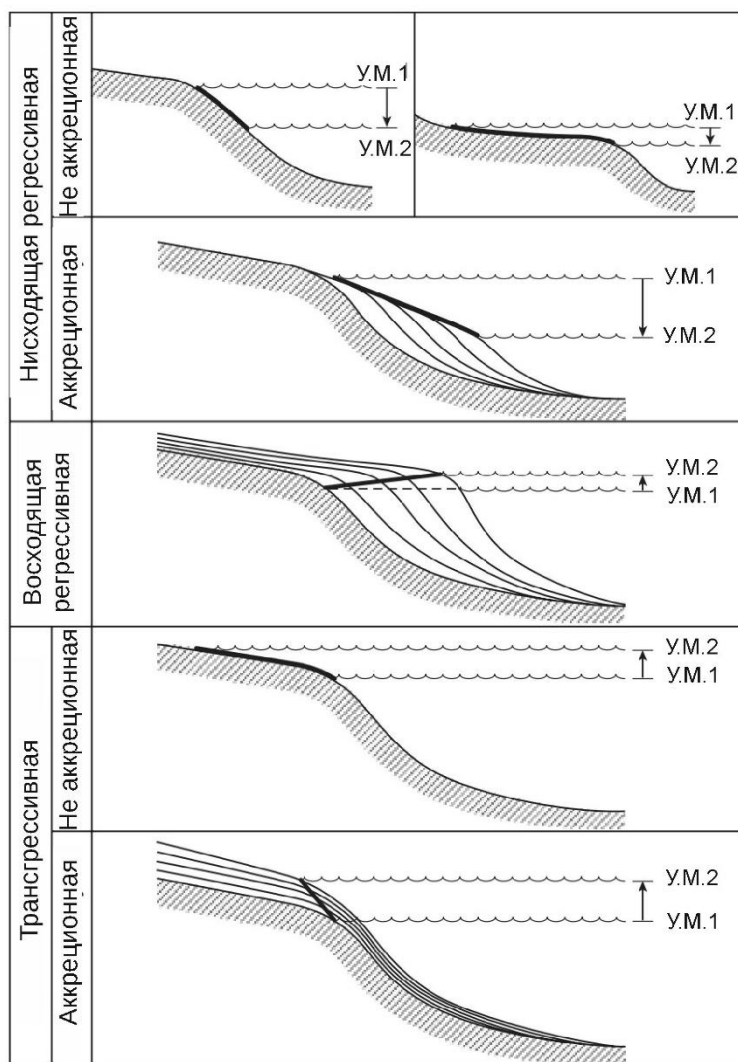


Рис. 9. Типы траекторий бровки. По Helland-Hansen, Martinsen, 1996, с изменениями.

• **Нисходящая регрессивная** траектория формируется при относительном понижении уровня моря (в сиквенс-стратиграфической концепции этот тип траектории носит название форсированной регрессии). При данном процессе происходит резкое продвижение бровки в сторону бассейна, масштабная эрозия и переотложение ранее накопившихся на шельфе материалов.

• **Восходящая регрессивная** траектория формируется, когда скорость поступления осадочного материала преобладает над скоростью повышения уровня моря. При этом происходит продвижение бровки в сторону бассейна. Такая траектория свидетельствует о наличии обширных эрозионных поверхностей

(аллювиальных равнин) и хорошей сохранности обстановок побережья в осадочном разрезе.

• **Трансгрессивная** траектория возникает, когда повышение относительного уровня моря идет быстрее поступления осадочного материала, в результате происходит отступление бровки в сторону суши. Предполагают, что такое отступление сопровождается формированием мощных обвальных толщ у подножия склона [Houseknecht, Bird, Schenk, 2009].

В настоящее время вводят дополнительный тип траектории – *стационарный*. Этот тип траектории соответствует неизменному уровню моря, когда происходит пронос осадков через мелководную область и его отложение только у основания склона (Рис. 10). Но в таком случае смещения бровки не происходит, и это не является траекторией в строгом смысле слова.

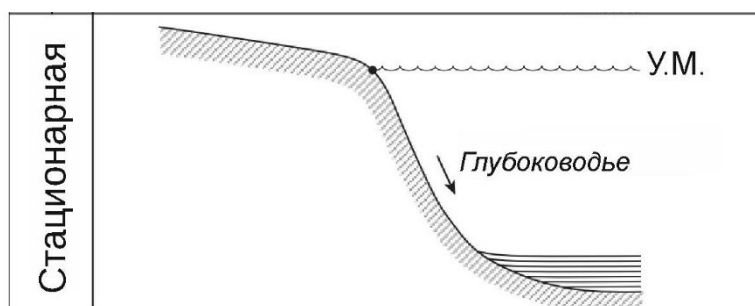


Рис. 10. Стационарная траектория бровки. По Helland-Hansen, Hampson, 2009, с изменениями.

Таким образом, в ходе интерпретации траектории бровки делают выводы об изменении относительного уровня моря в пределах территории, изменении скорости поступления осадочного материала и палеогеографических характеристиках территории. Важным плюсом данной методики относительно сиквенс-стратиграфического анализа является возможность описывать имеющиеся данные без создания сложных принципиальных моделей образования и генезиса отдельных пластов. В рамках данной методики процесс осадконакопления рассматривается как сравнительно непрерывный, и не требуется дробления толщи на серию трактов разной природы.

2.4. Контуритные фации

Обособленную часть работ составляла интерпретация контуритных фаций на сейсморазведочных данных. Контуритами называют осадки, отложенные или переотложенные под воздействием придонных течений [Rebesco et al., 2014; Stow et al., 2002]. Изначально термин контуриты употребляли в узком значении, учитывая только осадки, отложенные под воздействием термохалинных геострофических течений [Shanmugam, 2017]. В ряде современных работ термин контуриты объясняется более широко - подразумевая под ним целый генетический тип осадков, независимо от типа течения приведшего к их формированию [Rebesco et al., 2014]. Данное изменение термина было произведено для того, чтобы сделать более корректным описание древних контуритов, когда установить тип течения не представляется возможным, однако по их геометрии и текстурным особенностям однозначно следует влияние придонных течений [Rebesco, Camerlenghi, Loon Van, 2008]. В данной работе термин контуриты употребляется в своем широком значении.

Одной из основных форм контуритов является осадочный дрейф. Осадочный дрейф это общий термин для осадочных комплексов, на формирование которых определенное влияние оказывали течения. Контурный дрейф – более узкий термин для форм осадочного дрейфа, которые сформировались главным образом под действием придонных течений [Rebesco, Stow, 2002]. При описании структур, связанных с придонными течениями, используется специфическая терминология для различных типов каналов. Используется три термина – *'contourite channel'*, *'marginal valleys'* и *'moat'* (Рис. 11). Два первых термина могут быть переведены дословно как контурный канал и окраинная долина. Перевод термина «moat» возможен словами борозда, желоб или канал. Но каждое из этих слов уже устоялось в других значениях (ледниковые борозды на шельфе, глубоководные желоба и т.д.) поэтому далее по тексту для описания подобных каналов будет использоваться побуквенная транскрипция слова на русский язык – **моат**.

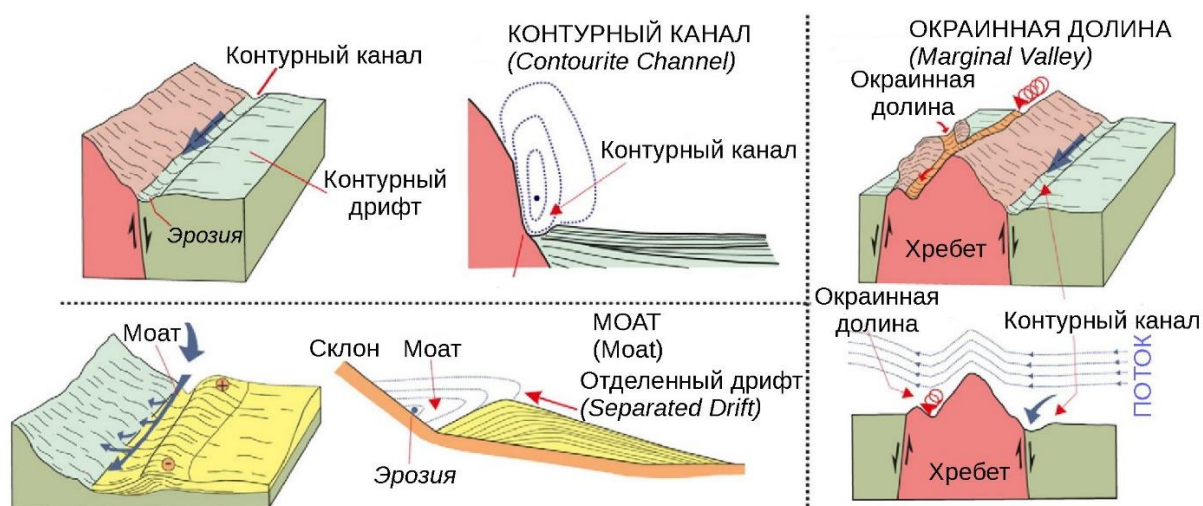


Рис. 11. Основные типы эрозионных структур, связанных с контуридами. По García et al., 2009; Rebesco et al., 2014 с изменениями.

- **Контурные каналы** – протяженные эрозионные структуры сформированные, главным образом, под действием придонных течений (Рис. 11). Характеризуются прерыванием отражений и могут быть как параллельными склону, так и волнистыми или косыми относительно склона [García et al., 2009].

- **Моат** – протяженное понижение в рельефе, ориентированное параллельно склону и сформированное за счет ненакопления осадков и локальной эрозии под осевой, наиболее быстрой частью течения увеличенной за счет силы Кориолиса (Рис. 11). В такой интерпретации термином моат может обозначаться только структура, генетически связанная с гигантским холмовидным дрифтом обособленного типа (объяснение этого термина будет дано ниже по тексту) [García et al., 2009].

На сейсмических данных моат отличается от других структур следующими признаками:

1. ориентация вдоль склона, а не по склону, как в случае с подводными каньонами;
2. слабоэрозионный или неэрозионный характер основания;

3. ассиметричная форма с эрозией или ненакоплением в присклоновой части и субпараллельным осадконакоплением на противоположном борту (Рис. 12).

- **Окраинная долина** – эрозионная структура, образованная в месте обтекания придонным течением топографического препятствия (подводной горы, хребта, грязевого вулкана и т.д.). Течения, формирующие окраинную долину, ориентированы косо или даже перпендикулярно препятствию (Рис. 12) [García et al., 2009].

Существует серия разноранговых признаков дрифтов на сейсмических данных. В литературе традиционно описывается 3 ранга признаков дрифтов – первого, второго и третьего порядка, от общего до более детального уровня (Рис. 12). Выраженность их на сейсмических данных зависит как от физического размера дрифта, так и от разрешающей способности сейсмики.

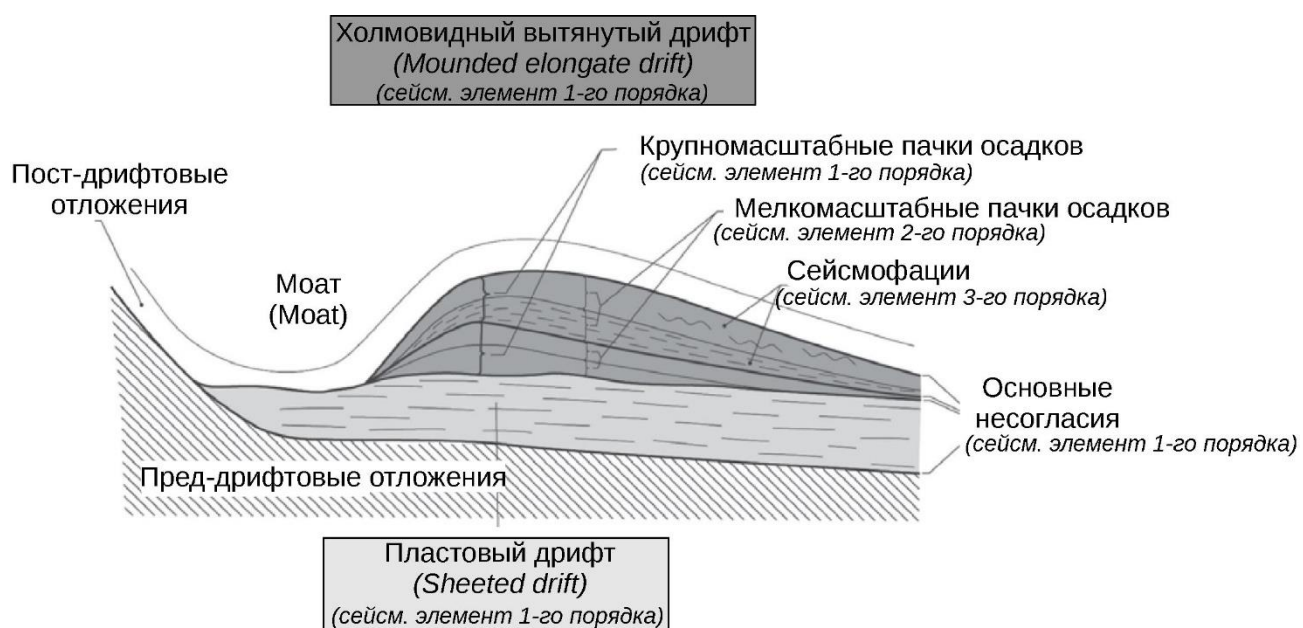


Рис. 12. Схематическая модель выражения контурного дрифта на сейсмических данных [Nielsen, Knutz, Kuijpers, 2008].

Сейсмические признаки первого порядка. Основным признаком является непосредственная геометрия осадочного тела. Холмовидный облик является одним из основополагающих признаков дрифта, при этом пластовый

дрифт не имеет такого облика и для его интерпретации приходится полагаться на другие признаки. Отличительной особенностью дрифтов является более крутой изгиб кровли тела вверх по склону и субпараллельное залегание вниз по склону, в то время как турбидитные тела обычно имеют более крутой изгиб в своей фронтальной части, расположенной вниз по склону. Общая внутренняя структура дрифтовых тел обычно представлена субпараллельной сейсмофацией с низко- или среднеамплитудными внутренними отражениями. Другой перворанговой характеристикой является подошвенное несогласие в основании дрифта, имеющее региональный или околорегиональный характер. Для захороненных дрифтов также характерно несогласие в кровле дрифта.

Сейсмические признаки второго порядка. Для дрифтов характерно подошвенное прилегание к эрозионным поверхностям и сигмоидальные расходящиеся сейсмофации с миграцией вверх по склону.

Сейсмические признаки третьего порядка. При более детальном разрешении для дрифтов выделяют следующие сейсмофации в порядке увеличения скорости формирующего их течения: (1) акустически прозрачные интервалы, (2) протяженные субпараллельные средне или низкоамплитудные отражения, (3) постоянные мигрирующие волны со средне- низкоамплитудными отражениями, (4) непостоянные волнистые до прерывистых среднеамплитудные отражения, (5) прерывистые высокоамплитудные отражения. В случае достаточной детальности в ряде крупных дрифтовых тел наблюдается цикличность чередования прозрачных и субпараллельных сейсмофаций. Такая цикличность отражает чередование режимов сильных и слабых течений и содержания более песчаной фации, соответственно.

По сейсмическим данным выделяют разные типы дрифтов, каждый из которых по-своему выражается в рельефе дна и волновом поле. Существуют две основные подгруппы: покровные дрифты (*sheeted drift*) и холмовидные дрифты (*mounded drift*).

Покровные дрифты по своей геометрии и выраженности в сейсмическом поле слабо отличаются от классических абиссальных осадков. Они не подвержены значительной латеральной миграции, имеют достаточно равномерное распределение мощностей по площади и представлены слабо-амплитудными или акустически прозрачными сейсмофациями. Поверхность такого типа дрифтов может представлять из себя большое пространство, покрытое седиментационными волнами.

Холмовидные дрифты отличаются отчетливой холмоподобной формой и сравнительно вытянутым обликом. Данный тип подразделяется на три подтипа: (1) гигантский вытянутый дрифт (*giant elongated drift*), покрывающий значительные пространства и легко определяемый за счет вытянутости вдоль определенного контура; (2) канально-обусловленный дрифт (*channel related drift*), выделяемый внутри глубоководных каналов, проливов или моатов; (3) замкнутый дрифт (*confined drift*), располагающийся в относительно маленьких пространствах, топографически ограниченных со всех сторон [Faugères, Stow, 2008; Rebesco, Stow, 2002].

Холмовидные дрифты (Mounded drift) миграция и агградация все типы отражений, кроме горизонтально/параллельно слоистых		Покровный абиссальный дрефт (Abyssal sheet drift) прозрачная или волнистая сейсмофация Примеры: Дрефт Глория (Gloria) и дрефт Аргентинского бассейна (Argentine Basin)		преимущественно агградация Основание дрефта
		Гигантский вытянутый дрефт	Наслоенный дрефт (Plastered drift) - миграция вдоль склона (вниз по течению) - миграция вверх и вниз по склону Пример: Дрефт Гардар (Gardar)	Низкий градиент скоростей потока Пологий склон
			Обособленный дрефт (Separated drift) - миграция вдоль склона (вниз по течению) - миграция вверх по склону Пример: Дрефт Фаро (Faro)	Высокий градиент скоростей потока Моат (Moat channel) Крутой склон с выраженным подножием
			Оторванный дрефт (Detached drift) -преимущественно миграция вниз по склону Пример: Дрефт Эйрик (Eirik)	200 м. 2000 м.
		Канально- обусловленный дрейт	- преимущественно вниз по течению - случайная латеральная миграция Пример: Контуритовый фан Вема (Vema contouritic fan)	Канал Канал Канал Вниз по глубокому каналу
Замкнутый дрейт	- преимущественно вниз по течению - ограниченная латеральная миграция Пример: Дрефт Сумба (Sumba)	Канал Канал		

Рис. 13. Типы контуритных дрефтов с внутренней морфологией и характером миграции (зеленые стрелки). По Faugeres et al., 1999 с изменениями.

Гигантский вытянутый дрефт имеет размеры от десятков до тысяч километров, имеет соотношение длина/ширина от 2:1 до 10:1 и толщины до нескольких сотен метров. Этот подтип разделяют на три вида: наслоенный, обособленный и оторванный дрефты.

- *Наслоенный дрифт (plastered drift)* – обычно залегает на пологом склоне и формируется низкоскоростными течениями (Рис. 14). Такой дрифт может мигрировать как вверх, так и вниз по склону, отложение нового осадочного материала может происходить на любом его крыле.

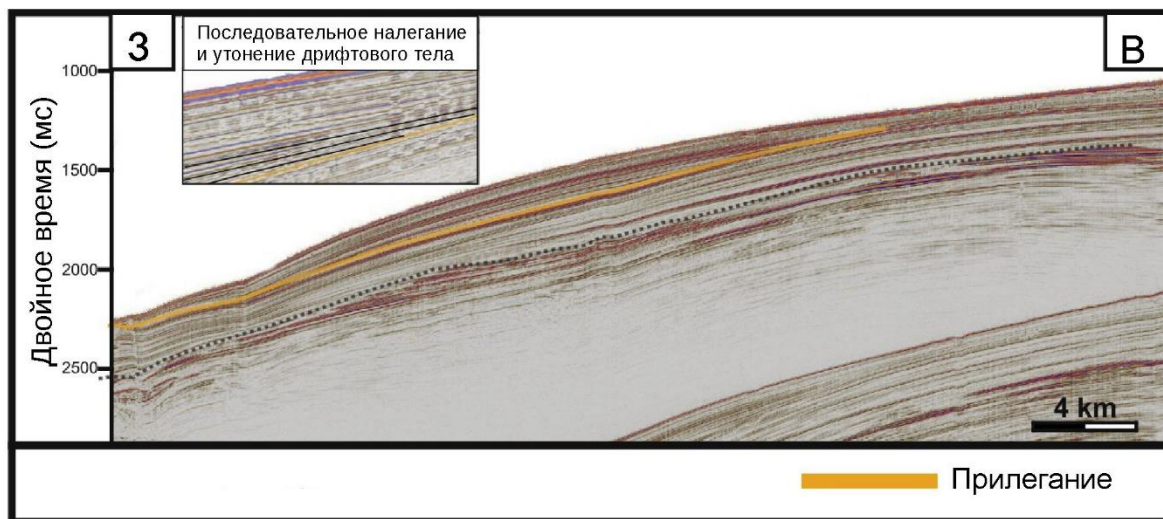


Рис. 14. Наслоенный дрифт на сейсмических данных [Osti et al., 2019].

- *Обособленный дрифт (separated drift)* – данный вид обычно залегает в основании крутого склона и отделен от него выраженным каналом – моатом, - в котором проходит формирующее его течение. Дрифт характеризуется ассиметричным обликом с крутым крылом со стороны склона и субгоризонтальным залеганием на противоположном крыле (Рис. 15).

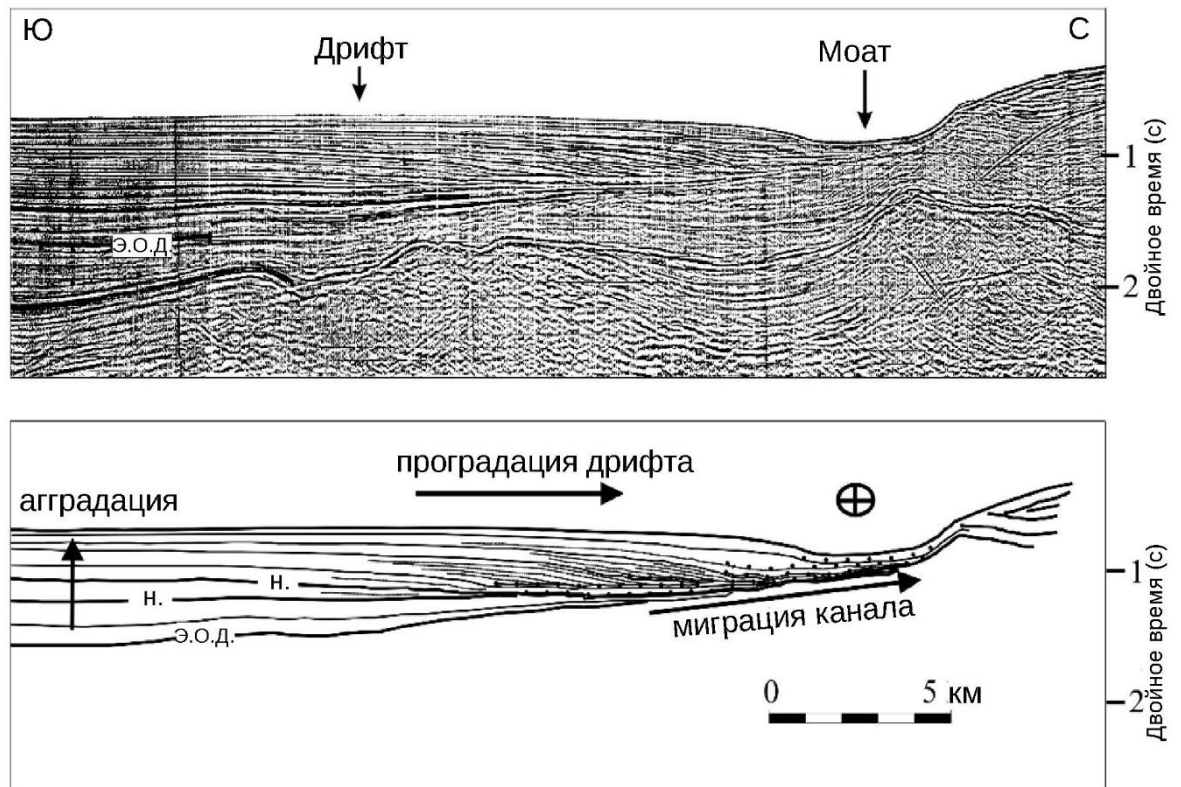


Рис. 15. Пример обособленного дрифта (дрифт Фаро). Видна проградация осадочного тела вверх по склону, эрозионное основание дрифта (Э.О.Д.), несогласия внутри пачки осадков (н.), эрозия в основании и на правом борту моата. [Faugeres et al., 1999].

- **Оторванный дрифт (detached drift)** – представляет собой удлиненное осадочное тело отклоняющееся на определенный угол от соседнего склона, от которого и произошел отрыв.

Канально-обусловленный дрифт (channel related drift) формируется в узких протяженных понижениях (глубоких каналах, проливах или контуритных моатах), где придонная циркуляция зажата с двух сторон. Внутреннее строение таких дрифтов отличается прерывистостью, относительной хаотичностью и наличием множества эрозионных каналов.

Замкнутый дрифт (confined drift) формируется на небольших участках с локальными поднятиями по сторонам. Обычно такой тип формируется под воздействием достаточно медленных течений и характеризуется наличием двух моатов вдоль каждого из ограничивающих склонов.

3. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий¹.

3.1. Сейсмокомплексы выделяемые в волновом поле

В акустическом поле СЧБ выделяется несколько выдержанных по латерали сейсмокомплексов, которые могут быть прослежены в пределах всего бассейна.

Акустический фундамент. Породы акустического фундамента характеризуются хаотической сейсмофацией и отсутствием протяженных осей синфазности на сейсмических данных. В ряде мест внутри комплекса акустического фундамента встречаются «блюдецобразные» яркие отражения и локально развитые плоские яркие амплитудные аномалии. Эти аномалии традиционно интерпретируются как магматические интрузии и покровы внутри осадочного чехла [Planke et al., 2005]. В пределах акустического фундамента СЧБ они были описаны ранее [Nikishin et al., 2019a; Дараган-Суцова и др., 2015]. Кровля комплекса проводится по границе, разделяющей хаотическую сейсмофацию от вышележащей субпараллельной сейсмофации с относительно выдержанными

¹ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Nikishin A., Gaina C., Petrov E., **Freiman S.** Seismic stratigraphy and tectonostratigraphy of the Arctic Ocean based on new Russian geophysical data // Geophysical Research Abstracts. – 2018. Vol. 20 – EGU2018-2200 (0.0625 п.л., авторский вклад 30%).
2. Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Клутинг С., Малышев Н.А., Петров Е.И., Посаментьер Х., **Фрейман С.И.**, Линева М.Д., Жуков Н.Н. Этапы тектонической эволюции и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Сибирского бассейна // Геотектоника. 2019. №6 с.1-24 Импакт-фактор по WoS 0.746, (1.437 п.л., авторский вклад 20%)
3. Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров Е.И., **Фрейман С.И.** Рифтовые системы Восточно-Сибирской континентальной окраины// Вест. Моск. ун-та. сер. 4. Геология. 2020. № 5. С. 3-16. Импакт-фактор по РИНЦ 0,736, (0.875 п.л. / авторский вклад 10%)

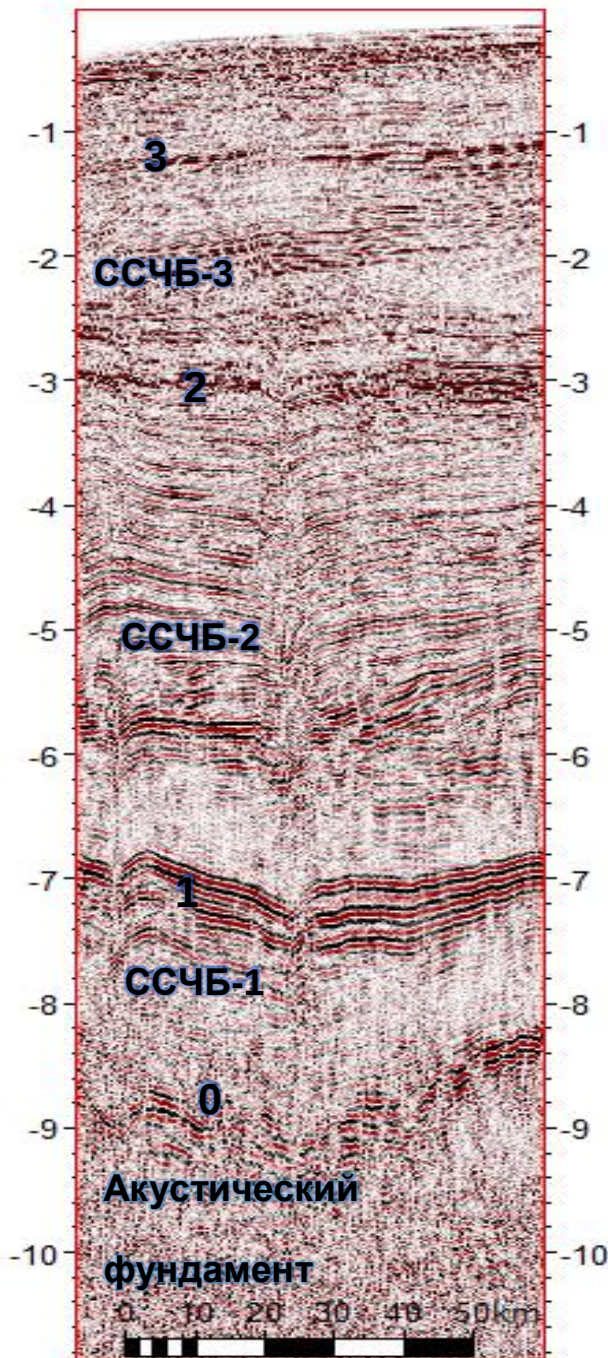


Рис. 16. Фрагмент сейсмической записи в пределах Северо-Чукотского бассейна. Видны все основные комплексы.

отражениями (цифра 0 на рис.16). В отличие от соседних Южно-Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов в пределах СЧБ кровля акустического фундамента пологая без видимых рифтовых структур. Фундамент залегает на глубинах 20-24 км в депоцентре бассейна и выходит на поверхность на юге территории [Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Petrov et al., 2016].

Первый сейсмокомплекс (ССЧБ-1) представлен толщей малоконтрастных осадков слабовыраженных в волновом поле. В верхней части сейсмокомплекса наблюдаются отдельные протяженные оси синфазности, выделяющиеся на фоне доминирующей бугорчатой сейсмической записи. Нижняя часть отличается более хаотической и прерывистой записью. На общем фоне выделяется выдержанная пачка ярких отражений в средней части сейсмокомплекса (цифра 1 на рис.16). Данный сейсмокомплекс прослеживается субпараллельно акустическому фундаменту и прилегает к бортам осадочного бассейна.

Второй сейсмокомплекс (ССЧБ-2, нижний клиноформный комплекс) сложен толщей с характерным клиноформным строением. Клиноформная природа комплекса явно видна на профилях, ориентированных вкрест древней окраины в направлении юг-север. Прослеживаемость горизонтов внутри комплекса слабая и опорных горизонтов выделить не удастся. Породы, слагающие сейсмокомплекс, разбиты серией малоамплитудных разрывных нарушений, которые затухают вверх по разрезу и практически не прослеживаются в следующем комплексе. Мощность второго сейсмокомплекса до 6 км. В кровле комплекса прослеживается выдержанное яркое отражение, имеющее региональное распространение (цифра 2 на рис.16)

Третий сейсмокомплекс (ССЧБ-3, верхний клиноформный комплекс) также характеризуется клиноформным строением, но высота клиноформ и их протяженность значительно меньше чем в нижележащем комплексе. Так как третий сейсмокомплекс залегает ближе к поверхности, качество сейсмической записи существенно лучше, и в пределах комплекса может быть прослежена серия отчетливых эрозионных поверхностей. В северной части бассейна в районе террасы Кучерова внутри тусклой пачки с параллельными отражениями выделяется одиночная очень яркая фаза, которая может быть использована в качестве реперного горизонта (цифра 3 на рис.16).

Описанные сейсмокомплексы выделяются исключительно по сейсмической картине и соответствуют различным этапам развития территории. Внутри

сейсмокомплексов могут быть прослежены дополнительные горизонты, выделенные как опорные на близлежащих территориях. На настоящий момент нет общепринятой стратиграфической схемы для описанных сейсмокомплексов. В следующей подглаве представлен обзор существующих схем и предпосылок для возрастной интерпретации отражающих горизонтов.

3.2. Обзор сеймостратиграфических схем Северо-Чукотского бассейна и сопредельных территорий

На данный момент в открытых источниках опубликовано 7 схем сеймостратиграфического расчленения осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна. В большинстве работ основой для построения схемы стратиграфического расчленения являются данные по скважинам, пробуренным в американской части акватории Чукотского моря [Sherwood et al., 2002]. Для американского сектора Чукотского моря и трога Ханны существует надежная схема стратификации осадочного чехла. Схема была составлена на основе представительных палеонтологических данных, позволивших продатировать основные несогласия, выделяемые на сейсморазведочных данных (Рис. 17).

Между Северо-Чукотским бассейном и трогом Ханна располагается сильно дислоцированный Срединно-Чукотский выступ [Nikishin et al., 2017a]. Мощность осадочного чехла на этом поднятии менее 100 метров. Небольшая мощность и многочисленные разрывные нарушения делают невозможным прямое прослеживание опорных отражающих горизонтов или структурных несогласий от скважин американского сектора Чукотского моря до территории Северо-Чукотского бассейна. Схемы, основанные на данных американских скважин базируются на сопоставлении региональных сеймостратиграфических реперов (несогласий, сеймофациальных особенностей отложений) трога Ханны с аналогичными реперами, выделяемыми по сейсмической картине в СЧБ [Бурлин, Шипелькевич, 2006; Петровская, Савишкина, 2014; Поселов и др., 2017]. По этой причине эти схемы носят принципиальный характер и остаются дискуссионными. В научной литературе опубликовано несколько взаимно противоречащих схем

AGE		Ma.	EQUIVALENT STRATIGRAPHY OF NORTHERN ALASKA	CHUKCHI SHELF LITHOLOGY	CHUKCHI SHELF SEQUENCE	MAJOR ARCTIC PETROLEUM DISCOVERIES
CENOZOIC	QUAT.	1.8	GUBIK FM		UPPER BROOKIAN SEQUENCE	KUVLUM (325 MMBO) HAMMERHEAD (RU) CANADIAN BEAUFORT (17 GAS, 22 OIL, OIL AND GAS FIELDS REC. RES. = 1.1 BBOR AND 12.7 TCFGR)
	TERTIARY		SAGAVANIRKTOK FM.			
MESOZOIC	CRETACEOUS	65		NOT PRESENT IN ANY CHUKCHI SHELF WELLS PRESENT ONLY IN NORTH CHURCH BASIN?	mBU	BADAMI (120 MMBO), FLAXMAN ISLAND (RU)
			COLVILLE GP.		LOWER BROOKIAN SEQUENCE	SCHRADER BLUFF (400 MMBO) WEST SAK (300-500 MMBO) TARN (42 MMBO), SOURDOUGH (100 MMBO) SIMPSON (RU) FISH CREEK (RU) UMIAT (70 MMBO, 0.05 TCFGR)
			NANUSHUK GP.			
			TOROK FM.			
			PEBBLE SHALE		BU	GUBIK { (350-900 BCfGR) E. UMIAT {
	JURASSIC	144	KUPARUK SS		LCU	WALAKPA (30+ BCfGR) NIAKUK (65 MMBO, 0.03 TCFGR) PT THOMSON (300 MMBO, 5 TCFGR)
			ALPINE SS		RIFT SEQUENCE	KUPARUK (2.5 BBOR, 1.1 TCFGR) MILNE PT (220 MMBO) PT MCINTYRE (340 MMBO)
			U. KINGAK FM.			
			LOWER KINGAK FM.			JU
		TRIASSIC	206	SAG RIVER FM.		UPPER ELLESMERIAN SEQUENCE (SAG PHASE)
	SHUBLIK FM.			PRUDHOE BAY-SAG RIVER (4 BBOIP) PRUDHOE BAY-SHUBLIK (250-500 MMBOIP)		
	FIRE CRK FM.			PRUDHOE BAY (12.4 BBOR, 26 TCFGR) NORTHSTAR (145 MMBO) SAND PIPER (RU)		
	IVISHAK FM.			GWYDYR BAY (30-60 MMBO) N. PRUDHOE (4 MMBO) IVISHAK (ENDICOTT) (6+MMBO)		
	KAUVIK FM.					
PALEOZOIC	PERMIAN	248	ECHOOKA FM.		PU	
		JOE CRK Mbr./ ECHOOKA FM. OR PERM. TRANS. SEQUENCE				
	PENN.	290	WAHOO FM.		LOWER ELLESMERIAN SEQUENCE (RIFT PHASE)	LISBURN POOL-PRUDHOE BAY (206 MMBO, 1 TCFGR)
			ALAPAH FM.			
	MISS.	323		SEQUENCES NOT SAMPLED IN CHUKCHI SHELF OR WESTERN ALASKA WELLS		
		354	ENDICOTT GP.		MU?	ENDICOTT (600 MMBO, 0.9 TCFGR) LIBERTY-TERN (120 MMBO)
DEVONIAN				TAB		
			ACOUSTIC BASEMENT	BASEMENT NOT SAMPLED	FRANKLINIAN SEQUENCE	

Для трога Ханны выделяют следующие опорные поверхности и соответствующие им отражающие горизонты: TAB (*Bu*), PU (*PEu*), JU (*MJu*), LCU (*LCu*), BU (*BTu*), CU (*ECu*), (*TEu*), PPU (*PPu*) (Рис. 18) [Craddock, Houseknecht, 2016; Dinkelman, 2008].

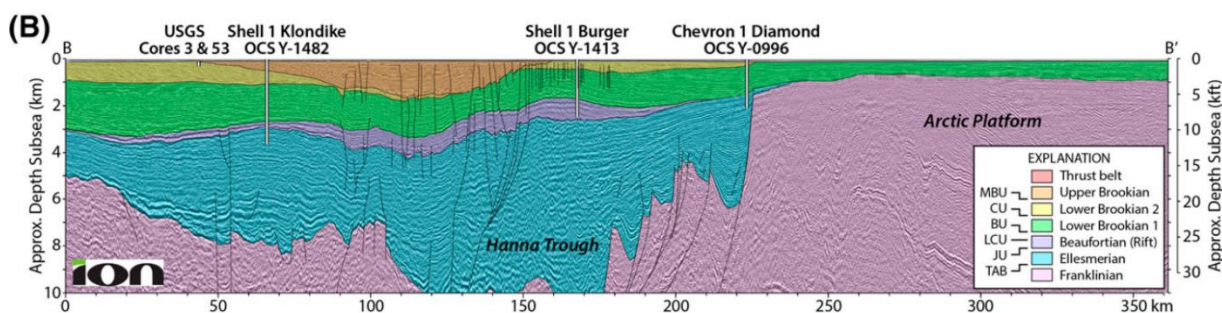


Рис. 18. Сейсмический профиль через трог Ханны с цветовой заливкой основных выделяемых комплексов и опорных поверхностей [Craddock, Houseknecht, 2016].

ОГ TAB (top acoustic basement – кровля акустического фундамента) соответствует кровле акустического фундамента и отделяет девонские и более древние метаморфизованные породы франклинского комплекса от слабодислоцированного осадочного чехла бассейна. Выше ОГ TAB выделяется элсмирский комплекс, внутри которого прослеживается горизонт PU (Permian unconformity – пермское несогласие). Горизонт PU отделяет раннеэлсмирские отложения, накопившиеся во время активного рифтогенеза в пределах грабенов, от позднеэлсмирских, которые залегают равномерно по всей территории. Элсмирский комплекс с выраженным угловым несогласием перекрывается юрско-меловым бофортским комплексом. Это несогласие носит название JU (Jurassic unconformity – юрское несогласие). Поверхность JU, имеющая оксфордский возраст, традиционно отождествляется с началом рифтинга, приведшего к раскрытию Канадского бассейна [Grantz, 2009]. Существует альтернативное мнение о раннемеловом возрасте Канадского бассейна [Miller et al., 2018], в этой модели JU отвечает другому тектоническому этапу. На сейсмических данных граница JU выглядит как яркое двухфазное отражение с отчетливым эрозионным характером. Выше него залегают породы бофортского комплекса. Внутри бофортского комплекса выделяется несогласная граница LCU (Lower Cretaceous unconformity – раннемеловое несогласие), датируемая готерив-барремом. Бофортский комплекс перекрывается отложениями мел-кайнозойского брукского комплекса. Породы

брукского комплекса отделены от нижележащей поверхности BU (Brookian unconformity – брукское несогласие). В наиболее погруженных частях трога Ханны поверхность BU является согласной, а в районе древних поднятий она переходит в несогласие и становится эрозионной. Поверхность BU датируется барремом-аптом и отвечает этапу локального воздымания территории. Внутри брукского комплекса выделяется несогласие mBU (middle Brookian Unconformity – среднебрукское несогласие) или, согласно работам 2019 года, KPU (Cretaceous – Paleocene Unconformity – мел – палеоценовое несогласие) [Memoirs, 2019]. Это несогласие связано с этапом воздымания территории хребта Брукса [Moore, Vox, 2016]. Брукский комплекс сложен мощными клиноформными толщами, детально разобранными и описанными в литературе [Craddock, Houseknecht, 2016; Houseknecht, Bird, Schenk, 2009]. В пределах трога Ханна в кайнозойских отложениях выделено два основных несогласия: TEu (Terminal Eocene Unconformity – постэоценовое несогласие) и PPU (Pre-Pliocene Unconformity – предплиоценовое несогласие) [Memoirs, 2019].

Одна из первых схем стратификации чехла СЧБ на основе сейсмических данных была предложена в работах Шипилькевича и Бурлина [Шипилькевич, Бурлин, 2003; Бурлин, Шипилькевич, 2006]. В пределах акватории Чукотского моря авторы проследили опорные горизонты LCU, BU, MBU. В основании бассейна прослеживался горизонт LCU и, как следствие, весь чехол согласно этой схеме имеет мел-кайнозойский возраст (Рис. 19). Сейсмокомплекс ССЧБ-1 назван Рифтовым комплексом и ограничен снизу горизонтом LCU, а сверху - BU. Сейсмокомплекс ССЧБ-2 ассоциирован с Нижнебрукским подкомплексом, он ограничен в кровле несогласием MBU и имеет апт-позднемеловой возраст. В вышележащей части чехла ОГ авторы не интерпретировали.

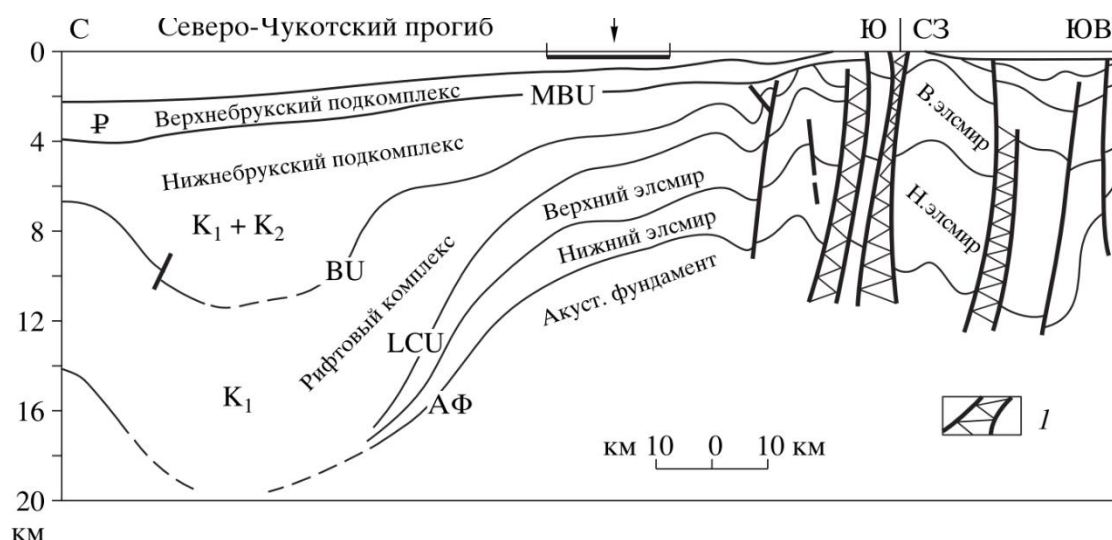


Рис. 19. Схематический геологический профиль через Северо-Чукотский Прогиб [Бурлин, Шипелькевич, 2006].

Ilhan и Coakley предложили похожую схему расчленения осадочного чехла СЧБ, основываясь на других предпосылках [Ilhan & Coakley, 2018]. В ходе американской экспедиции на судне Marcus G. Langseth в 2011 году была отснята серия сейсмических профилей в районе Чукотского плато и восточной части Северо-Чукотского бассейна. На этих сейсмических профилях в комплексе акустического фундамента были прослежены специфические отражения – SDR (Seaward Dipping Reflectors – отражения, наклоненные в сторону моря) [Ilham, Coakley, 2018]. Эти структуры обычно отождествляются с массовыми излияниями базальтов во время рифтинга [Paton et al., 2017]. В работе, посвященной Северо-Чукотскому бассейну, этот рифтинг ассоциирован с открытием Канадского бассейна. Осадочный чехол бассейна по этой

интерпретации имеет готерив-современный возраст. Для стратиграфического расчленения чехла Северо-Чукотского бассейна были прослежены горизонты ВУ,

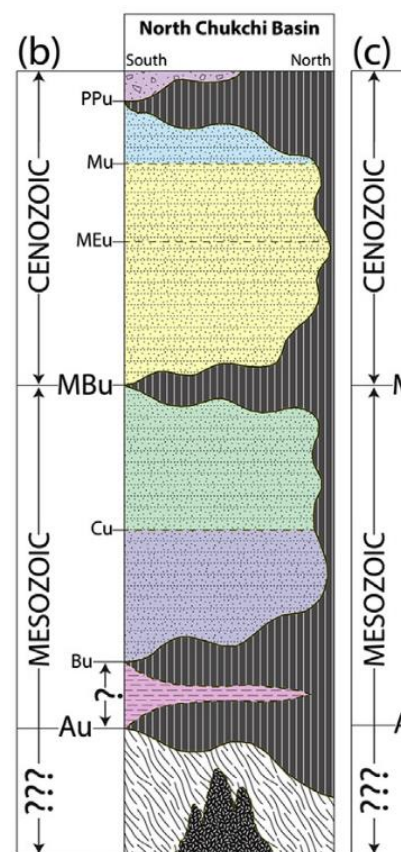


Рис. 20. Схематическая стратиграфическая колонка Северо-Чукотского бассейна [Ilham, Coakley, 2018].

CU, MBU, MU от скважин американского сектора Чукотского моря (Рис. 20, Рис. 21).

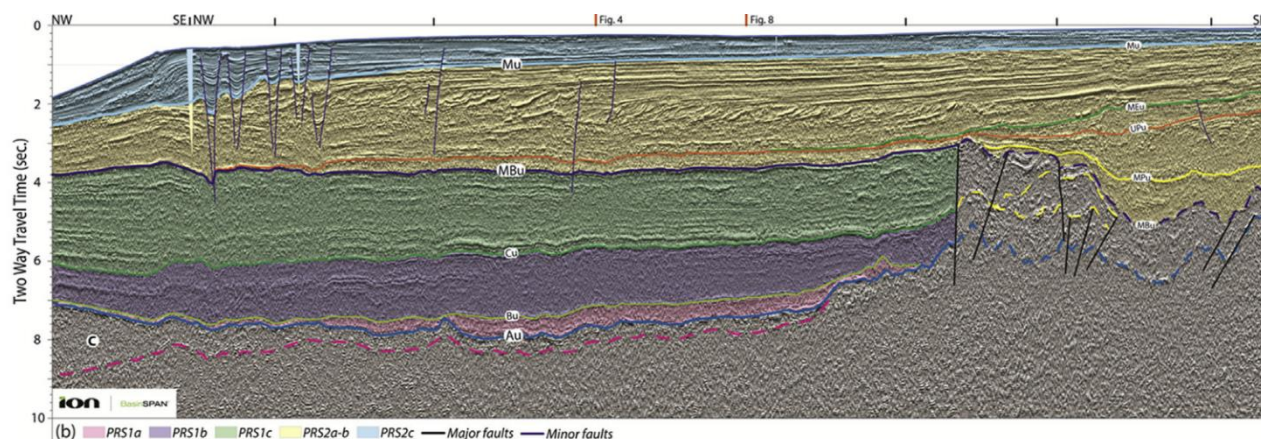


Рис. 21. Профиль через северную окраину Северо-Чукотского бассейна. С - комплекс SDR в косом сечении [Ilhan, Coakley, 2018].

Никишин с соавт. и Скарятин с соавт. предложили практически аналогичная схема стратификации чехла СЧБ [Никишин и др., 2017; Скарятин и др., 2020]. Эти работы также основываются на скважинных данных американского сектора Чукотского моря и согласовываются с фактом наличия SDR в основании разреза. Согласно этим моделям, в основании чехла СЧБ лежит горизонт BU (или 120 Ma по Никишину и др., 2019) (Рис. 22). Так как часть данной диссертационной работы была выполнена в рамках создания схемы Никишина (2019), подробное описание этой схемы приводится в главе 3.4.

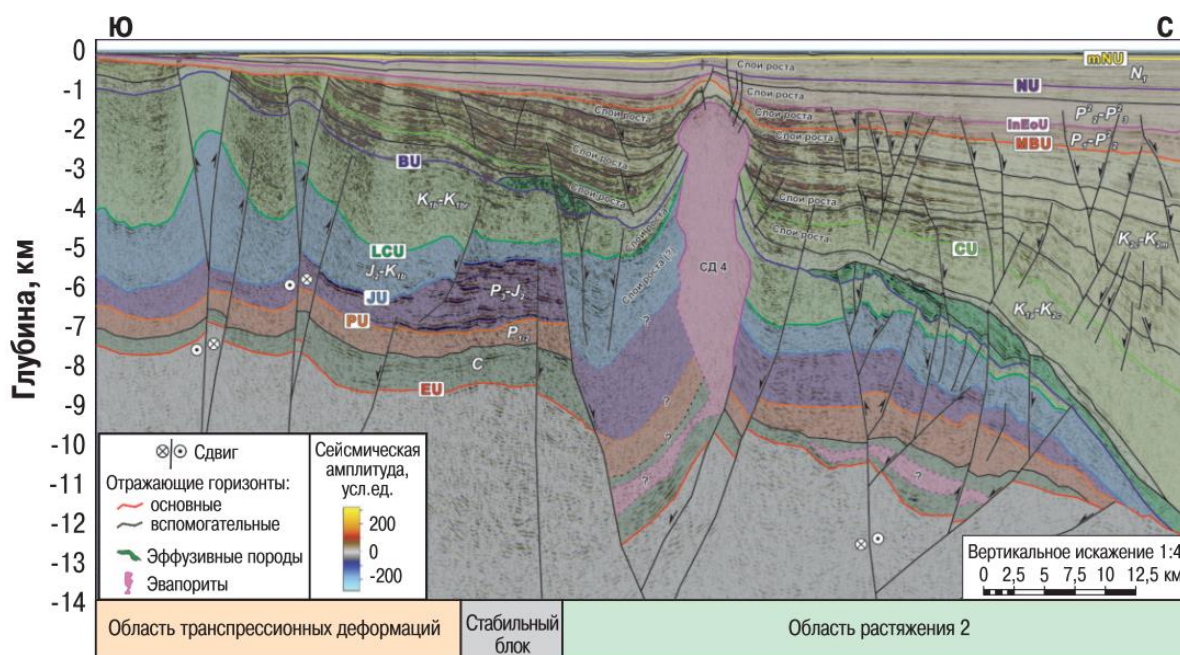


Рис. 22. Сейсмогеологический разрез через южную часть СЧБ. На севере выделяется только меловой чехол с поверхностью BU в основании [Скарятин и др., 2020].

Различие в схемах Скарятина (2020) и Никишина (2019) заключается в возрастной интерпретации двух нижних сейсмокомплексов ССЧБ-1 и ССЧБ-2. Нижний клиноформный комплекс ССЧБ-2 по схеме Скарятина имеет аптский-альбский возраст, а по схеме Никишина - поздне мел-палеоценовый. Различия в корреляции вышележащих горизонтов незначительные и их положение изменяется в пределах нескольких фаз.

Принципиально другая схема стратификации осадочного чехла СЧБ была предложена в работе Поселова и соавторов [Поселов и др., 2017] (Рис. 23). Базируясь на материалах российской сейсморазведки последних лет, в чехле СЧБ было прослежено 6 опорных горизонтов. 4 нижних горизонта – PU, JU, LCU, BU – были отождествлены с аналогичными в пределах трога Ханны. В верхней части разреза были прослежены два дополнительных несогласия: pCU (посткампанское несогласие) и RU (региональное несогласие), имеющее предмиоценовый возраст. Обе поверхности прослеживаются в районе СЧБ из котловины Подводников, куда, в свою очередь, прослежены от скважины АСЕХ на хребте Ломоносова [Буценко,

2006]. Непрерывное прослеживание отражающих горизонтов между хребтом Ломоносова и котловиной Подводников невозможно вследствие многочисленных сбросов, формирующих современные уступы хребта, и малой мощности осадочного чехла. Следовательно, корреляция этих поверхностей носит принципиальный характер.

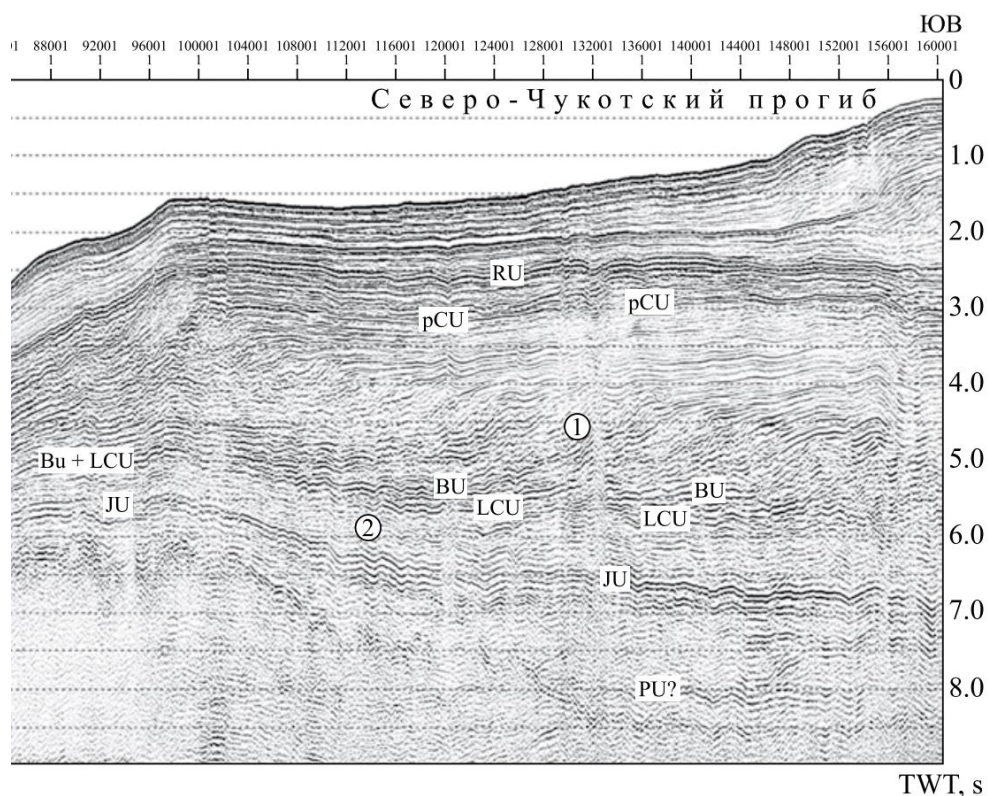


Рис. 23. Фрагмент сейсмического профиля R14 через СЧБ с положением опорных горизонтов [Поселов и др., 2017].

Схема, близкая к предыдущей, была предложена в работах Дараган-Сушевой, Петровской и Савишкиной [2014, 2015] (Рис. 24). На некоторых участках положение опорных горизонтов отличается от положения аналогичных опорных горизонтов в схеме Поселова и соавторов на 1.5-2 км. В данной схеме для наименования горизонтов используется собственная номенклатура с приставкой «ДМНГ». Авторы подчеркивают, что некоторые горизонты по возрасту и структурно-тектоническому положению соответствуют горизонтам трога Ханны. По интерпретации авторов в осадочном чехле СЧБ выделяется 7 отражающих горизонтов, которые могут быть сопоставлены с общепринятыми названиями

следующим образом: ТАВ – Фа; PU – ДМНГ-16; JU – ДМНГ-14; LCU – ДМНГ-13; BU – ДМНГ-9. ТЕu – ДМНГ-6 или UB. Аналогов несогласию RРu не проводится.

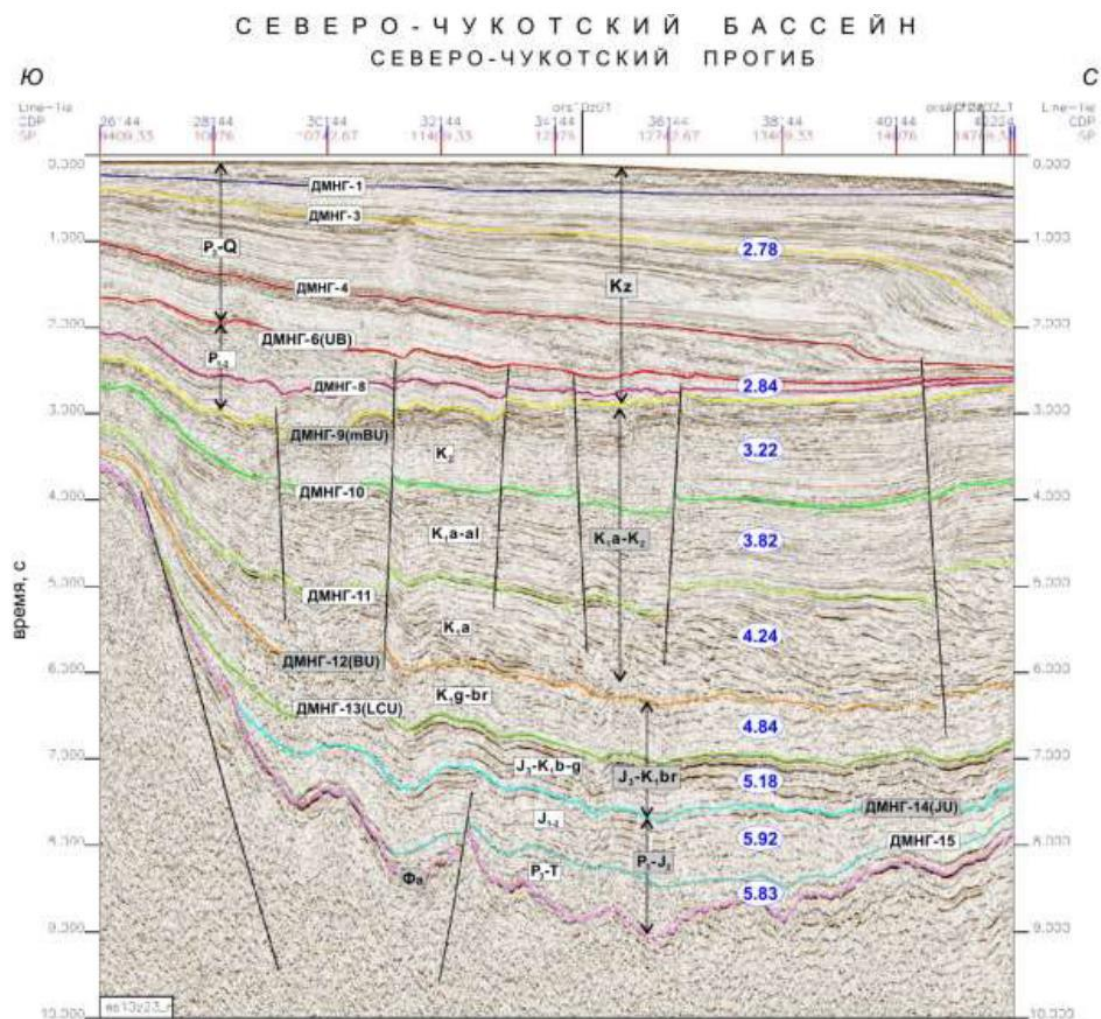


Рис. 24. Сеймостратиграфическое расчленение СЧБ [Петровская, Савишкина, 2014].

Для обоснования такой схемы расчленения приводятся данные по строению близлежащей суши где эти несогласия также проявлены, в той или иной степени. Внутри осадочного чехла дополнительно прослежены ещё 7 горизонтов, но обоснование их возрастной привязки в тексте статей не приводится [Дараган-Суцова и др., 2015; Петровская, Савишкина, 2014]. Практически аналогичная схема приводится в работах Заварзиной и др. (2017) (Рис. 25).

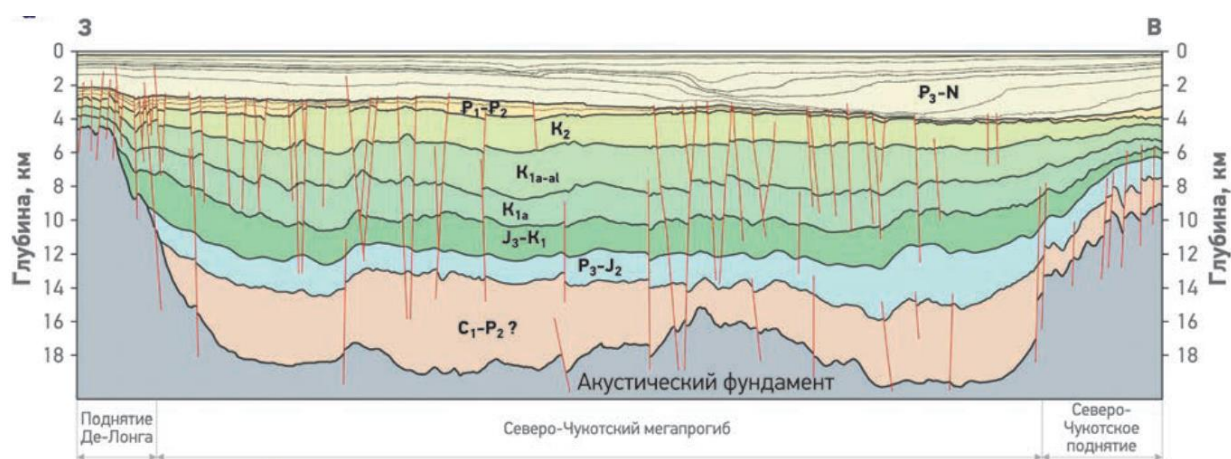


Рис. 25. Геолого-геофизический разрез через СЧБ [Заварзина и др., 2017].

Ещё одна альтернативная схема расчленения осадочного чехла СЧБ предложена в публикациях института Альфреда Вегенера (Бременхафен, Германия). Эта схема была создана на основе сейсморазведочных работ, проведенных на судне Polarstern в 2008 году в районе сочленения Северо-Чукотского бассейна и Чукотского абиссального плато [Hegewald, 2012; Hegewald, Jokat, 2013]. В данной схеме от скважин американского сектора Чукотского моря протягиваются две опорные поверхности – MBU и LCU (Рис. 26). Положение этих поверхностей в схемах Hegewald [2012] и Пospelова [2017] практически одинаковы. Ниже поверхности LCU горизонты не трассировались, и авторское видение стратиграфии нижележащего интервала в работе не отражено. Дополнительно были прослежены 4 горизонта внутри кайнозойской части разреза, но в текстах работ не пояснено, каким образом кайнозойским горизонтам был присвоен стратиграфический возраст.

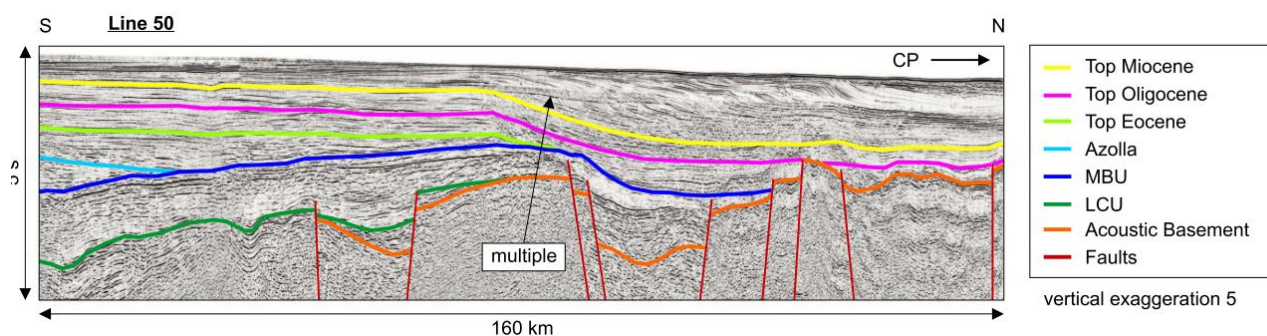


Рис. 26. Сейсмический профиль через СЧБ с положением опорных горизонтов [Hegewald, 2012].

Несмотря на большое количество геолого-геофизической информации, вопрос стратификации Северо-Чукотского бассейна остается открытым. На данный момент существует два принципиально отличающихся взгляда на возраст чехла бассейна (Рис. 27). Первый – Северо-Чукотский бассейн является аналогом трога Ханны, в нем выделяются все аналогичные сейсмокомплексы, а самые древние породы чехла имеют каменноугольно-пермский возраст [Дараган-Суцова и др., 2015; Заварзина и др., 2017; Кулемин, Серебрякова, 2011; Петровская, Савишкина, 2014; Поселов и др., 2017]. Вторая концепция подразумевает принципиальное отличие от трога Ханны и заложение СЧБ одновременно с открытием Канадского бассейна или даже позднее в аптское время [Ihlan, Coakley, 2018; Бурлин, Шипелькевич, 2006; Никишин и др., 2017; Скарятин и др., 2020].

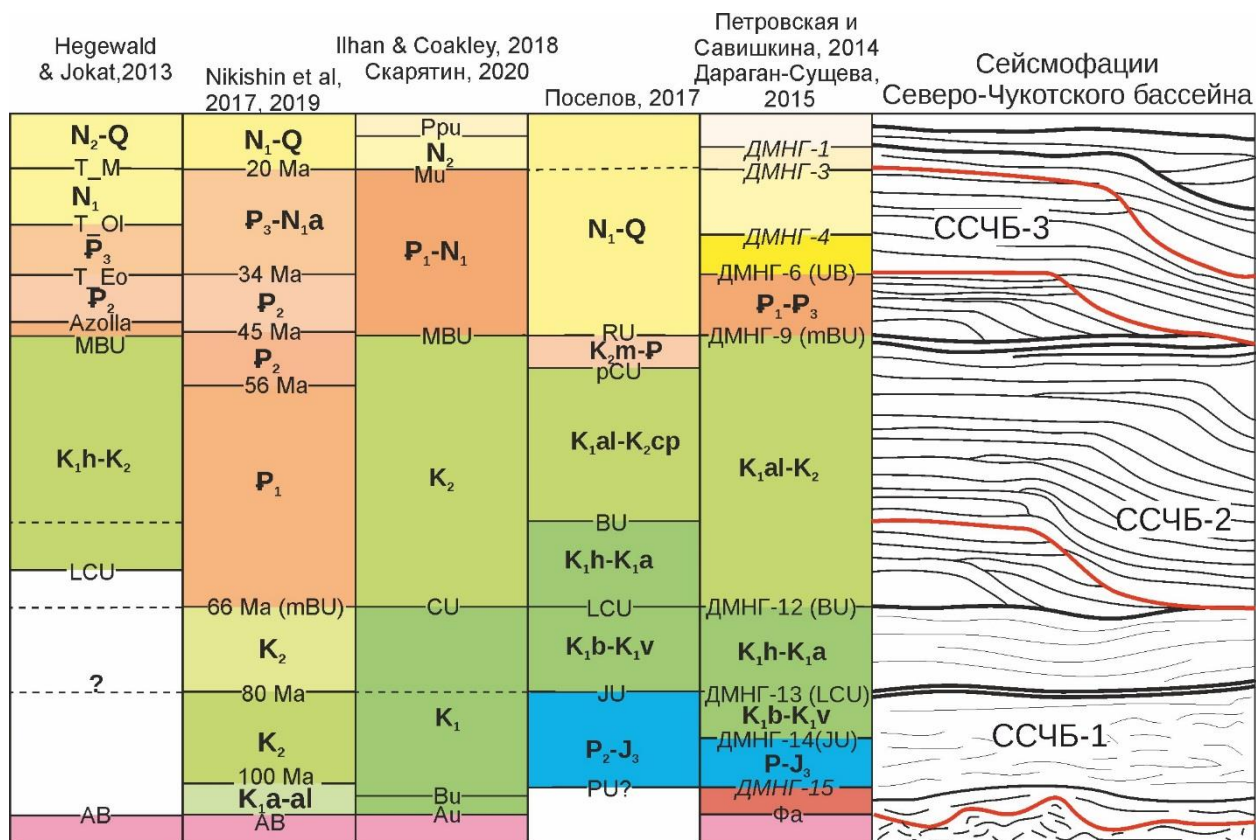


Рис. 27. Сопоставление основных схем стратификации Северо-Чукотского бассейна.

Высокий разброс оценок возраста осадочного чехла СЧБ существенно усложняет проведение любых геологоразведочных работ в регионе. В настоящее время просто нет достаточного количества данных для однозначного решения этой проблемы. Окончательно вопрос стратификации осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна может быть решен только после первого стратиграфического или поискового бурения в пределах российского шельфа восточной Арктики.

3.3. Источники информации о возрасте прослеженных горизонтов

Для надежной датировки опорных отражающих горизонтов использовались как прямые данные о возрасте осадков, слагающих чехол изучаемой территории (скважинные данные, линейные магнитные аномалии), так и косвенные геологические данные о фазах орогении, возрасте магматических комплексов и т.д. Все эти данные были сопоставлены между собой для получения сбалансированной и надежной схемы корреляции ОГ в пределах изученной территории. В ходе работ использовались следующий набор данных – возраст линейных магнитных аномалий Евразийского бассейна, стратиграфическая разбивка скважины АСЕХ пробуренной в центральной части хребта Ломоносова, данные шельфовых скважин Аляски, данные бурения скважины на острове Айон в акватории Восточно-Сибирского моря, возраст и положение базальтов магматической провинции НАЛР, данные о геологической истории и фазах орогении для Новосибирских островов и острова Врангеля.

Линейные магнитные аномалии Евразийского бассейна

Для датировки основных отражающих горизонтов (ОГ) СЧБ производилась привязка сейсмических горизонтов к линейным магнитным аномалиям Евразийского бассейна. Несмотря на большое удаление данного района от Северо-Чукотского бассейна данный источник информации о возрасте один из немногих позволяет произвести стратификацию кайнозойской части осадочного чехла Арктики. В основе привязки лежат данные о возрасте коры на разном удалении от зоны активного спрединга. Очевидно, что осадки перекрывающие океаническую кору не могут быть древнее чем сама кора. Возраст коры устанавливается по прослеженным и датированным линейным магнитным аномалиям (ЛМА) [Nikishin et al., 2017b; Глебовский и др., 2006; Карасик, 1973]. Всего в пределах бассейна были продатированы 10 ЛМА, но их однозначное сопоставление с возрастами ОГ невозможна. Возраста ЛМА не коррелируют с границами отдельных ярусов или различными реперными геологическими событиями, которые отражаются в осадочном чехле.

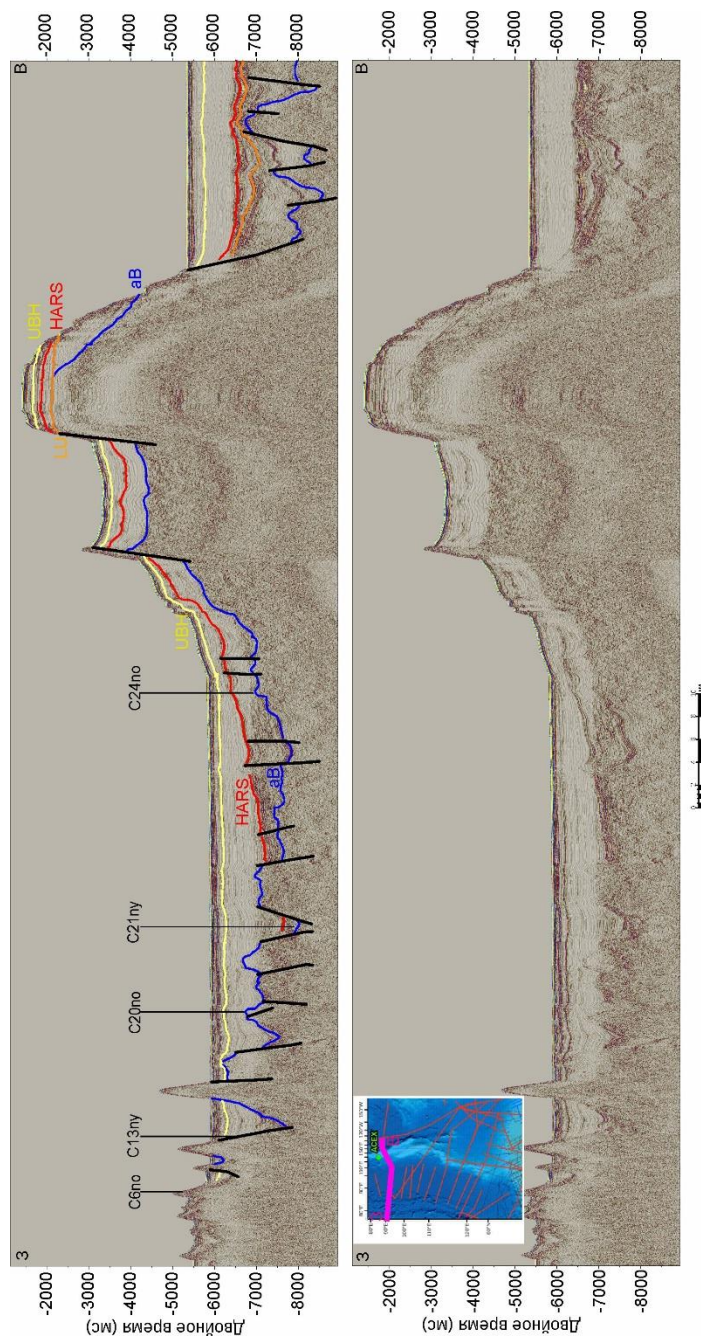


Рис. 28. Фрагмент профиля Arc14_07 пересекающего бассейн Макарова, хребет Ломоносова и котловину Амундсена. Показан корреляция основных ОГ для этого района.

По этой причине внутри осадочного чехла протягивались наиболее выраженные в разрезе ОГ, возраст которых затем устанавливался по их выклиниванию между той или иной ЛМА. В итоге были прослежены только 3 наиболее выдержанных ОГ – **LU, HARS, UBH**. Данные горизонты были выбраны как имеющие характерные особенности, позволяющие по сходству сейсмической картины проследить их через хребет Ломоносова в Амеразийскую часть СЛО (Рис. 28). Детальное описание каждой границы дано в следующем разделе.

Скважина ACEX

В основу сейсмостратиграфической привязки также легли результаты бурения скважины ACEX в центральной части хребта Ломоносова в 2004 году. Всего было пробурено 5 скважин, но основное описание и стратификация осадочного чехла было проведено по скважинам M002 и M004, по которым был получен сводный стратиграфический разрез мощностью 428 м. Наличие близлежащих сейсмических профилей позволяет определить возраст прослеженных ОГ по широкому спектру скважинных палеонтологических данных [Backman et al., 2008; Langinen et al., 2009; Moran et al., 2006; Poirier, Hillaire-Marcel, 2011]. При этом, использование данных о стратификации хребта Ломоносова для датирования ОГ в глубоководной части бассейна затруднительно по ряду причин – 1) скважина вскрывает достаточно маломощный разрез несопоставимый по мощности с осадочным чехлом глубоководных частей бассейна, 2) нет прямой корреляции ОГ между хребтом Ломоносова и Глубоководной частью СЛО. Прямая корреляция невозможна из-за того что со стороны бассейна Макарова и Амундсена борта хр. Ломоносова представляют из себя серию сбросов, что делает невозможным непрерывное прослеживание горизонтов. Тем не менее, базируясь на палеогеографических выводах и характере сейсмической картины вблизи скважины можно сделать принципиальную корреляцию ОГ и предложить событийную трактовку выделенных нами горизонтов.

В основании разреза, на глубинах 424.5-427.7 м. ниже уровня дна, вскрыты меловые терригенные отложения (кампанский ярус) относящиеся к комплексу U4 в скважине и комплексу LR-4 на сейсмических данных. Данный комплекс составляет здесь акустический фундамент, разбитый разломами на серию блоков.

Выше (в интервале 313.6-404.8 ниже уровня дна) с резким угловым несогласием залегают глинистые осадки комплекса U3, имеющие позднепалеоценовый – раннеэоценовый возраст. На синтетических сейсмограммах данный комплекс хорошо коррелирует с яркими фазами комплекса LR-3 (Рис. 29). На границе комплексов LR-4 и LR-3 выделяется первая выраженная граница внутри осадочного чехла Хребта Ломоносова. Данная граница обычно ассоциируется с “break-up unconformity” – ярким угловым несогласием, отвечающим началу океанического спрединга в Евразийском бассейне. Эта граница имеет возраст 56 млн. лет и соответствует горизонту LU выделенному в Амеразийском бассейне [Langinen et al., 2009].

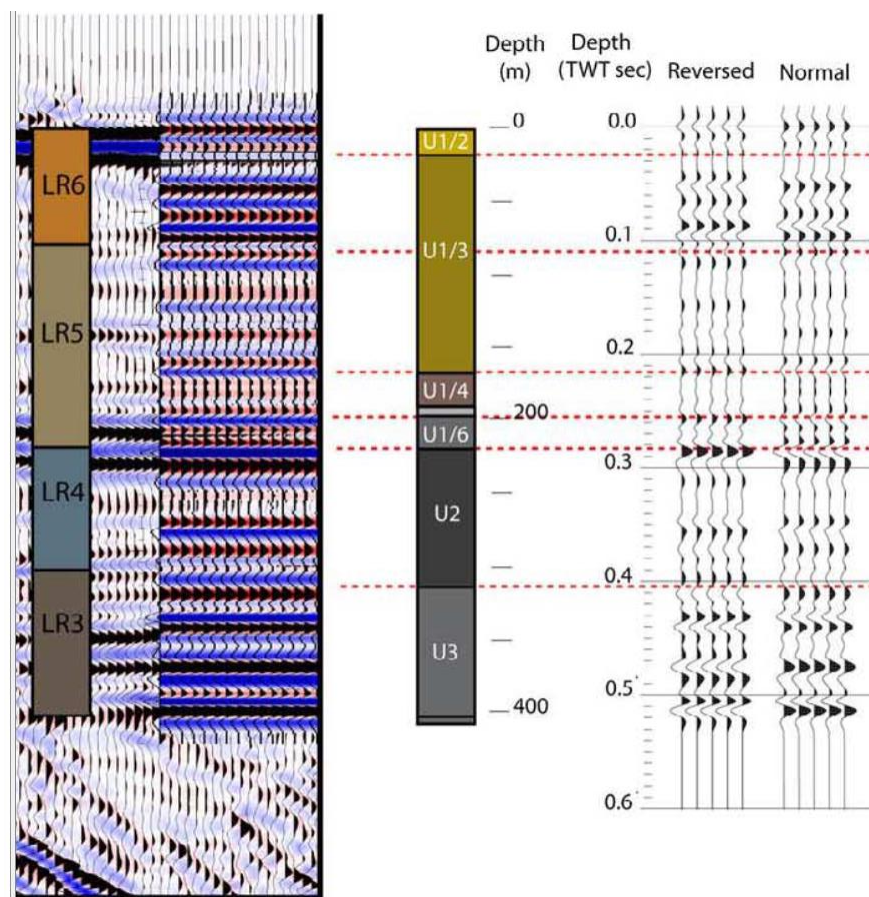


Рис. 29. Корреляция между синтетической сейсмограммой и фактическими сейсмическими данными по профилю AWI-91090. Видна выраженность различных литологических границ в сейсмическом поле [Backman et al., 2008].

Над комплексом U3 залегает литостратиграфический комплекс U2 (223.6-313.6 м. ниже поверхности дна). Комплекс представлен биогенно-кремнистыми ранне-среднеэоценовыми отложениями. Породы комплекса сильно отличаются акустическими параметрами от вышележащего, за счет чего граница комплекса U2 и вышележащего U1 надежно выделяется на сейсмических данных, как яркая отрицательная фаза. [Backman et al., 2008; Jakobsson et al., 2007a]. Данная граница сопоставляется с границей сейсмических комплексов LR-4 и LR-5 в пределах бассейна Амундсена [Jokat et al., 1995]. В принятой нами модели граница литостратиграфических комплексов U1 и U2 горизонту HARS, прослеженному по всей территории СЛО [Weigelt, Jokat, Franke, 2014] (Рис. 30).

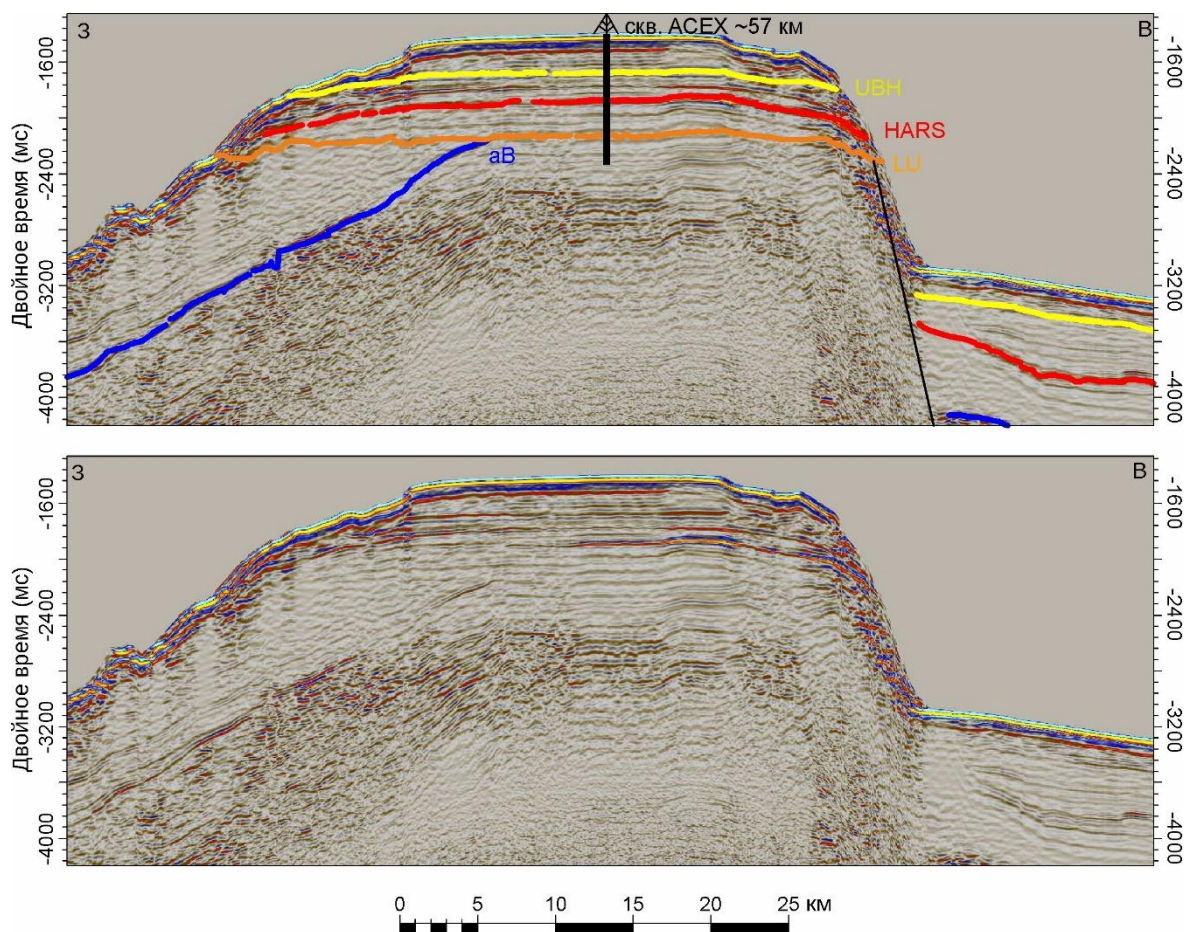


Рис. 30. Фрагмент профиля Arc14_07. Стратиграфическая привязка ОГ к скважине ACEX.

Вышележащий литостратиграфический комплекс U1 состоит из 6 подкомплексов, если для подкомплексов U1/4-U1/1 возрастная привязка является практически общепринятой, то для нижележащего интервала U1/5-U1/6 она существенно различная согласно разным исследователям.

Комплекс U1/1 сложен голоцен-верхнеплейстоценовыми осадками с типичной цветовой полосчатостью донных отложений центральной части СЛО. Мощность комплекса всего 4.2 м. и разрешенности имеющихся у нас данных сейсморазведки (с разрешенностью от 15 м.) недостаточно для выделения соответствующей ему сейсмической фазы.

Комплекс U1/2 имеет позднеплейстоценовый возраст и мощность около 18 метров. На синтетических сейсмограммах подошва комплекса соответствует

невыраженной отрицательной фазе из-за счет крайне близкого расположения к основанию чехла и слабой амплитуде также не может быть надежно прослежена на сейсмических разрезах.

Комплекс U1/3 сложен достаточно разрезом пелагических пород алевро-пелитовой размерности. Внутри толщи согласно Ве-стратиграфии имеется hiatus в интервале 9.4-11.6 млн лет, а сама толща имеет плейстоцен-позднемиоценовый возраст. При этом существует другая интерпретация, согласно которой комплексу U1/3 по динофлагеллятам соответствует раннеолигоценовый возраст, а следовательно в его кровле выделяется перерыв протяженностью около 10 млн. лет [Ким, Глезер, 2007]. Согласно ещё одной модели, основанной на Re-Os-изотопном датировании, комплекс имеет плейстоцен-раннемиоценовый возраст [Poirier, Hillaire-Marcel, 2011; Черных, Крылов, 2017] (Рис. 31). Вся толща в целом характеризуется низкой вариацией плотностных характеристик и на сейсмических данных слагает акустически-однородный слабоконтрастный сейсмокомплекс типичный для пелагических осадков. В основании комплекса на сейсмограммах также не выделяется выраженной сейсмической фазы, которая могла бы быть прослежена по обширной территории СЛО.

Хребет Ломоносова

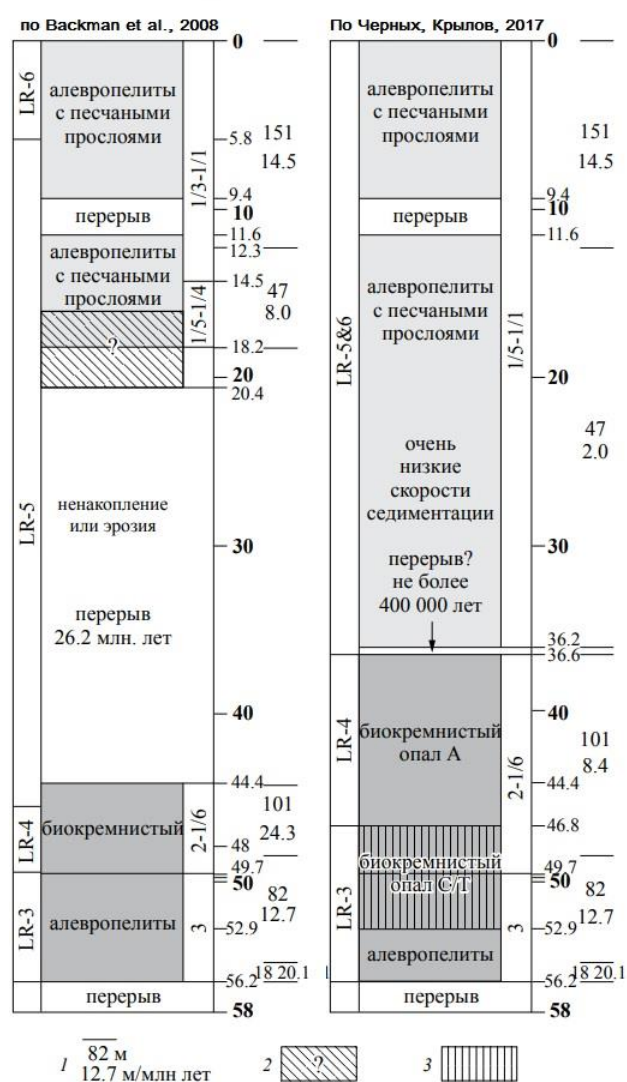


Рис. 31. Две основные схемы стратификации разреза скв. АСЕХ. 1 - мощность осадков (м) и скорость осадконакопления (м/млн.л.) в указанном интервале, 2 - интервал неопределенности в оценке возраста границ, 3 - интервал опала С/Т. По Черных, Крылов, 2017, с изменениями.

Комплекс U1/4 представлен алевропелитовой толщей с отдельными линзами песка общей мощностью 24.4 м. В первоначальных публикациях данной толще присваивался ранне-среднемиоценовый возраст, а в публикациях Кима и Глезер [2007] возраст толщи определяется как ранний олигоцен. По результатам Re-Os-датирования возраст толщи определялся как поздний эоцен – ранний миоцен. На сейсмических данных толща, как и вышележащая, представлена слабоконтрастным сейсмокомплексом без выраженной кровли и подошвы.

Литофациальный комплекс U1/5 сложен, как и вышележащий, алевропелитами с отдельными линзами песка. В нижней части комплекс охарактеризован чередованием черных и серых слойков, которые интерпретируются как сформированные в начале становления вентилируемого режима Арктического бассейна в момент открытия пролива Фрама. Возраст пород является наиболее дискуссионным. Согласно первоначальной модели комплекс имеет раннемиоценовый возраст с подошвой на уровне 18.2 млн.л., согласно более поздней модели, основанной на датировании Re-Os-методом он имеет среднеэоценовый возраст с подошвой на уровне 36.2 млн.л. Такой интерпретация косвенно подтверждается количеством псефитов встреченных в породах этого уровня, а также более логичной сменой скорости осадконакопления между различными комплексами. В сейсмическом поле комплекс U1/4 не выделяется из-за малой мощности - 5.8 м (меньше разрешающей способности сейсмических данных), его кровля на сейсмических данных не прослеживается, а в подошве за счет резкой смены плотности пород выделяется яркая отрицательная фаза.

Литофациальный комплекс U1/6 представлен терригенной толщей с примесью опалового материала мощностью 24.9 м. Возраст толщи по разным исследователям меняется от позднего до среднего эоцена. Как кровля, так и подошва комплекса хорошо выражены на сейсмических данных за счет резкой смены акустических характеристик пород.

Скважинные данные Чукотского моря

Для датирования ОГ были использованы данные 5 коммерческих скважин пробуренных в американском секторе Чукотского моря на шельфе Аляски [Craddock, Houseknecht, 2016; Houseknecht, Connors, 2016; Sherwood et al., 2002]. Хорошая датировка по различным палеонтологическим группам и большой набор сейсмических данных позволили ряду исследователей проработать и создать надежную схему стратификации осадочного чехла американской части Чукотского моря и датировать основные несогласия. Однако прямое прослеживание этих

несогласий до Северо-Чукотского бассейна невозможно. В результате разброс возраста начала формирования бассейна у разных авторов - от среднепалеозойского до раннемелового (подробнее в главе сравнение существующих сейсмостратиграфических схем). Наиболее важными опорными несогласиями являются BU, MBU и CU (Рис. 32). Кайнозойские горизонты прослеживаются ненадежно и для Северо-Чукотского бассейна построение сбалансированного сейсмостратиграфического каркаса возможно только за счет независимого протягивания с двух сторон - из Евразийского бассейна и шельфа Аляски.

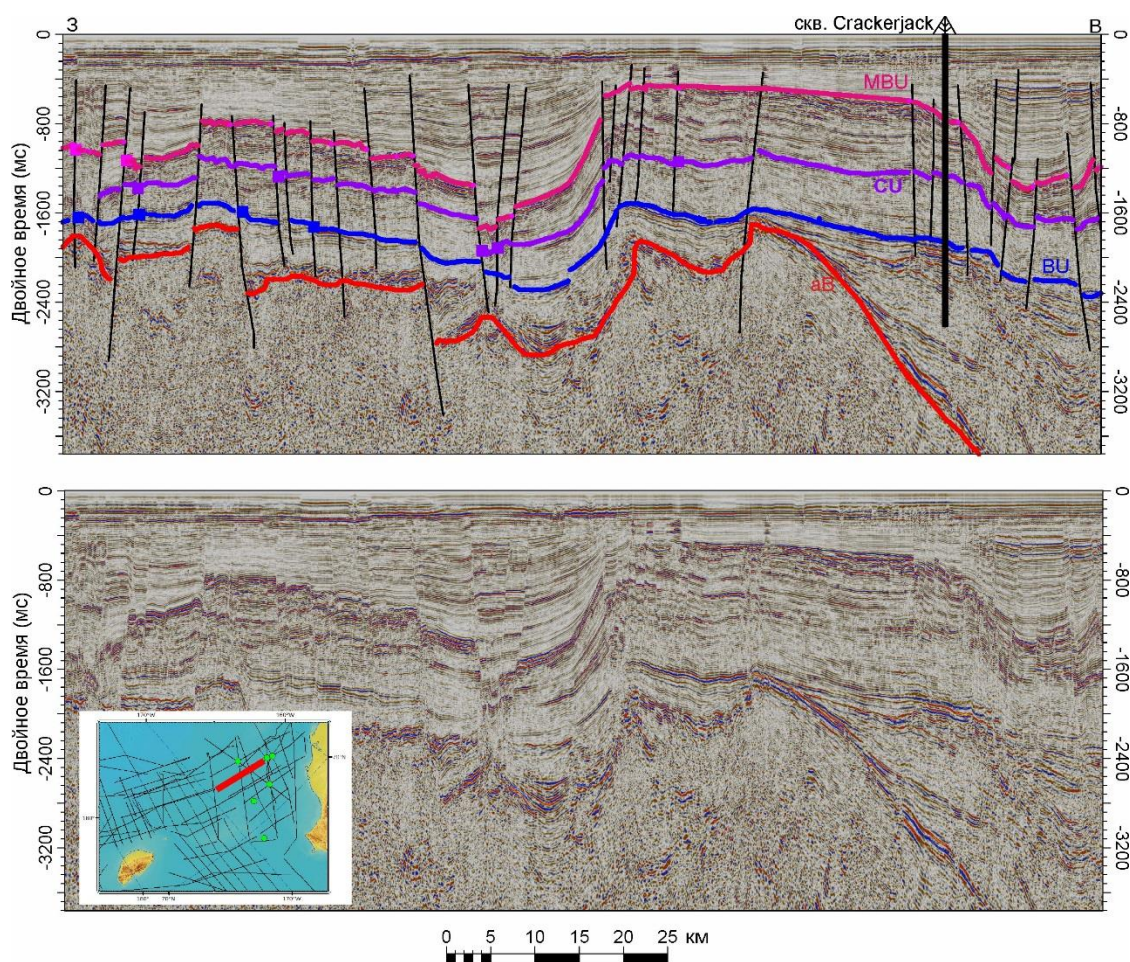


Рис. 32. Фрагмент профиля CS1400. Привязка ОГ к скважине Crackerjack на шельфе Аляски. Видно основное несогласие на уровне поверхности MBU.

Скважина на острове Айон

Другим источником возрастных данных является советская скважина, пробуренная в 1978 году на острове Айон в южной части Восточно-Сибирской акватории [Александрова, 2016a] (Рис. 4). Данная скважина вскрыла 671-метровую толщу палеоцен-четвертичных терригенных отложений и на настоящий момент охарактеризовала наиболее полный разрез кайнозоя на данной территории, и может рассматриваться опорной для шельфа Восточно-Сибирского моря. Однако, как и для скважины АСЕХ, существует ряд различных схем стратификации (около 7) [Каревская и др., 1984; Слободин и др., 1990] Обзор и синтез схем стратиграфического расчленения пород был представлен в работах Г.Н. Александровой [Александрова, 2016a; Александрова, 2016b]. Далее по тексту возрастная привязка дана по этим данным. Основание разреза представлено корами выветривания зеландского возраста (датского, согласно Слободину и др, 1990), которые согласно залегают на породах мелового (?) возраста. В основании толщи мощностью 15 метров лежит элювиальная пачка (1.5 м.) представленная щебнем и дресвой мезозойских пород (Рис. 33).

На коре выветривания залегает 70-метровая песчаная толща с маломощными прослоями глин и углей. По споро-пыльцевому комплексу породы достаточно уверенно относятся к позднеэоцен-ипрскому временному интервалу и отвечают событию PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum) – палеоцен-эоценовому термическому максимуму. На этом же уровне для всей Арктики выделяется региональное трансгрессивное событие, в разрезе скважины Айон которому соответствует сапропелевый прослой прибрежно-морского генезиса, залегающий на глубине 652.5 м. Породы данной толщи отнесены к тастахскому горизонту, широко развитому на территории Чаунской впадины.

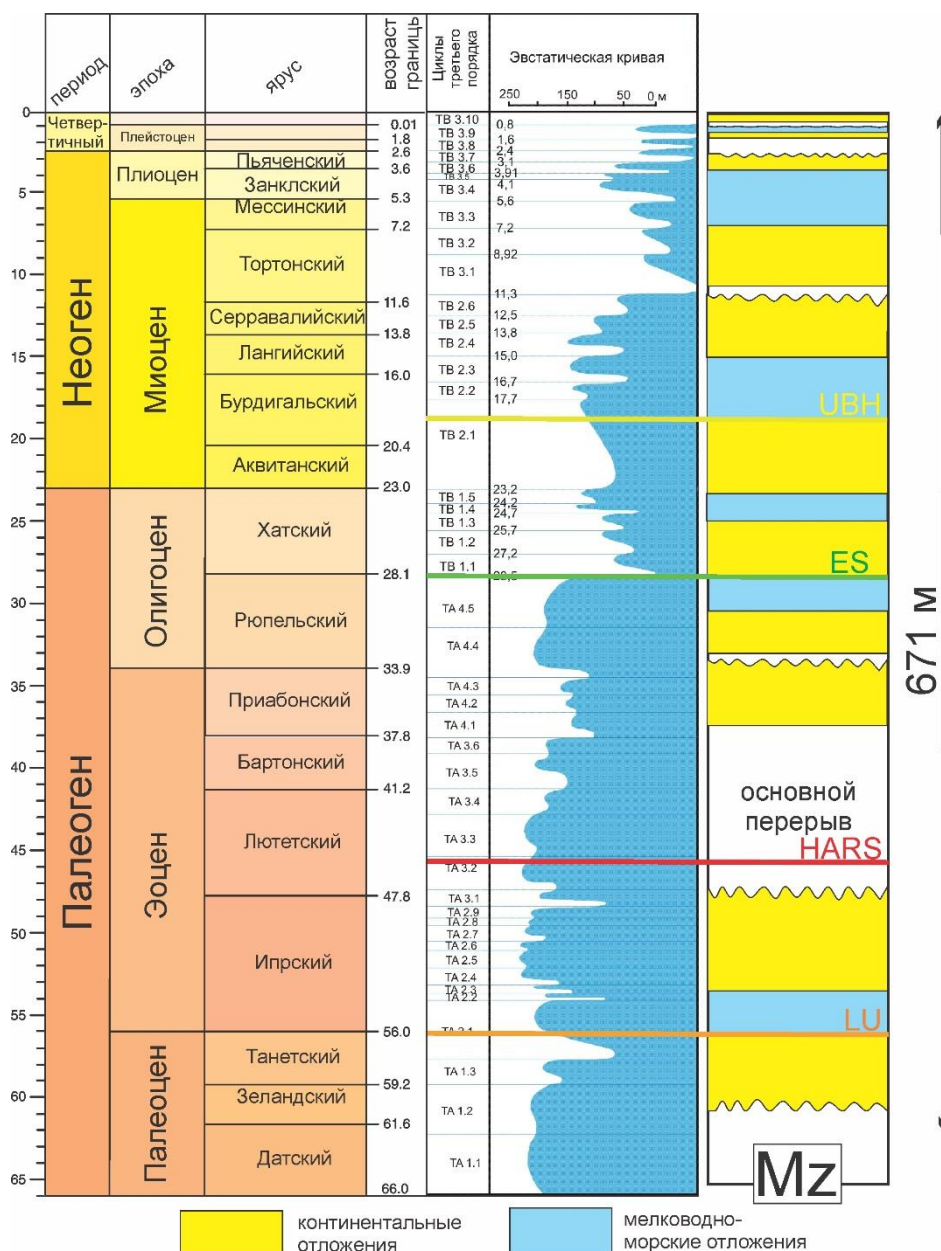


Рис. 33. Схема стратификации скважины острова Айон. По Nikishin et.al., 2020 in prep, Александрова, 2016 с изменениями и дополнениями. Цветными линиями показано положение горизонтов, используемых в работе над диссертацией.

На породах тастахского горизонта с размывом залегают алевро-песчанистые породы позднеэоценового возраста, накапливавшиеся, предположительно, в обстановках дельтовой равнины. Таким образом, на уровне среднего эоцена в скважине выделяется перерыв протяженностью около 10 млн.л.

Выше с размывом залегают породы омойского и онкухского горизонтов включающие в себя два трансгрессивных цикла, с постепенным уменьшением зернистости от крупно-среднезернистого песка и до глин в каждом

из них. В породах верхнего цикла встречены бентосные фораминиферы, дающие позднеолигоценовую датировку, а сама трансгрессия соответствует циклитам ТВ 1.1-ТВ1.4 по Naq et al., 1987. Нижний циклит в такой интерпретации имеет раннеолигоценовый, рюпельский возраст. В работах Слободина и др., 1990 предлагается иная интерпретация и вся пачка целиком имеет раннеолигоценовый возраст.

На уровне 401.4 м. по мнению Александровой происходит смена олигоценового комплекса на раннемиоценовый, в то время как согласно Слободину, вся эта толща имеет раннеолигоценовый возраст. Данному уровню соответствует максимум трансгрессии и накопление наиболее морских отложений.

Вышележащая миоценовая толща включает преимущественно континентальные алювиальные и озерно-болотные осадки с интервалом мелководно-морских пород на уровне конца бурдигальского времени. Важным моментом является перерыв в осадконакоплении на уровне среднего-позднего миоцена. Осадки позднего миоцена залегают с размывом и угловым несогласием на нижележащих породах. Данное событие может быть связано с резкой регрессией уровня моря в начале тортонского времени.

Таким образом, на основании скважинных данных могут быть выделены наиболее яркие события в истории этого района, которые возможно проследить на сейсмических данных близлежащей шельфовой территории:

- Трансгрессивное событие в начале ипрского времени
- Длительный перерыв, и низкое стояние уровня моря на уровне среднего эоцена
- Резкое регрессивное событие в конце рюпельского времени с последующей довольно выраженной трансгрессией
- Резкое регрессивное событие в начале тортонского времени

Однако, необходимо учитывать, что наличие ряда отличающихся схем стратификации этой скважины, делает эти выводы дискуссионными, и при принятии другой схемы, возраста всех этих событий могут существенно

измениться. А также, что данные скважины не могут быть напрямую привязаны к сейсмическим ОГ, по причине большой удаленности от сейсмических профилей и отсутствия геофизического каротажа.

Нижнемеловые магматические проявления в восточной Арктике и возраст акустического фундамента

По совокупности множества датировок раннемеловых базальтов в пределах центральной Арктики и близлежащих территорий выделяется событие формирования обширной магматической провинции HALIP (High Arctic Large Igneous Province). Для восточной Арктики известны датировки этих базальтов на островах Де Лонга и в пределах хребта Менделеева. Возрастные датировки островных базальтов лежат в пределах 105-130 млн. лет [Drachev et al., 2006; Kos'ko, Trufanov, 2002; Косько и др., 2013]. Схожие базальты были драгированы на хребте Менделеева [Petrov et al., 2016], Инситуальное происхождение образцов полученных таким путем ставилось под сомнение рядом зарубежных исследователей и предполагалось что они могут являться ледовым разносом. Однако, близкие и более детальные результаты были получены в ходе отбора образцов на хребте Менделеева с использованием НИПЛ [Skolotnev et al., 2019]. По результатам исследования было установлено, что основная часть разреза акустического фундамента представлена слабдеформированными карбонатами и песчаниками ордовик-девонского возраста. Также были отобраны одиночные образцы меловых песчаников барремского возраста из верхней части разреза. Сам разрез разбит серией даек основного состава и перекрывается покровными лавами аналогичного состава, позднемелового возраста, которые относятся к высокоширотной магматической провинции HALIP (Рис. 34).

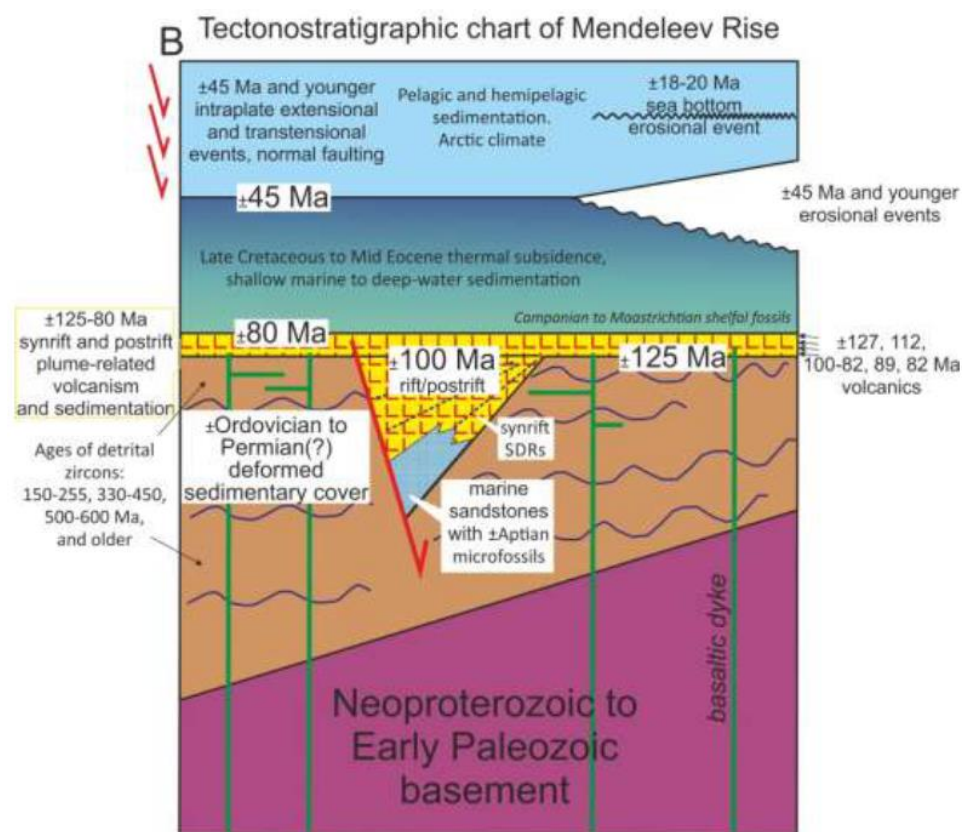


Рис. 34. Принципиальный тектоностратиграфический разрез хребта Менделеева по данным пробоотбора НИПЛ. В основании мел-кайнозойского осадочного чехла выделяется толща базальтов провинции HALIP [Skolotnev et al., 2019, Nikishin et al., 2020 in prep.].

Таким образом развитие HALIP в основании осадочного чехла устанавливается на широкой территории от Новосибирских островов до хребта Менделеева. По сейсмическим данным базальты достаточно уверенно ассоциируются с яркими аномальными амплитудами в основании чехла вблизи островов Де Лонга (Рис. 35). Такие же аномалии в основании разреза были прослежены в пределах большей части рифтов Восточно-Сибирского бассейна и на нескольких профилях пересекающих хребет Менделеева [Coakley et al., 2016; Nikishin et al., 2017a]. На основе этих данных мы можем датировать начало формирования осадочного чехла на всей этой территории как не ранее аптского возраста, так как он подстилается базальтами, имеющими этот возраст.

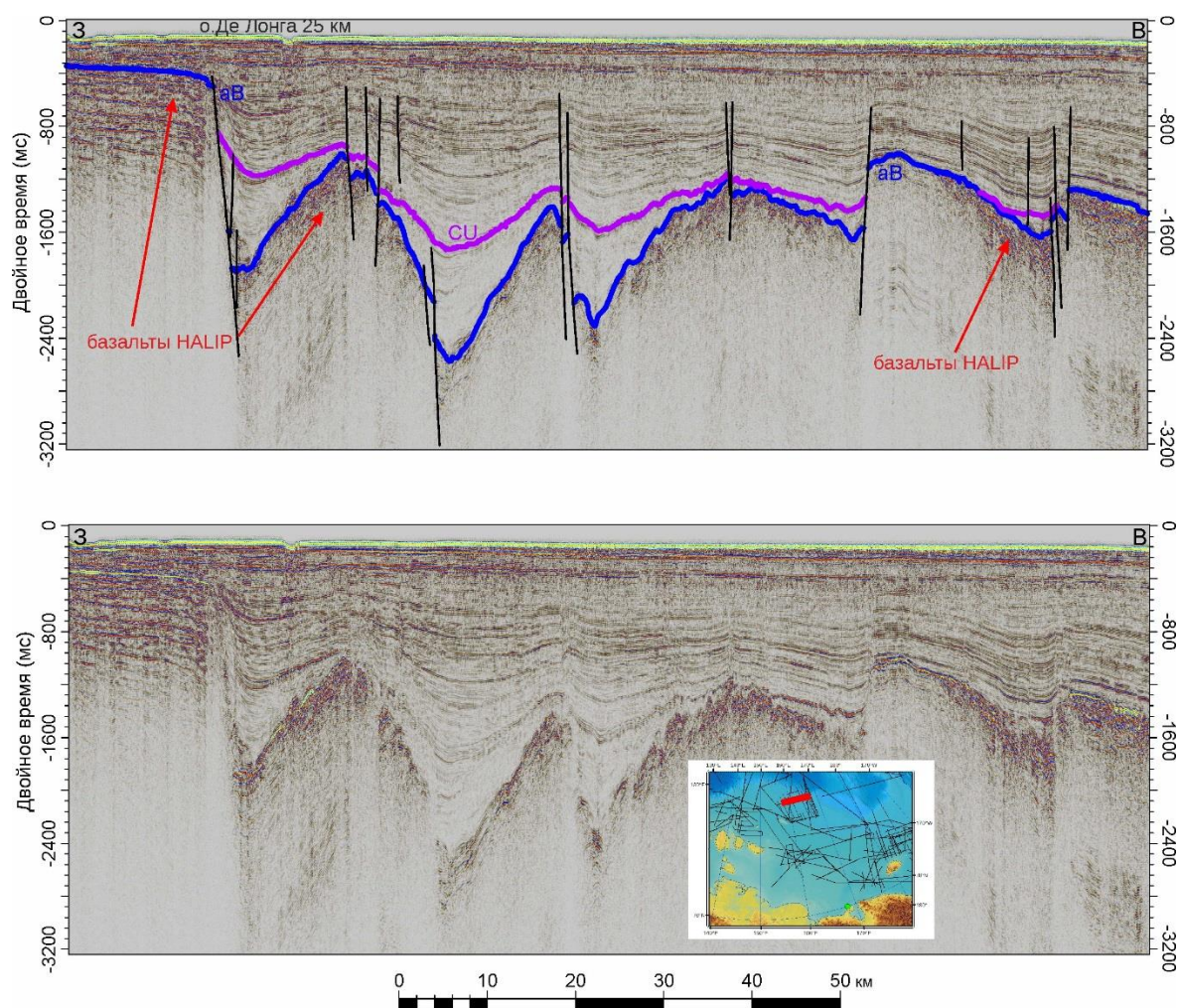


Рис. 35. Фрагмент сейсмического профиля ESS1611. Видны пачки ярких рефлекторов в основании осадочного чехла. Профиль располагается в 25 км от о. Де Лонга где массово развиты платобазальты с возрастaми 118-105 млн. лет.

Данные по островной геологии акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей

На Новосибирских островах сильно проявлена мезозойская орогения. Возникновение орогена связывается с закрытием Южно-Анжуйского палеоокеана (палеопротова) которое произошло не позднее среднего апта. Данное событие устанавливается по угловому несогласию между палеозой-нижнеюрским складчатым комплексом и вышележающими позднеаптскими отложениями [Kos'ko, Trufanov, 2002; Kuzmichev, 2009; Косько и др., 2013]. Угловое несогласие также хорошо прослеживается на близлежащих сейсмических профилях и

датируется схожим образом. Многочисленные разнородные тектонические деформации доаптского возраста выделяются и зарубежными исследователями [Pierjohn et al., 2017] (Рис. 36). Среднеаптский возраст орогении также подтверждается наличием большого количества постколлизийных гранитоидов имеющих возраст около 118 млн. лет [Amato et al., 2015; Miller et al., 2018; Sokolov et al., 2015]. Коллизия и значительная преаптская эрозия затронула обширную территорию и весь слабдеформированный чехол Восточно-Сибирского моря должен иметь возраст моложе чем само коллизийное событие [Nikishin et al., 2017a; Sekretov, 2001].

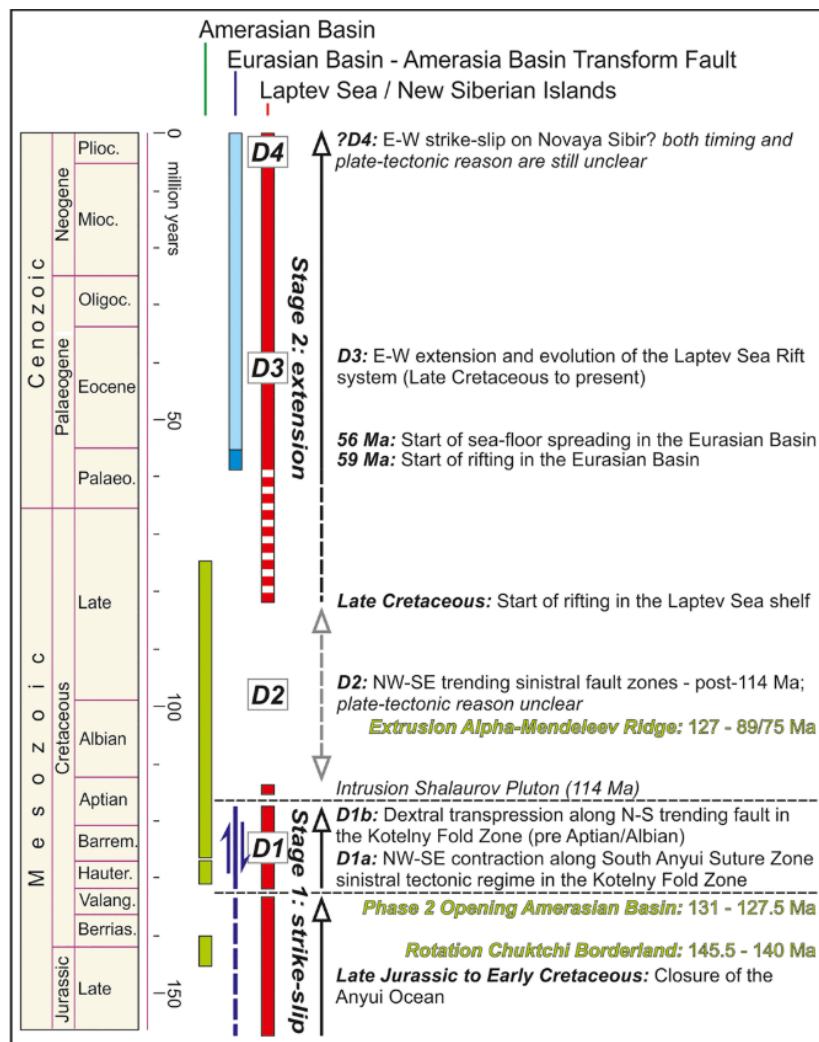


Рис. 36. Тектоническая история Новосибирский островов [Pierjohn et al., 2017].

На острове Врангеля, расположенном в акватории Чукотского моря основной этап складкообразования датируется как поздняя юра – ранний мел (150-

120 млн. лет) [Miller et al., 2018; Вержбицкий и др., 2010; Соколов и др., 2015]. Корреляция ОГ по близлежащим сейсмическим профилям указывает на то, что осадочный чехол находящегося к северу Северо-Чукотского бассейна перекрывает складчатые структуры острова Врангеля и, соответственно, имеет возраст не древнее конца раннего мела [Nikishin et al., 2019a; Nikishin, Malyshev, Petrov, 2014].

3.4. Выделенные опорные отражающие горизонты

В результате сопоставления всех вышеприведенных источников данных о возрасте осадочного чехла для корреляции были выбраны и прослежены по всей территории исследования 7 отражающих горизонтов (Рис. 37):

1. **AB** (Acoustic Basement) данный горизонт выделяется на всей территории исследования. АВ отделяет акустический фундамент, который характеризуется хаотической записью, от стратифицированного осадочного чехла, в котором наблюдаются протяженные оси синфазности. Горизонт является диахронным, так как возраст пород фундамента отличается на разных участках исследования. В Евразийском бассейне возраст фундамента меняется от четвертичного до палеоценового. На большей части Амеразийского бассейна горизонт имеет аптский возраст (прибл. 120 млн лет), что подтверждается наличием базальтов провинции HALIP в основании разреза и синхронных с ними комплексов SDR (seaward dipping reflectors). Горизонт соответствует уровню BU (Brookian Unconformity), выделенному в шельфовых скважинах Аляски.

2. **CU** (Cenomanian Unconformity) – сеноманское несогласие. Горизонт выделяется на границе рифтовых и пострифтовых комплексов Восточно-Сибирского моря. CU прослеживается по всей территории Северо-Чукотского бассейна и соответствует уровню сеноманского несогласия, надежно датированному по скважинным данным американского сектора Чукотского моря. В этом районе горизонт имеет возраст около 100 млн лет (граница раннего и позднего мела). Данный горизонт прослеживается внутри комплекса ССЧБ-1 и выражается в волновом поле в виде яркой пачки рефлекторов внутри достаточно тусклой субпараллельной толщи.

3. **MBU** (Middle Brookian Unconformity) – среднебрукское несогласие. Горизонт прослеживается от скважин американского сектора Чукотского моря, где он и был продатирован. Уровень MBU соответствует событию орогении и фазе воздымания хребта Брукса на территории Аляски [Moore, Vox, 2016; O'Sullivan et al., 1997]. На территории Северо-Чукотского бассейна горизонт залегает с резким несогласием и является эрозионным. В бортовых частях бассейна ниже него залегает полого-складчатая толща, а выше субгоризонтальная толща недислоцированных осадков. Прослеживание горизонта MBU в дистальную часть СЧБ со стороны поднятия Врангель-Геральта затруднительно, из-за этого его возрастная интерпретация неоднозначна. Данный горизонт проходит внутри нижней клиноформной толщи ССЧБ-1. Основание самой толщи не удается привязать к конкретному реперному событию или скважинному уровню.

4. **LU** (Lomonosov Unconformity) - несогласие хребта Ломоносова. Данный горизонт был выделен на хребте Ломоносова и в пределах краевых частей Евразийского бассейна. Горизонт отвечает резкому угловому несогласию в пределах хребта Ломоносова. От этого района он был прослежен по всей территории Амеразийского бассейна. Согласно данным скважины ACEX, он соответствует началу океанического спрединга в Евразийском бассейне и имеет возраст 56 млн лет.

5. **HARS** (High Amplitude Reflector Sequence) – пачка высоко-амплитудных отражений. Данный горизонт прослеживается в кровле выдержанной пачки динамически-ярких отражений на большей части Арктического бассейна. Он хорошо выделяется сменой пачки ярких отражений на неконтрастную вышележащую толщу как в Евразийской, так и в Амеразийской части, за счет чего может быть прослежен по обе стороны хребта Ломоносова. Его непрерывное прослеживание через хребет Ломоносова невозможно из-за большого количества сбросов в бортах хребта. Горизонт выклинивается в непосредственной близости от ЛМА 21по, имеющей возраст 45.7 млн лет. В Северо-Чукотском бассейне горизонт

отделяет нижележащий комплекс ССЧБ-2 от вышележащего клиноформного комплекса ССЧБ-3.

6. **ES** (Erosional Surface) горизонт прослежен только в пределах Северо-Чукотского бассейна. Он выделяется на фоне общей клиноформной толщи за счет выраженной эрозионной формы. На ряде участков видимая величина эрозии более 200 м осадков, что соответствует 150-300 метрам. Эрозионный характер выдерживается практически повсеместно, из чего можно сделать вывод о эвстатической, а не тектонической природе колебаний относительного уровня моря. Нами горизонт был привязан к резкому падению уровня моря в конце рюпельского века (27.9 млн лет). В Евразийском бассейне он не имеет характерных особенностей, но возможен для прослеживания по соотношению мощностей с двух сторон от хребта Ломоносова. В Евразийском бассейне примерный уровень этого горизонта выклинивается в интервале между ЛМА 13ny (33.16 млн лет) и 6ny (19.7 млн лет).

7. **UBH** (Upper Bright Horison) горизонт прослежен изначально в пределах Северо-Чукотского бассейна. Он выделяется на разрезе как яркая фаза внутри верхней акустически-прозрачной толщи осадков. При прослеживании вглубь бассейна на его уровне наблюдаются многочисленные формы некомпенсированного осадконакопления и контуритные тела. В Евразийском бассейне данный горизонт выклинивается вблизи ЛМА 6ny (19.7 млн. лет), ближе к осевой части бассейна. Горизонт, предположительно, соответствует началу активной циркуляции водных масс в СЛО и привязывается к концу раннего миоцена (18.2 млн лет), при этом его датировка остается дискуссионной и при принятии иной модели стратификации скважины АСЕХ его возраст может быть изменен на 33.6 млн лет с соответствующим пересмотром возраста нижележащего горизонта ES.

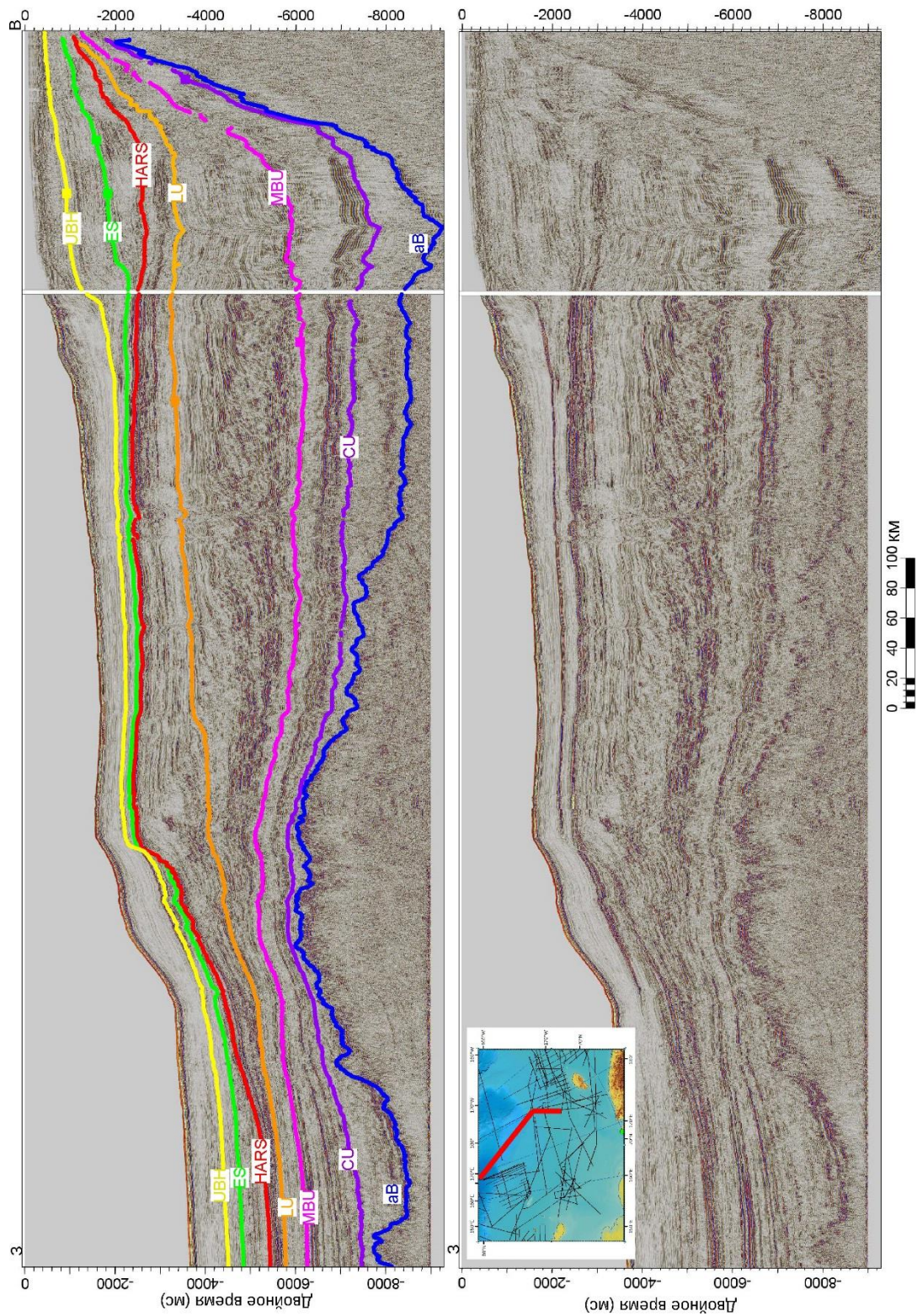


Рис. 37. Композитный профиль ION 11_4400 и ARC 14_01. Итоговая схема стратификации осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна.

4. Кайнозойские клиноформные комплексы Северо-Чукотского бассейна².

В данной главе рассматривается внутреннее строение второго и третьего сейсмокомплексов (ССЧБ-2 и ССЧБ-3) Северо-Чукотского бассейна. Оба сейсмокомплекса хорошо выделяются в волновом поле своим отчетливым клиноформным строением (Рис. 38).

Нижний клиноформный комплекс ССЧБ-2 имеет мощность около 6 км и распространен в наиболее погруженной части Северо-Чукотского бассейна. Он выделен только на двух сейсмических профилях, из имеющихся у нас в наличии. Клиноформное строение комплекса ССЧБ-2 также зафиксировано на трех сейсмопрофилях, снятых в ходе экспедиции немецкого института имени А. Вегенера ARK—XXIII/3, проведенной в этом регионе в 2008 г. Эти профили доступны только в формате изображений и поэтому детальная корреляция нами по ним не проводилась. Фронтальная часть клиноформ комплекса ССЧБ-2, и соответствующее ей наиболее дистальное положение бровки палеошельфа, отвечает в современном рельефе бровке глубоководной террасы Кучерова. Благодаря этому признаку, зона распространения клиноформ была

² При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Фрейман С.И.**, Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна // Вест. Моск. ун-та. сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 11-19. Импакт-фактор по РИНЦ 0,736, (0.563 п.л., авторский вклад 90%)
2. **Фрейман С.И.**, Посаментьер Х., Петров Е.И., Никишин А.М. Кайнозойские клиноформные комплексы Северо-Чукотского бассейна // Тектоника современных и древних океанов и их окраин // Мат-лы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. – М.: ГЕОС, – 2017 Т. 2. – С. 261–265 (0.31 п.л., авторский вклад 95%).
3. Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров Е.И., **Фрейман С.И.** Рифтовые системы Восточно-Сибирской континентальной окраины // Вест. Моск. ун-та. сер. 4. Геология. 2020. № 5. С. 3-16. Импакт-фактор по РИНЦ 0,736, (0.875 п.л. / авторский вклад 10%)
4. Freiman S., Nikishin A., Petrov E. Seismostratigraphy and Cenozoic evolution of the North- Chukchi basin and adjacent Arctic areas // Geophysical Research Abstracts. – 2017. Vol. 19 – EGU2017-2577 (0.0625 п.л., авторский вклад 95%).

отдешифрована на карте современной батиметрии. Внутренняя структура комплекса свидетельствует о накоплении толщи в условиях конседиментационного прогибания бассейна. Ундаформенная часть большинства отдельных клиноформ имеет веерообразное залегание. По высоте клиноформенной части была условно определена палеоглубина бассейна в момент накопления этой толщи. Высота отдельных клиноформ достигает 2 км, таким образом, северная часть СЧБ и лежащая к северу территория хребта Менделеева в это время представляли собой глубоководный бассейн с пелагической седиментацией. Внутри толщи выделяется серия выраженных эрозионных поверхностей, на которых залегают значительные оползневые толщи с внутренним бугристым сейсмофациальным типом. Схожие оползневые толщи формируются на континентальном склоне в настоящее время и подтверждают глубоководную природу северной части СЧБ во время накопления таких тел.

Клиноформный комплекс может быть разбит на две части по характеру проградации. Нижняя часть имеет проградационный характер, бровка шельфа имеет преимущественно нисходящую регрессивную траекторию с редкими интервалами слабовосходящей регрессивной. Такое продвижение бровки обычно происходит в условиях относительного понижения уровня моря или при его слабом повышении, когда скорость седиментации превышает скорость образования нового аккомодационного пространства. К югу от бровки в это время существовала шельфовая платформа, основание которой было представлено ранее накопленными осадками.

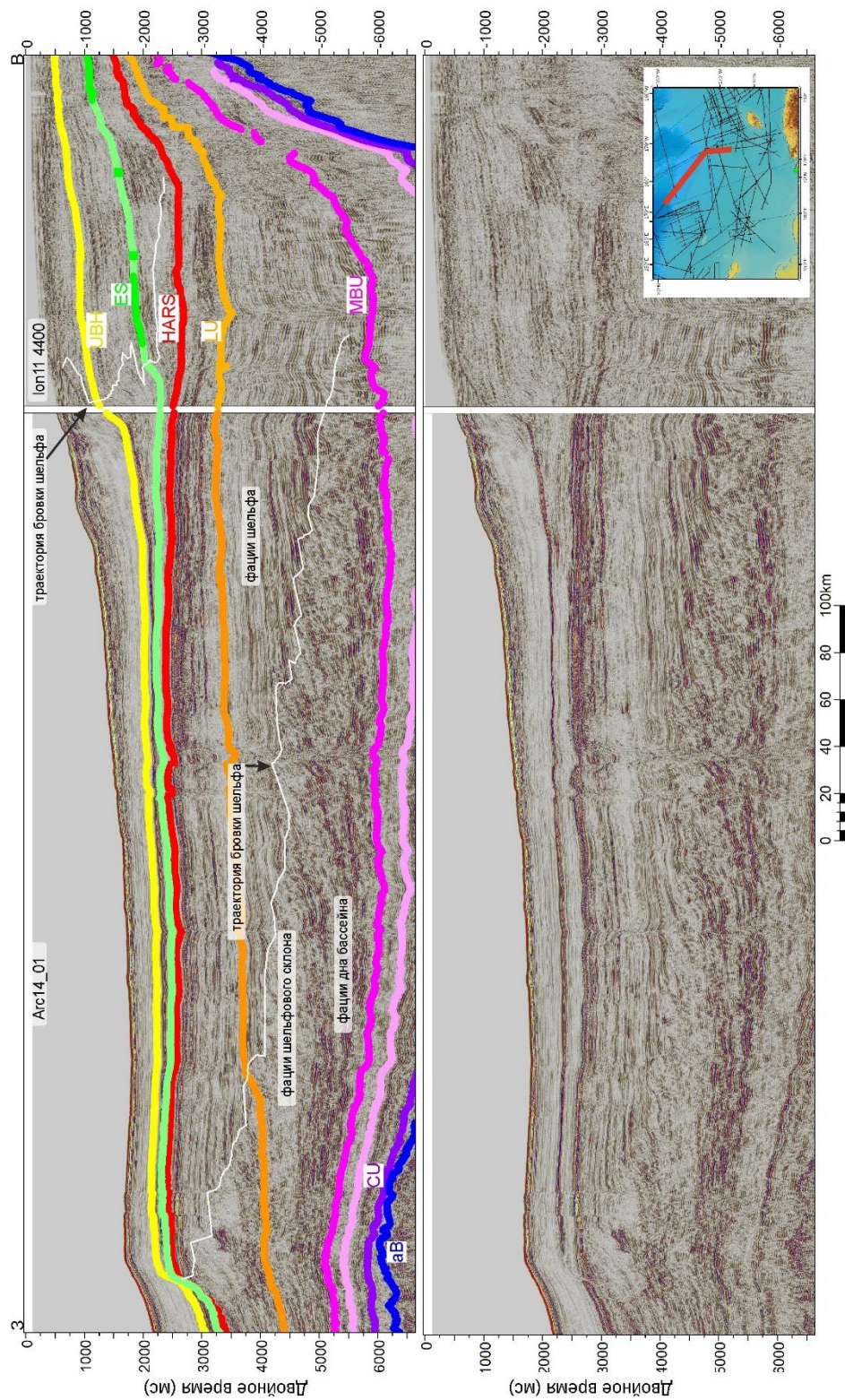


Рис. 38. Композитный сейсмический профиль через шельф Восточно—Сибирского моря и террасу Кучерова (профили Arc14_01 и ION_2011_4400). Видно резкое смещение бровки шельфа на уровне горизонта HARS.

Верхняя часть комплекса имеет агградационный характер с восходящей регрессивной траекторией бровки. Такая траектория говорит об относительном повышении уровня моря в момент формирования толщи.

Возраст описанной нижней клиноформной толщи остается дискуссионным. По нашей корреляции опорных ОГ толща имеет позднемел-палеоценовый возраст. Между тем ряд исследователей предполагает возраст этого клиноформного комплекса аналогичный Брукскому комплексу на шельфе Аляске [Дараган-Сущева и др., 2015, Поселов и др., 2017]. Он схож с ним по мощности, но вместе с тем и имеет ряд принципиальных отличий, которые позволяют нам говорить о их разновозрастности. Во-первых, он имеет существенно отличающееся направление проградации. Основное направление сноса при формировании Брукского комплекса было с запада на восток – бровки отдельных клиноформ последовательно омолаживаются к западу от аптского до кампанского возраста [Moore et al., 2015] (Рис. 39). При этом клиноформы, прослеженные в пределах Северо-Чукотского бассейна, имеют северо-восточное падение, то есть практически в противоположную от Брукских сторону. Если мы предполагаем их синхронное формирование, то они должны были практически сонаправлены, так как настолько масштабные объемы осадков вряд ли могли сноситься в противоположные стороны от одного орогена, т.к. предполагают очень значительный водосборный бассейн.

Вторым косвенным признаком является разница трендов траектории бровки шельфа. В Брукском комплексе доминирует проградационный тренд без верхней агградационной части, выделенной в комплексе ССЧБ-2.

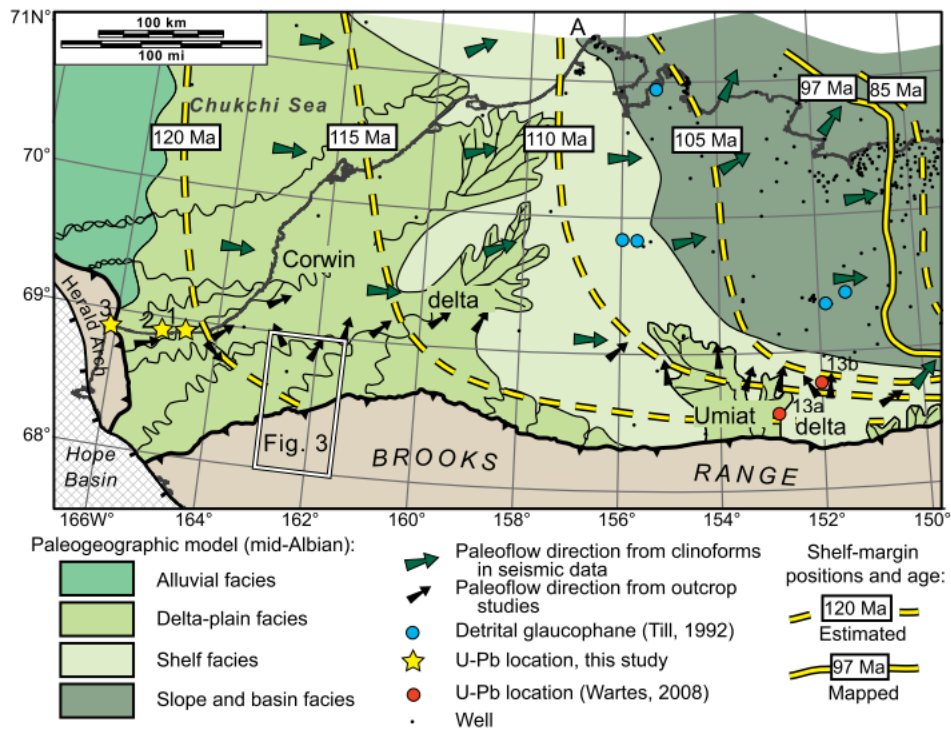


Рис. 39. Прогрессия Брукского комплекса на шельфе Аляски [Moore et al., 2015].

В момент формирования кровли комплекса ССЧБ-2 произошло существенное отступление бровки шельфа на юг примерно на 350 км (Рис. 38). Данное трансгрессивное событие является самой масштабной палеогеографической перестройкой региона. Трансгрессия могла иметь как тектонические, так и эвстатические причины. Эвстатические причины маловероятны, потому что в других частях Арктики одновозрастные аналоги этого трансгрессивного события не описаны, хотя сами клиноформные комплексы известны в Баренцевом море и вблизи Канадского архипелага. Следовательно, трансгрессия носила локальный тектонический, а не региональный эвстатический характер. На уровне горизонта HARS, имеющего условный возраст около 45 млн. лет произошла фаза Юриканской орогении на островах Канадского архипелага [Piepjohn, Gosen Von, Tessensohn, 2016]. Свидетельства тектонических деформаций отмечены также и по всему арктическому шельфу Сибири. В этом районе отмечены многочисленные разрывные нарушения, затухающие вблизи границы HARS, детально описанные в главе 7 этой диссертации. Резкое тектоническое проседание

территории СЧБ могло вызвать отступление бровки шельфа далеко на юг к южной границе бассейна.

Сейсмокомплекс ССЧБ-3 развит по всей территории Северо-Чукотского бассейна и представлен сложнопостроенной толщей некомпенсированного заполнения бассейна с разных сторон (Рис. 41). Внутри ССЧБ-3 было выделено два ориентированных навстречу друг другу клиноформных комплекса. Первый комплекс получил название Аляскинского, из-за своего продвижения вглубь бассейна с юго-востока, со стороны полуострова Аляска. Второй комплекс был назван Колымским, как проградирующий с юг-юго-запада, со стороны устья р. Колыма. По-видимому, ПалеоКолыма и была основным поставщиком осадочного материала для этого комплекса.

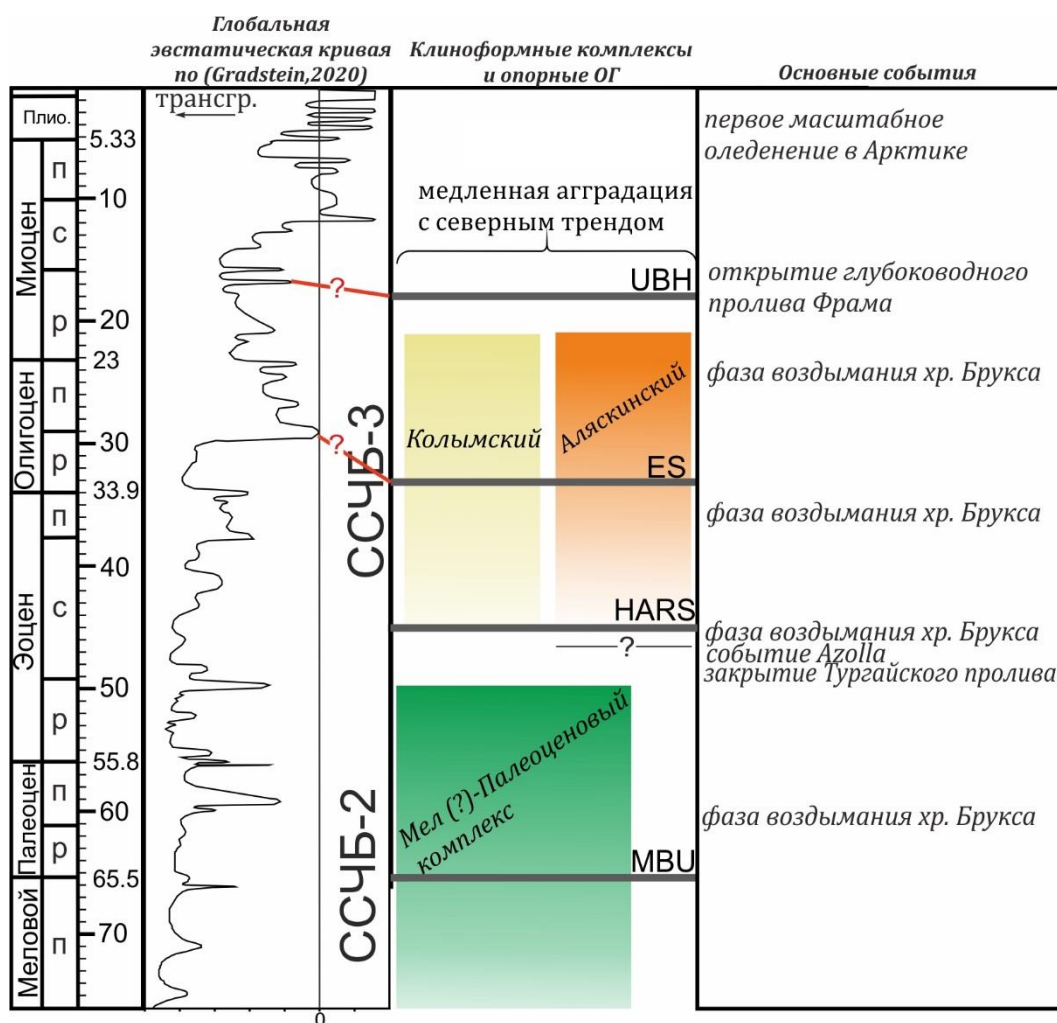


Рис. 40. Хроно—стратиграфическая схема кайнозойских комплексов Северо—Чукотского бассейна и положение опорных сейсмических горизонтов.

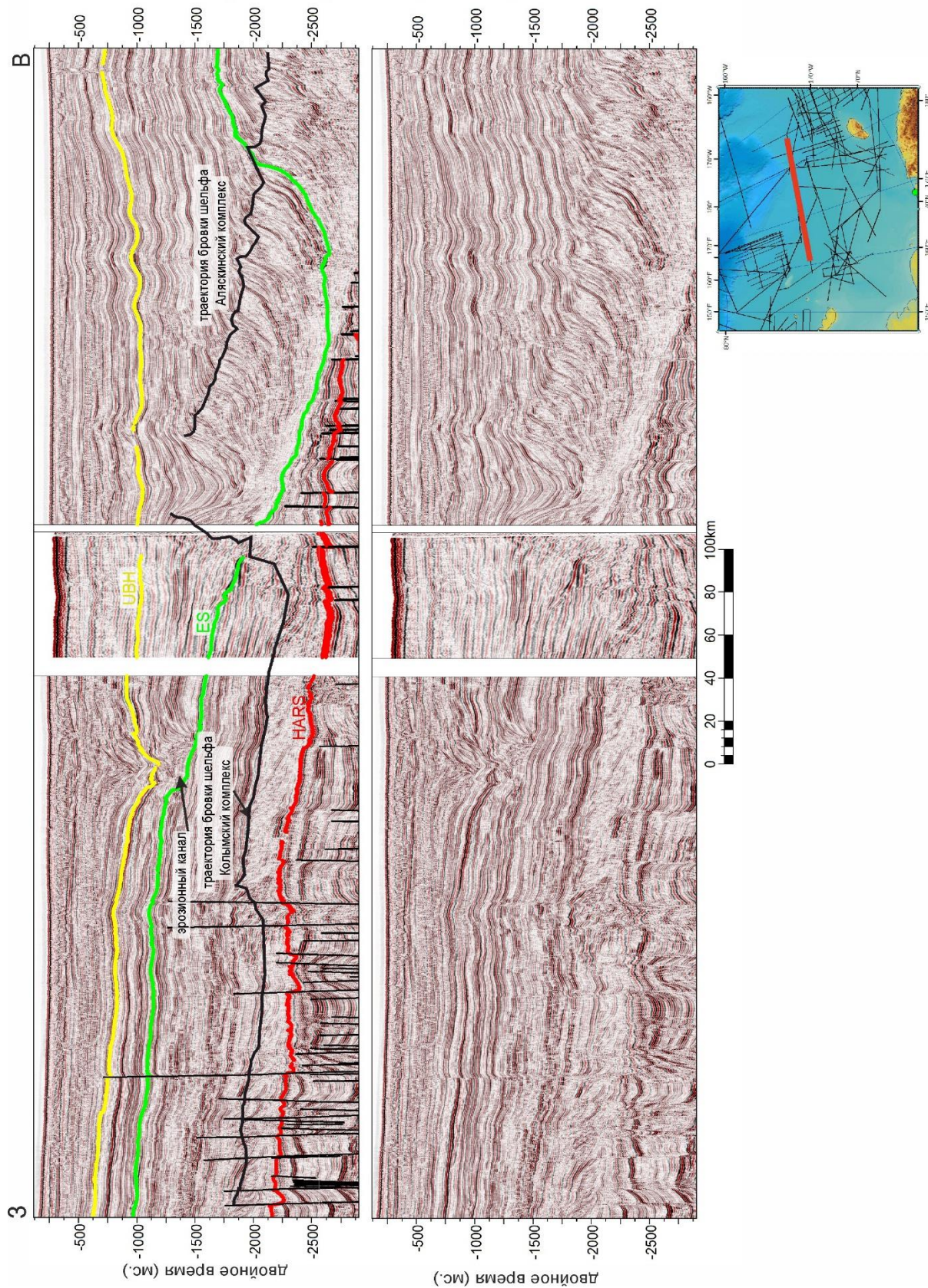
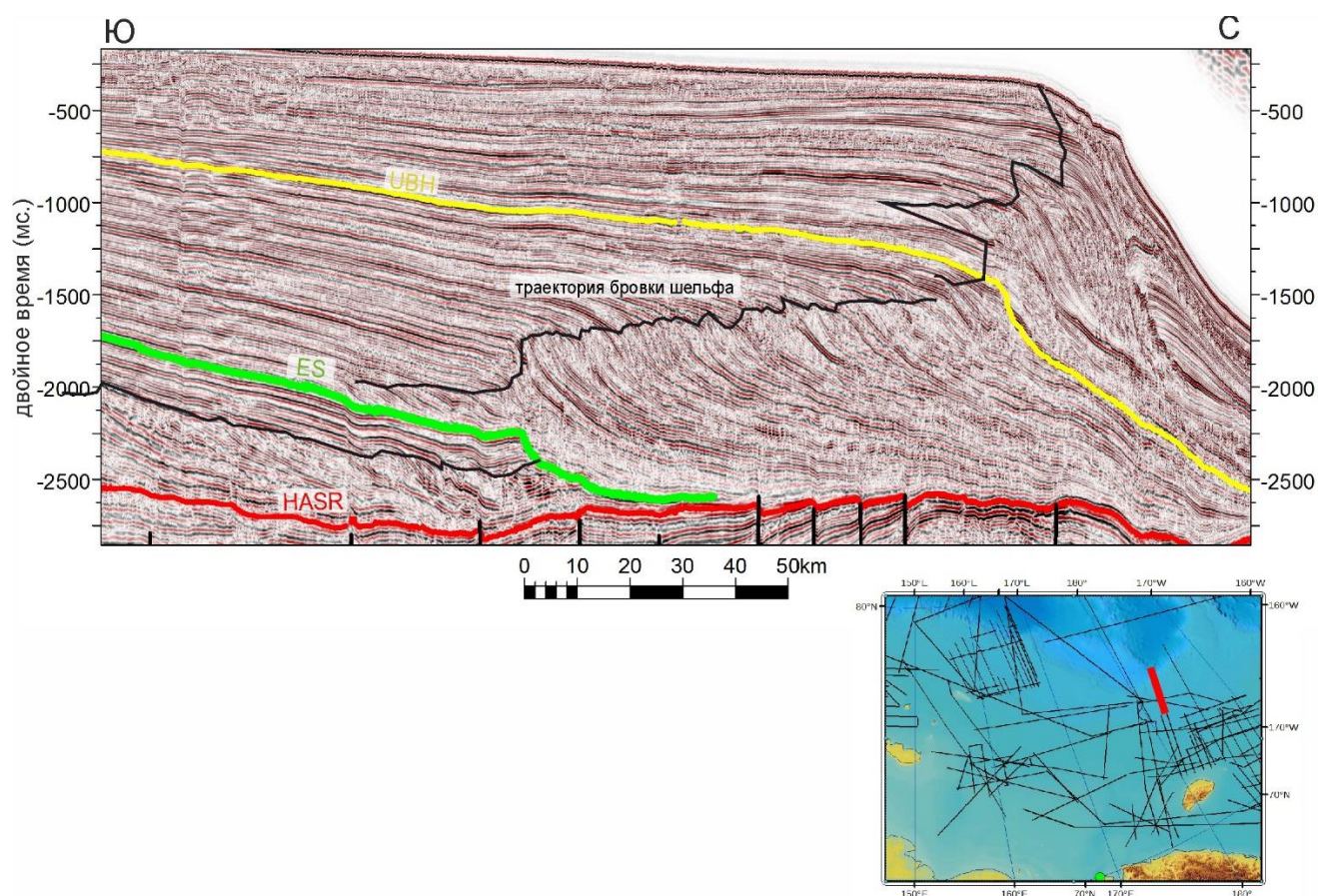


Рис. 41. Композитный сейсмический профиль (ION_12_1400-Arc12_11-ION_11_1400), демонстрирующий характер заполнения Северо—Чукотского бассейна. Видна встречная проградация двух клиноформных комплексов.

Аляскинский комплекс покрывает Северо-Восточную часть бассейна и, согласно текущей стратиграфической модели, развивался на этой территории со среднего эоцена до настоящего времени (Рис. 40). Средняя мощность комплекса около 1.5 километров, при этом отдельные клиноформы имеют высоту (разница высот ундаформенной и фондоформенной частей) 400-450 метров, что позволяет судить о палеоглубинах СЧБ на среднеэоцен-миоценовом этапе развития (Рис. 42). Основным источником сноса для данных отложений являлась территория хребта Брукса, где в это время происходило активное воздымание, фиксирующееся методами трекового анализа [Craddock et al., 2018; Moore, Voh, 2016].



Проградационная характеризуется нисходящей регрессивной траекторией бровки шельфа, свидетельствующей об относительно стабильном или слабо-понижающемся уровне моря в момент её формирования. Согласно сейсмической корреляции проградация Колымского и Аляскинского комплексов шла неравномерно. За временной интервал, вмещающий осадки между горизонтами HASR и ES, бровка шельфа Аляскинского комплекса продвинулась на 100 км, при мощности пачки до 1 км. За то же самое время Колымский комплекс продвинулся более чем на 300 км, при мощности около 300 м. То есть проградация Колымского комплекса шла существенно быстрее. Исходя из общих мощностей комплексов и траектории бровки шельфа, можно говорить, что глубина СЧБ была неодинаковой на его площади. Восточная часть, куда внедрялся Аляскинский комплекс была более глубоководной, и за счет этого проградация там шла медленнее, западная часть, в свою очередь, по глубине не превышала 200 м, что сделало возможным очень быструю проградацию бровки вглубь бассейна. Такая неоднородность связана с распространением нижнего клиноформного комплекса, который подстилает Колымский комплекс и не развит под Аляскинским.

Верхняя агградационная часть Колымского комплекса схожа по сейсмическому облику с Аляскинским и формировалась в ходе общего для всего бассейна тренда повышения ОУМ. Выше горизонта ES наблюдается формирование устойчивых эрозионных каналов в ряде мест шельфа Чукотского моря (Рис. 43). Данные каналы не приурочены к разрывным нарушениям в нижележащем осадочном чехле, но при этом прослеживаются в одном и том же месте от горизонта ES (имеющего хатский возраст) до современного рельефа морского дна. По-видимому, они представляют собой русла поставки осадочного материала на дистальную часть шельфа и его подножие и, следовательно, Колымская речная система существовала в близкой конфигурации как минимум с хатского времени.

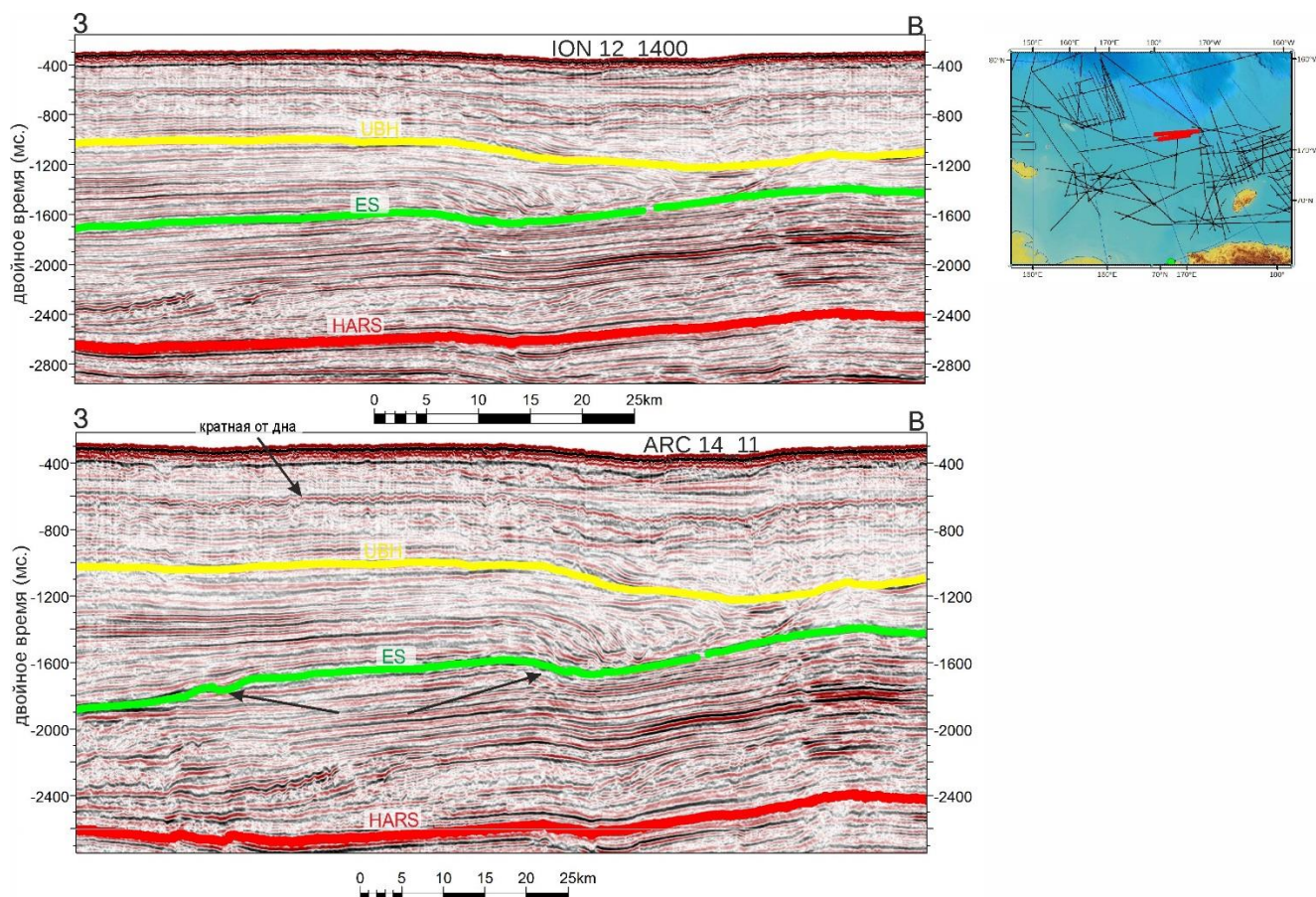


Рис. 43. Два фрагмента сейсмических профилей (Arc14_11, Ion 12_1400) со структурами накопления осадка в условиях активного подводного течения. Такая структура прослеживается от горизонта ES и до современного дна.

На позднемиоцен-современном этапе развития территории оба вышеописанных комплекса объединились в один и бровка шельфа обрела близкий к современному облик. Толща имеет преимущественно агградационный характер напластования без проградации бровки вглубь бассейна (Рис. 44). Вместе с этим за счет погружения бассейна происходит углубление северной части СЧБ и получают широкое развитие крупные оползневые структуры на бровке шельфа. Серии эрозионных поверхностей со значительной эрозией и резкие нисходящие регрессивные траектории бровки свидетельствуют о масштабных колебаниях ОУМ, которых не отмечалось в нижележащей части разреза. Такие резкие колебания соответствуют началу масштабных оледенений северного полушария и

по этому признаку может быть условно прослежен отражающий горизонт, соответствующий началу плиоцена.

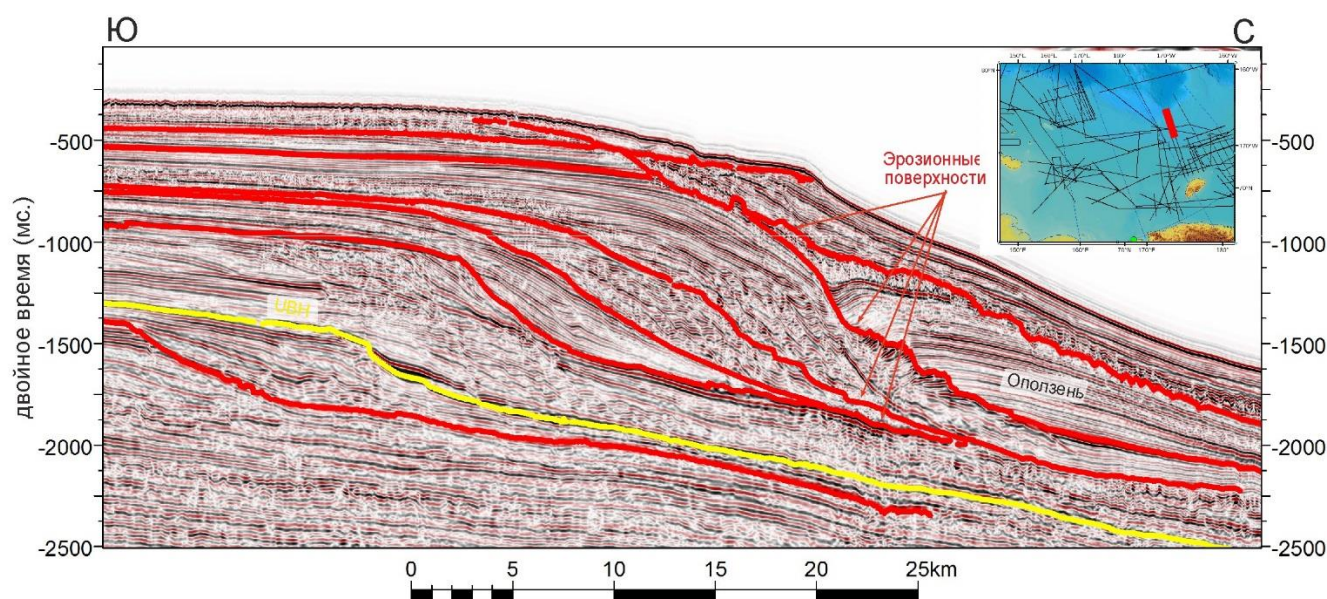


Рис. 44. Фрагмент сейсмического профиля ION 11_4300. Выше горизонта UBH прослеживается серия выраженных эрозионных поверхностей с накоплением крупных оползневых толщ в основании палеосклона.

Опираясь на выполненное сейсмостратиграфическое расчленение чехла СЧБ, была реконструирована осадочная история бассейна (Рис. 45).

В позднем мелу (?)–палеоцене в Северо-Чукотском бассейне происходило накопление мощных осадочных толщ клиноформного типа, а территория хребта Менделеева представляла собой глубоководный бассейн с глубиной не менее 2 км.

В среднем эоцене произошла резкая перестройка региона, а затем последовал очень выраженный трансгрессивный этап с отступанием бровки шельфа на 300-350 км на юг (рис. 6). Причина таких изменений дискуссионна, она может быть как эвстатической (изоляция Арктики на уровне Azolla), так и тектонической (прогибание территории СЧБ одновременно с воздыманием хребта Брукса).

В среднеэоценовое-олигоценовое время бассейн имел глубину около 200 м в северо-западной части и около 400 м в северо-восточной. Заполнение

происходило с двух сторон, но неравномерно из-за палеобатиметрических особенностей.

Предположительно в раннем олигоцене произошло резкое падение уровня моря, соответствующее хатскому событию падения уровня моря. После этого на шельфе сформировался устойчивый эрозионный канал, который существует и в современном рельефе дна.

На временном уровне позднего миоцена бассейн приобрел современный облик с положением бровки шельфа очень близко к таковому на настоящий момент.

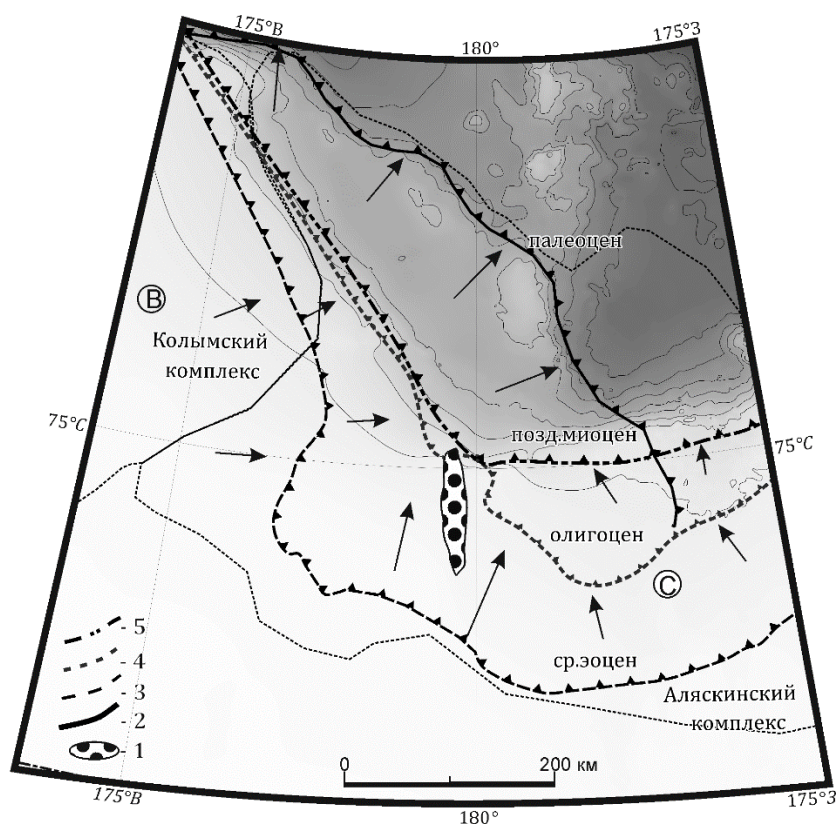


Рис. 45. Кайнозойская история развития шельфа Северо-Чукотского бассейна. 1- долгоживущая канальная система;; линии - положение бровки шельфа для различного времени: 2- палеоцен, 3 - ранний эоцен, 4 - олигоцен, 5 - поздний миоцен.

5. Все вышеприведенные результаты легли в основу первого защищаемого положения: Северо-Чукотский бассейн характеризуется клиноформным многостадийным заполнением. Первая, позднемел-палеоценовая

фаза, привела к формированию современной глубоководной террасы Кучерова, бровка которой соответствует положению бровки палеошельфа на тот момент. Далее, в начале среднего эоцена произошло резкое отступление береговой линии на юг и накопление второго клиноформного комплекса, проградация которого продолжалась вплоть до современного положения бровки шельфа.

5. Контуритные фации глубоководной части СЛО на сейсморазведочных данных.³

Анализ отложений контуритных фаций имеет большое значение для понимания истории глубоководной гидродинамики СЛО. Из всех проанализированных профилей на 7 были обнаружены признаки контуритов. Эти осадочные тела были зафиксированы на 4 отдельных участках СЛО (2 в пределах Амеразийского бассейна, 1 в бассейне Амундсена и 1 в южной части хребта Ломоносова). Среди обнаруженных контуритов есть как погребенные древние контуриты, так и выраженные в современном рельефе морского дна. В данной главе приводится описание всех выделенных структур и их интерпретация в аспекте глубоководных контурных течений. Опорные отражающие горизонты, фигурирующие в тексте, те же что и в главах 3-4.

1. Погребенный обособленный дрейф в котловине Макарова. Координаты дрейфа – N 84.29986, E 166.29055. Данный дрейф наблюдается на одном сейсмическом профиле Arc14_P06, он приурочен к абиссальной равнине в южной части котловины Макарова. Дрейф подстилается горизонтально-слоистой толщей с горизонтом UВН в основании (Рис. 46). Эта осадочная структура обладает типичным холмовидным обликом с более крутым южным и пологим северным склоном. Мощность дрейфа составляет около 250 м (220 мс.). На юге дрейф

³ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Nikishin, A. M., Gaina, C., Petrov, E. I., Malyshev, N. A., **Freiman, S. I.** Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. Т. 746. С. 64–82. Импакт-фактор по WoS 3.048 (1.125 п.л., авторский вклад 25%)
2. **Freiman S.**, Nikishin A., Petrov E. Onset of deep-water circulation in Eastern Arctic area// *Geophysical Research Abstracts*. – 2019. Vol. 21 – EGU2019-7098 (0.0625 п.л., авторский вклад 95%).
3. Российская Арктика. Пространство. Время. Ресурсы.: Атлас/ ПАО НК «Роснефть» / Д. Н. Айбулатов, В. Л. Бабурин ... **С.И. Фрейман**, и др. — Фонд НИР ООО Феория Москва, 2019. — 796 с (50 п.л., авторский вклад 0.005%).

ограничен моатом около борта небольшого палеоподнятия, которое, вероятно, контролировало положение течения. Современные глубины в данной точке -3350 м. В настоящее время в пределах СЛЮ не известны подводные течения на столь больших глубинах. Считается, что основные глубоководные контурные течения зарождаются в проливе Фрама и приурочены к глубинам 1500-2500 м [Woodgate et al., 2007]. Наличие таких погребенных дрифтов говорит или об изменении глубоководной гидродинамики всего региона, или о погружении локального участка и его выходе из интервала глубин, где глубоководные течения распространены.

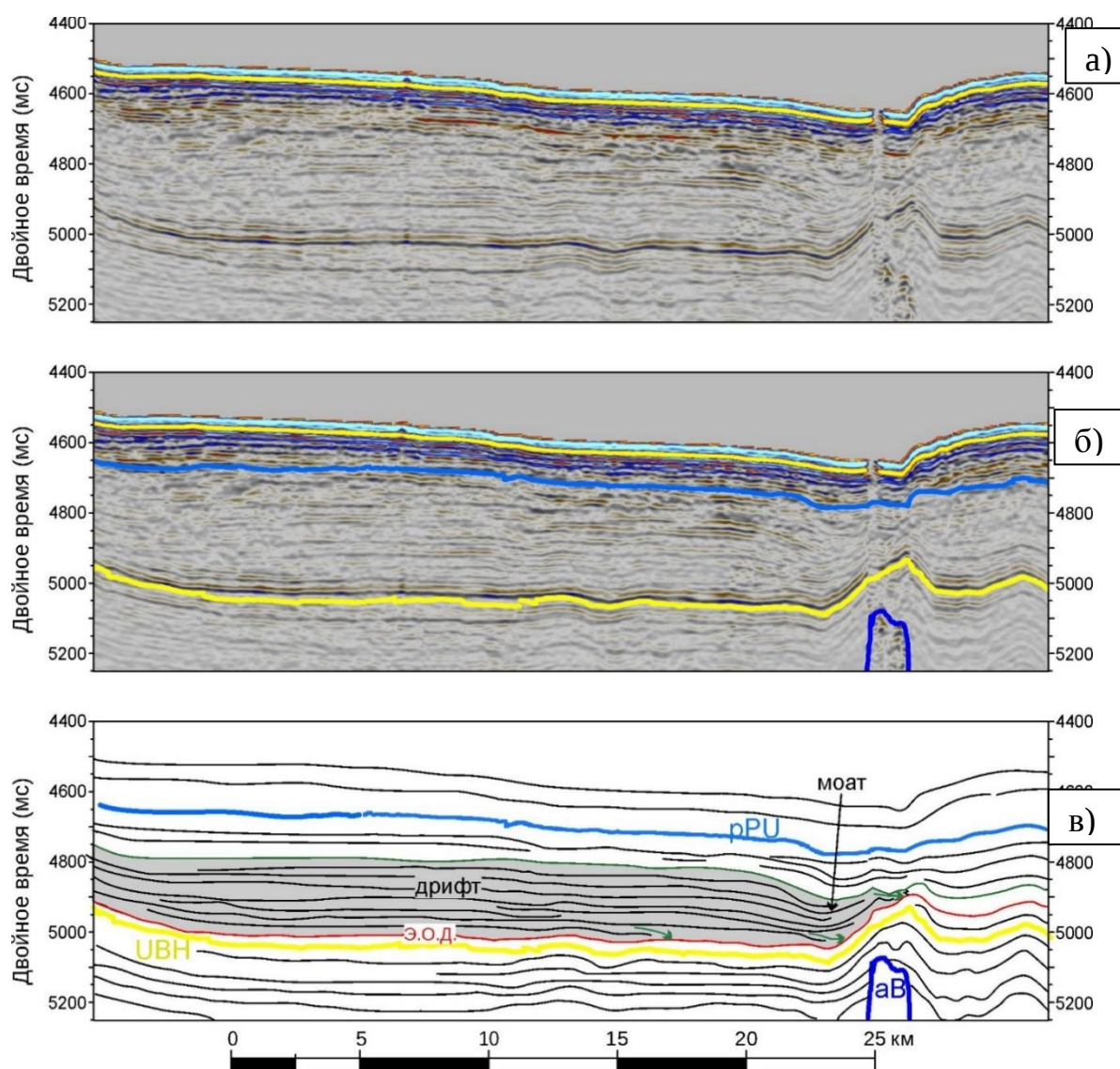


Рис. 46. Фрагмент профиля Arc14_P06 (SP 5054-7899). Погребенный дрифт в восточной части бассейна Макарова: а) оригинальные сейсмические данные, б)

интерпретация опорных горизонтов, в) интерпретация внутреннего строения осадочного чехла, Э.О.Д. – эрозионное основание дрифта.

2. Контурный канал в центральной части хребта Менделеева. Координаты – N 78.153640° W 179.126503°. Данная структура наблюдается на профиле Arc12_P01 и располагается у подножия крупного эскарпа высотой около 550 метров (Рис. 47, Рис. 48). В основании канала лежит горизонт UBH, нижележащая толща имеет субпараллельную сейсмофазию. По приведенной сейсмической корреляции видно, что формирование канала началось сразу выше горизонта UBH и продолжалось по настоящее время, так как он выражен в современном рельефе.

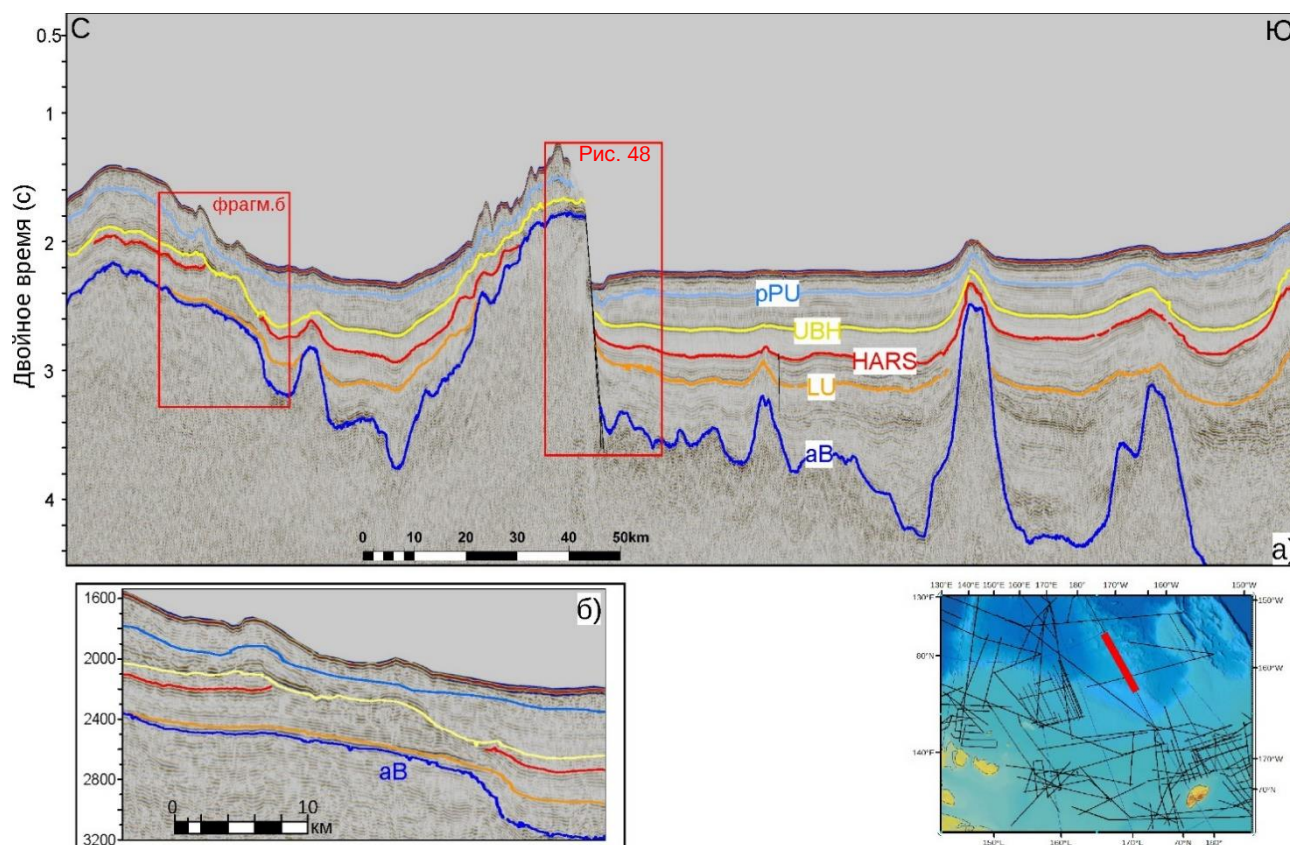


Рис. 47. Фрагмент профиля Arc12_P01 (SP 10539-18242). Наблюдаются эрозионный характер границы UBH (фрагм. б) и контурный канал у подножия эскарпа (детально на Рис. 48).

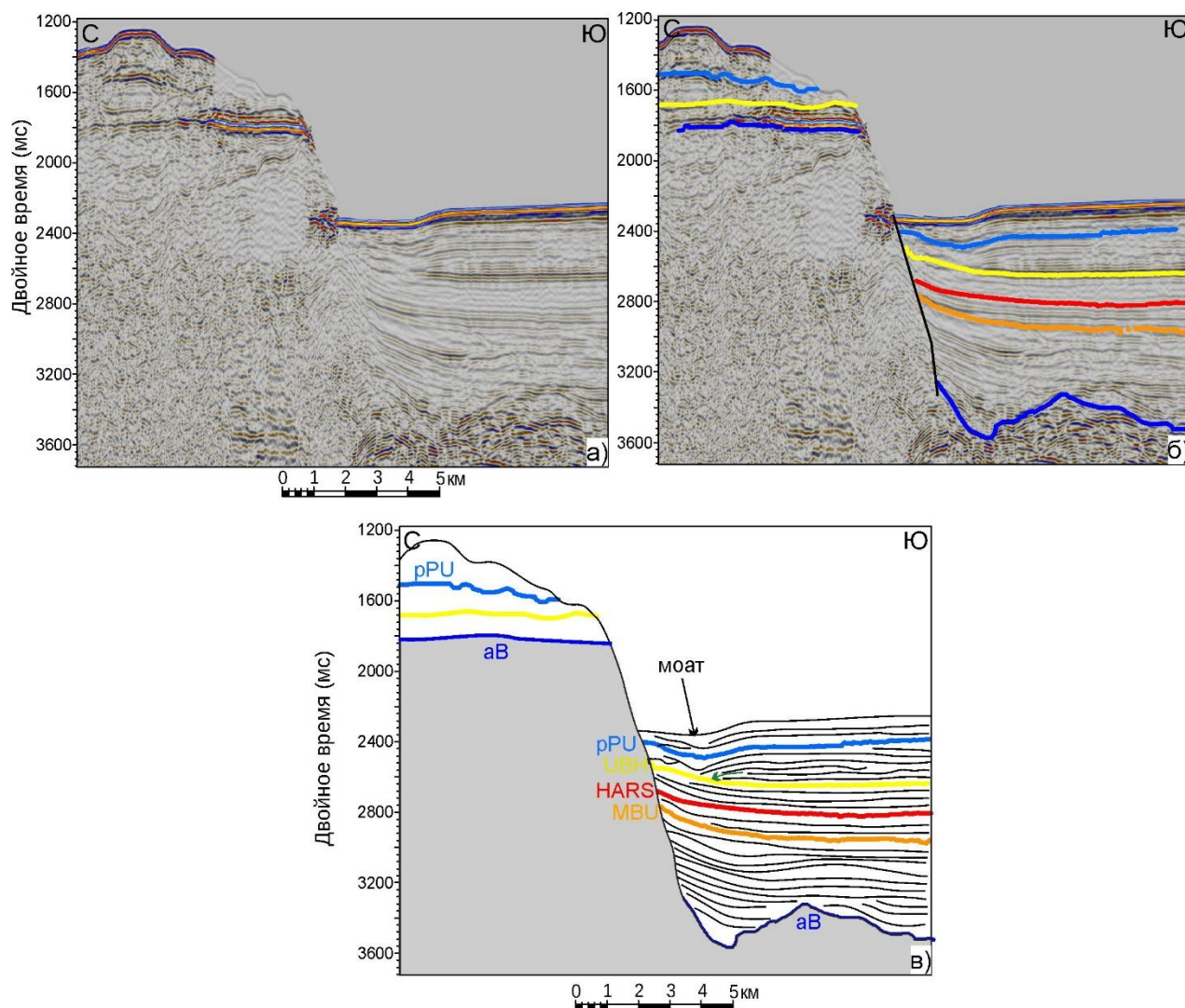


Рис. 48. Фрагмент профиля Arc12_P01 (SP 14709-15254). Контурный канал в основании высокого эскарпа хребта Менделеева: а) оригинальные сейсмические данные, б) интерпретация опорных горизонтов, в) интерпретация внутреннего строения осадочного чехла.

На сейсмической записи в районе контурного канала выявлены подворачивание осей синфазности и формирование депрессии, характеризующейся более медленным осадконакоплением по сравнению с прилегающей равниной (Рис. 48). При этом явные следы эрозии отсутствуют, что говорит о низкой энергетичности формирующего его течения. Современная глубина в данной точке 1700 м. Данная глубина соответствует интервалу глубин современного течения, определенного прямыми измерениями в южной части хребта Менделеева (1500-2500 м. по [Woodgate et al., 2007]). Ширина контурного канала около 2900 м. На контурную, а не турбидитную природу канала явно указывает его расположение в

самом основании склона и отсутствие резкой эрозии на бортах. Таким образом, мы получили прямое подтверждение наличия контурных течений в этом районе начиная с момента формирования горизонта UBH.

Горизонт UBH соответствует уровню MU в работе Bruvoll с соавт. [Bruvoll et al., 2010]. В этой работе горизонту MU также предположительно соответствовало начало формирования глубоководной циркуляции в Амеразийском бассейне. Однако доказательства этого события приводились только косвенные - начало активного оползания и пластических деформаций на склонах поднятия Менделеева. Аналогичные структуры видны на наших данных, но, так как они являются только косвенными признаками циркуляции, в настоящей работе их детальный разбор не приводится (Рис. 47б).

3. Контуриты в южной оконечности хребта Ломоносова. Осадочные структуры, связанные с контурными течениями, наблюдаются на серии профилей субмеридионального простирания. Все структуры имеют отчетливое эрозионное основание, залегают выше горизонта UBH, ниже которого строение осадочных толщ преимущественно субпараллельное. Такая смена с субпараллельной на бугристую сейсмофацию достаточно явно указывает на смену характера осадконакопления на данном участке (Рис. 49).

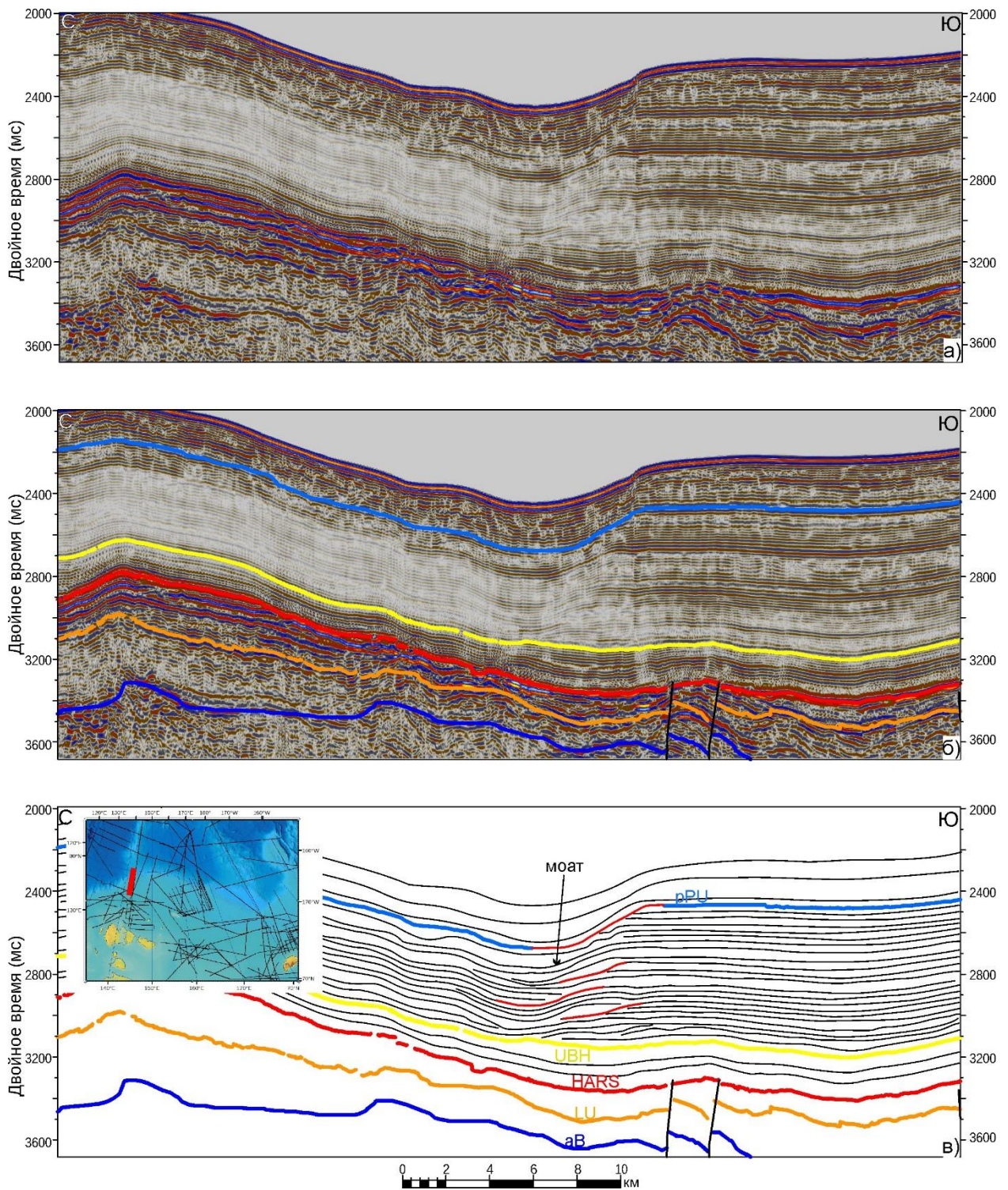


Рис. 49. Фрагмент профиля А7 (SP 26031-28255). Моат, секущий южную часть хребта Ломоносова. а) оригинальные сейсмические данные, б) интерпретация опорных горизонтов, в) интерпретация внутреннего строения осадочного чехла.

Выше горизонта UBH на этом участке начинает формироваться устойчивый моат, прослеживающийся также в рельефе современного дна. Координаты

структуры – N 80.697973° E 143.469966°, ширина – 6200 м. Современная глубина в центре моата – 1770 м, что практически равно глубине ранее описанного контурного канала в пределах хребта Менделеева. В пределах структуры наблюдается серия локальных незначительных эрозионных поверхностей, с прилеганием осей синфазности с северной стороны. Обращает на себя внимание разница сейсмической записи к северу (в сторону хребта Ломносова) и к югу от моата (на шельфе). В то время как на юге отражения имеют высокую амплитуду и хорошо прослеживаются, на севере от моата доминирует слабоконтрастная сейсмофация с невыраженными осями синфазности. Такая резкая и выдержанная по вертикали смена подтверждает наличие контурных течений на этом участке. Течение является своеобразным барьером для осадков, поступающих с континента, весь крупный терригенный материал перехватывается течением и сносится дальше на восток в котловину Подводников. Поэтому к северу от моата преобладает типичный пелагический тип осадконакопления с доминированием слабоконтрастных глин.

4. В располагающемся западнее Евразийском бассейне также выделяется серия осадочных структур, связанных с глубоководными течениями. Для этой части СЛО, а также в проливе Фрама контуриты выявляли по сейсмическим данным в ряде работ [Eiken, Hinz, 1993; Jokat et al., 1995; Osti et al., 2019]. Существование современных контурных течений в Евразийском бассейне вдоль хребта Ломносова было подтверждено прямыми физическими измерениями [Aagaard, 1989]. На использованных в текущей работе сейсмических данных в пределах Евразийского бассейна также выделяется эрозионное событие с последующим некомпенсированным заполнением каналов. Такие структуры в районе плоской абиссальной котловины могут быть образованы только контурными течениями. Сейсмическое отражение, соответствующее уровню эрозии, выклинивается на уровне ЛМА С6по, имеющей возраст 19.72 млн. лет (Рис. 50) [Nikishin et al., 2018].

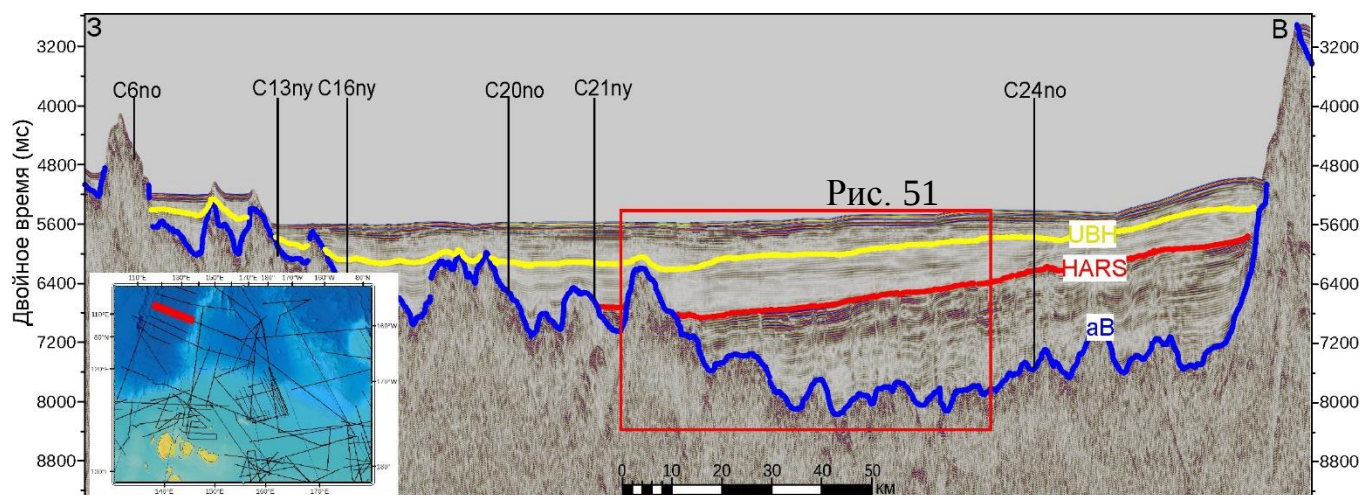


Рис. 50 Сейсмический профиль Arc11_028. На уровне горизонта UBH и выше него видна серия эрозионных поверхностей. Ниже залегают субпараллельные толщи осадков (детально на Рис. 51).

Канал с эрозионным основанием прослеживается на ряде сейсмических профилей в южной части котловины Амундсена. Канал идет субпараллельно хребту Ломоносова и в настоящее время залегает на одном гипсометрическом уровне в погруженной части бассейна, что делает маловероятным его формирование как турбидитного каньона. На всех профилях этот канал наблюдается как выраженная эрозионная поверхность, срезающая нижележащую субпараллельную толщу осадков. Выше данной поверхности дополнительно прослеживается ряд широких неглубоких каналов с эрозионным основанием (Рис. 51). Видно, что в СЛО осадочные структуры, формирующиеся под воздействием контурных течений, достаточно крупные и хорошо выделяются на сейсмических данных. Схожие структуры Амеразийского бассейна интерпретируются нами аналогичным образом.

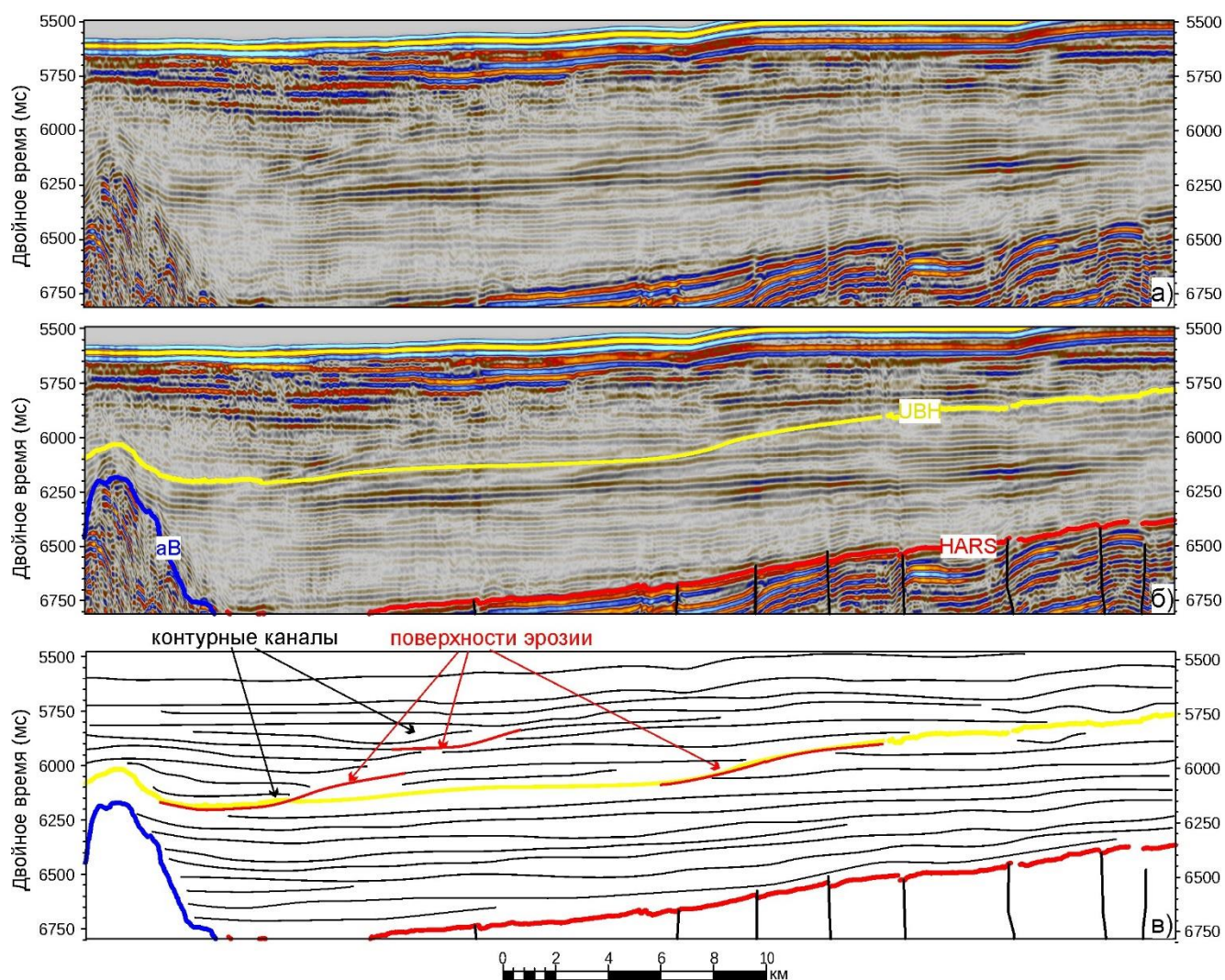


Рис. 51. Фрагмент профиля Arc11_028 (SP 3584-5904). Выделяется серия эрозионных поверхностей выше горизонта UBH. а) оригинальные сейсмические данные, б) интерпретация опорных горизонтов, в) интерпретация внутреннего строения осадочного чехла.

Все выделенные структуры имеют следующие общие черты:

- начинают формироваться выше горизонта UBH;
- подстилаются отложениями субпараллельной сейсмофации;
- имеют внутреннее строение типичное для контуритов (холмовидный облик, наличие моата, эрозионные поверхности внутри и в основании пачки).

Такие структуры обнаружены во всей центральной части Амеразийского бассейна и в бассейне Амундсена, и свидетельствуют о региональном, а не единичном локальном изменении характера осадконакопления (Рис. 52). На этих участках произошел переход от застойных условий с накоплением

субпараллельных толщ к более гидродинамически активным с присутствием контурных течений. Для некоторых участков видно, что аналогичные обстановки существуют и в настоящее время, а формирующиеся осадочные структуры выражены в современном рельефе дна.

На исследованной территории выделяются два варианта контуритов – захороненные (выше которых залегает субпараллельная толща осадков) и современные (выраженные в рельефе морского дна). Глубина участков, где находятся современные моаты, лежит в диапазоне 1700-1800 м, что соответствует доказанным глубинам распространения контурных течений в Амеразийском бассейне [Woodgate et al., 2007]. В точках с захороненными контуритами глубины существенно больше (Рис. 52). Опираясь на факт сильной приуроченности контурных течений к определенным изобатам, можно сделать вывод о причинах захоронения дрифтов. По-видимому, в начале становления глубоководной циркуляции эти участки находились примерно на тех же глубинах, что и точки, в которых развиты современные контурные течения. Затем произошло погружение территории и смещение течений в соответствии с определяющей их изобатой. Вместе с этим возможна и другая интерпретация: прекращение формирования некоторых контуритов могло произойти с началом эпохи оледенения. Во время похолоданий происходит замедление глубоководных течений, и наиболее глубоководные ответвления могли замедлиться до скорости, когда они уже не оказывают существенного влияния на осадконакопление, или полностью исчезнуть [Knutz, 2008].

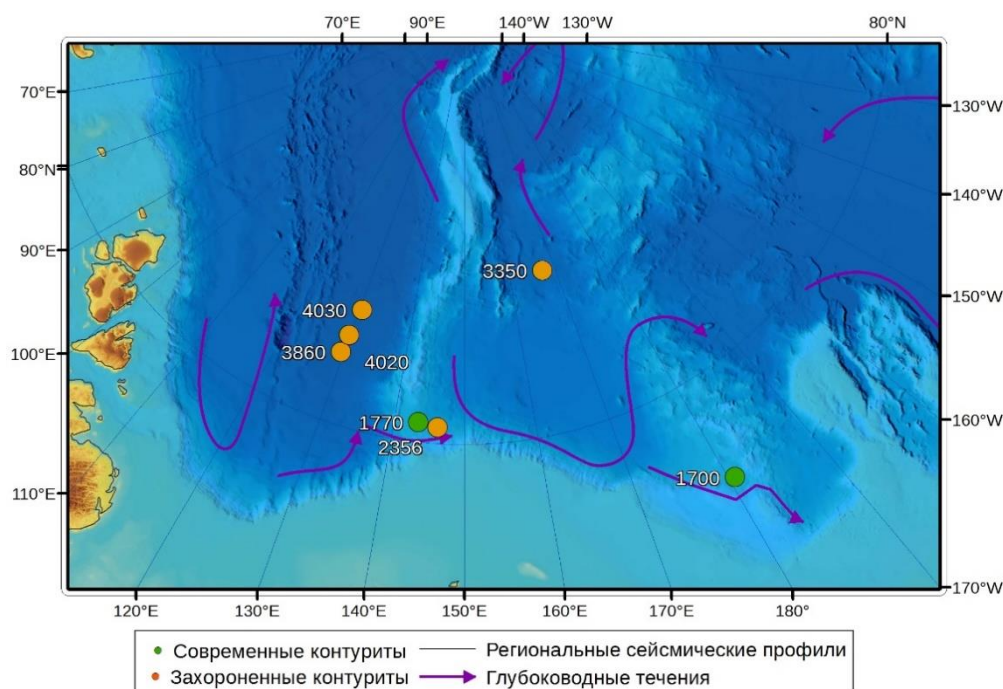


Рис. 52. Карта СЛО с точками выделения контуритов на сейсморазведочных данных. Цифрами обозначены современные глубины морского дна (м). Направления современной глубоководной циркуляции по Aagaard, 1989; Woodgate et al., 2007. Батиметрия по Jakobsson et al., 2012.

Единственной известной на данный момент причиной изменения характера глубоководной циркуляции воды в СЛО является открытие пролива Фрама. Считается, что в определенный период своей истории СЛО был изолирован от мирового океана, по крайней мере на глубоководном уровне. Затем, вследствие тектонических причин произошло формирование пролива Фрама, через который началось поступление вод из мирового океана в СЛО и заложение глубоководных контурных течений в последнем [Engen, Faleide, Dyreng, 2008; Jakobsson et al., 2007a]. Это событие интерпретируется по керновым данным скважины ACEX, пробуренной в 2004 году. В разрезе скважины выделяется литологический комплекс 1/5, с характерным чередованием черных и серых слоев, который связывают с началом циркуляции атлантических вод в пределах СЛО и началом нестабильного гидрологического режима [Backman et al., 2008; Jakobsson et al., 2007a]. Датировка этого события существенно различается в разных моделях

возрастной разбивки скважины ACEX. В одних моделях данное событие происходит 18.2 млн лет назад, ему предшествует очень длительный перерыв в осадконакоплении, начавшийся 44.2 млн лет назад [Jakobsson et al., 2007b]. В модели, построенной по результатам радиоизотопного датирования Re-Os методом, перерыв оценивается как более короткий – 16.3 млн лет [Poirier, Hillaire-Marcel, 2011]. Существует также модель, согласно которой перерыв длился всего около 400 тыс. лет и имеет временной диапазон 36.6-36.2 млн лет [Черных, Крылов, 2017]. В зависимости от принятой модели, открытие пролива Фрама произошло на уровне 36.2 или 18.2 млн лет.

Целью настоящей работы не было подтверждение конкретной модели. По сейсморазведочным данным не представляется возможным подтвердить или опровергнуть ту или иную модель. Однако, имеющихся данных достаточно для уверенной корреляции регионального эрозионного события на уровне горизонта UBN в различных районах Амеразийского бассейна, выделения контуритов выше него и корреляции данного события с литологической пачкой 1/5 в скважине ACEX. Основным результатом работы является вывод о начале глубоководной циркуляции в момент открытия пролива Фрама не только в Евразийской части СЛО, но и в Амеразийском бассейне, безотносительно конкретного времени этого события (Рис. 53). Этот вывод также позволяет говорить о том, что в момент открытия пролива Фрама хребет Ломоносова был достаточно погружен и не препятствовал прохождению глубоководных масс из Евразийского бассейна в Амеразийский.

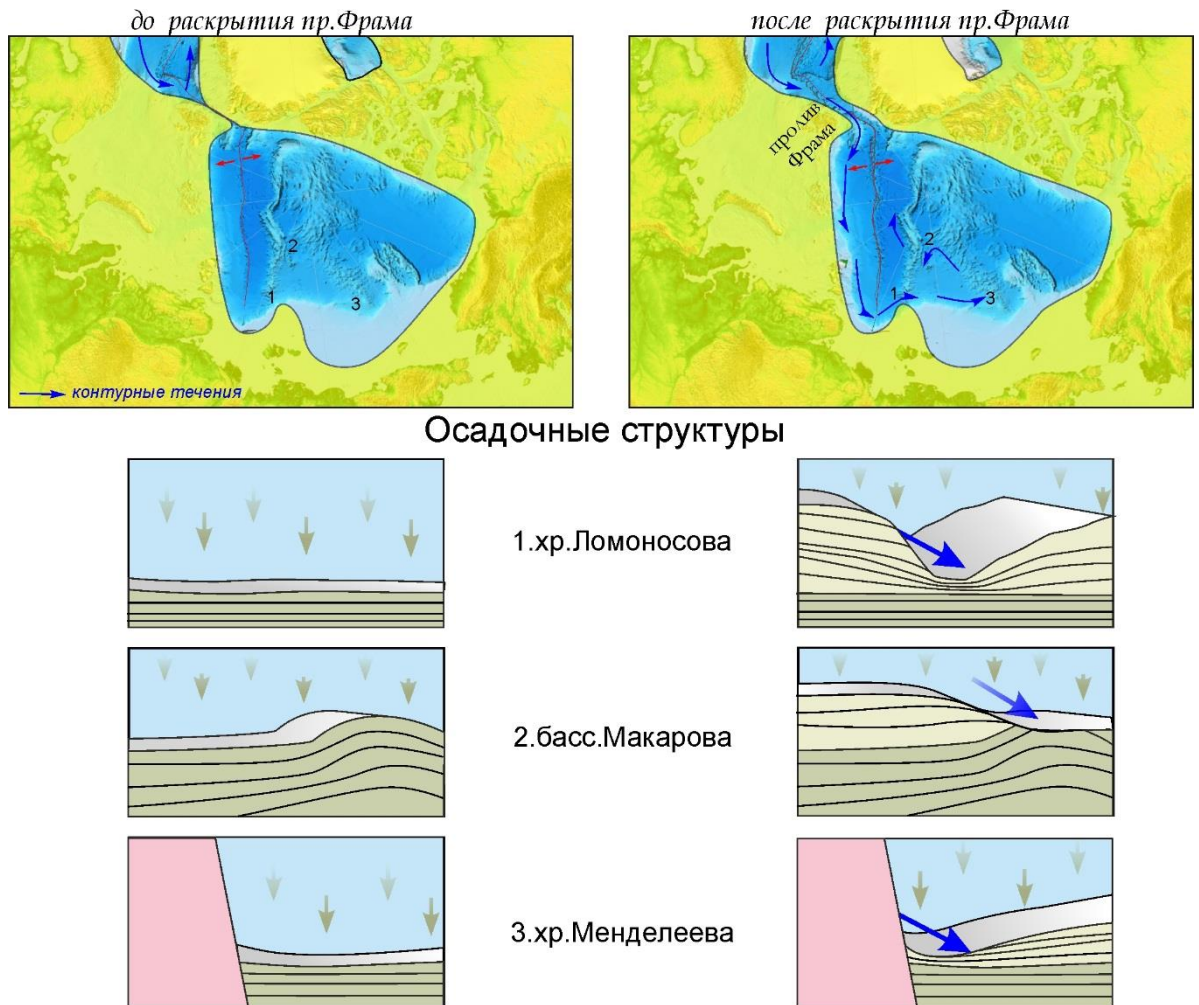


Рис. 53 Изменение глубоководной циркуляции Арктического бассейна после открытия пролива Фрама и отражение этого момента в осадочных структурах.

На основе всех вышеприведенных результатов было сформулировано второе защищаемое положение: в момент открытия пролива Фрама произошла перестройка гидрологического режима не только Евразийского, но и Амеразийского бассейна, выразившаяся в формировании устойчивых придонных течений современного облика.

6. Аптская-альбская тектоническая история Северо-Чукотского бассейна и прилегающей шельфовой территории. ⁴

6.1. Тектоническая история Амеразийского бассейна.

Первые концепции тектонического развития Арктики были представлены в 70-е годы прошлого века. В это время была выполнена первая аэромагнитная съемка в Арктике, на основе которой было доказано наличие линейных магнитных аномалий в пределах Евразийского бассейна [Карасик, 1973]. Эти данные были положены в основу модели раскрытия океанического Евразийского бассейна, которая практически не менялась с того времени. История формирования Амеразийского бассейна, напротив, вызывает наибольшие разногласия. Несмотря на лавиннообразное накопление новых геолого-геофизических данных до сих пор существует множество моделей развития этого региона в мезо-кайнозой. Обзор современных существующих взглядов был дан в ряде работ [Chernykh et al., 2018, Nikishin et al, 2020 in prep.].

⁴ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Nikishin A. M., Petrov, E. I., Cloetingh, S., **Freiman, S. I.**, Malyshev, N. A., Morozov, A. F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva, K. F. Geological structure and history of the Arctic Ocean based on new geophysical data: Implications for paleoenvironment and paleoclimate. Part 2. Mesozoic to Cenozoic geological evolution //Earth-Science Reviews. – 2019. – С. 103034. Импорт фактор по WoS 9.724 (7.125 п.л., авторский вклад 20%)
2. **Фрейман С.И.**, Петров Е.И., Гайна К., Никишин А.М. Модель тектонического развития Арктического региона в апт-альбское время // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии // Мат-лы :L Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2018 Т. 2. – С. 292–295 (0.25 п.л., авторский вклад 90%).
3. **Freiman S.**, Nikishin A., Gaina C., Petrov E. Cretaceous plate tectonic model of Russian Arctic shelf // Geophysical Research Abstracts. – 2018. Vol. 20 – EGU2018-7589 (0.0625 п.л., авторский вклад 95%).
4. Никишин А.М., Петров Е.И., Гайна К., Малышев Н.А., **Фрейман С.И.** Тектонические реконструкции Арктического региона для позднеюрско-кайнозойского времени // Мат-лы :LI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2019 Т. 2. – С. 83-86 (0.0325 п.л., авторский вклад 20%).
5. Никишин А.М., Петров Е.И., Гайна К., Малышев Н.А., Фрейман С.И. Новые геологические данные и модель тектонической истории Арктического океана // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии // Мат-лы :L Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2018 Т. 2. – С. 45-48 (0.0325 п.л., авторский вклад 10%).

Одними из первых советских работ являлись работы Ю.М. Пушаровского, В.С. Захаридзе, В.А. Виноградова и др. [Захаридзе, 1992; Пушаровский, 1976, Виноградов, 1976]. В этих работах предполагалось существование протоконтинента Арктида в высоких широтах Арктики. Одновременно с этим появлялись зарубежные работы L.A. Lawver, E.M. Herron и многих других [Herron, Dewey, Pitman, 1974]. Одним из основных отличий от советских моделей было предположение об океанической природе хребта Альфа и хребта Менделеева. Так или иначе, в основе современных моделей лежит один из этих двух вариантов. С приростом геологической информации, в особенности, полученной дистанционными методами (грави-магниторазведки и сейсмического зондирования), существующие модели были существенно доработаны и опубликованы в работах отечественных и зарубежных исследователей [Døssing, Gaina, Brozena, 2017; Chernykh et al., 2018; Grantz et al., 1998; Кулаков и др., 2013; Лаверов и др., 2013]. В 2000-е годы произошел качественный прирост геофизической информации и в настоящее время происходит третий этап переосмысления мезо-кайнозойской истории Арктики.

В последние годы было опубликовано несколько плит-тектонических моделей развития Арктики в мезо-кайнозое. Одна из моделей была опубликована И.Ю. Кулаковым с соавт. [Кулаков и др., 2013]. В данной модели предполагается наличие континентальной плиты Арктиды в центральной части Арктики. Основным этапом формирования современного облика Амеразийского бассейна приходится на интервал 220-120 млн. лет, когда, согласно модели, за счет вращения Арктиды одновременно происходило открытие Канадского бассейна и закрытие Южно-Анжуйского бассейна. В этой модели ось Канадского бассейна проведена параллельно современному положению хребта Менделеева [Кулаков и др., 2013]. Зарубежными исследователями была опубликована другая модель, представляющая собой более топологически и геометрически точную интерпретацию принципиальной модели открытия Канадского бассейна и территории Альфа-Менделеева за счет смещения единой Аляско-Чукотской плиты

на юг в интервале 150-100 млн л. Полюс вращения Аляско-Чукотской плиты находился в её восточной оконечности, и, из-за внешнего сходства, модель получила неформальное название «автомобильный дворник» («windshield wipers») [Grantz et al., 1990]. Такое движение Аляско-Чукотской плиты геодинамически может быть обусловлено откатом Алеутского сектора Тихоокеанской зоны субдукции и отступанием надсубдукционной зоны на юг. Согласно этой модели, вся территория Альфа-Менделеева представлена океанической корой, с незначительным фрагментом континентальной коры на юге территории. По последним исследованиям [Skolotnev et al., 2019] континентальная кора в пределах хребта Менделеева распространена значительно шире. Следовательно, требуется доработка модели «windshield wipers» в соответствии с новыми данными. Еще одним существенным противоречием этой модели, на наш взгляд, является предположение о формировании нормальной океанической коры в Канадском бассейне вблизи полюса вращения Аляско-Чукотской плиты одновременно со слабой деформацией и сохранением континентальной коры в районе хребтов Альфа и Менделеева, где предсказываемое растяжение значительно больше. Модель «windshield wipers» получила новую интерпретацию в последней работе А. Доссинга с соавт., в которой раскрытие происходит не вращением по вышеописанной схеме, а сдвигом [Døssing et al., 2020]. Однако, данные о наличии крупных блоков континентальной коры в центральной части Арктики [Skolotnev et al., 2019] не были учтены. На неоднозначность способа раскрытия Амеразийского бассейна накладывается неоднозначность датирования события раскрытия Канадского бассейна. Все ранее упомянутые схемы предполагают что это произошло в поздней юре - раннем мелу и завершилось в барреме (200-150 млн. л.). Однако, также распространена точка зрения, согласно которой основной этап раскрытия бассейна происходил в позднем мелу-палеоцене [Miller et al., 2018].

Ещё одна модель была опубликована в виде серии работ русских авторов, эта модель легла в основу заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа [Лаверов и др., 2013; Лобковский,

2016; Лобковский, Шипилов, Кононов, 2013]. Данная модель является доработкой более ранних советских моделей с учетом множества новых фактических данных. В основе модели лежит глубокий геодинамический подход к движущим силам, приводящим к перемещению плит в Арктике. В работах рассматривается крупная верхнемантийная ячейка, конвекция в которой привела к смещению всей Аляско-Чукотской микроплиты к югу в поздней юре – к раннем мелу. После этого предполагается этап субширотного растяжения территории в апт-альбское время. Данная модель наилучшим образом описывает фактические данные, как геофизические, так и данные прямых геологических наблюдений и опробований. В то же время, она носит концептуальный характер, и не совсем ясна возможность реализации этой модели в контексте общеземного положения плит, например, взаимного положения Североамериканской и Евразийской плит для этого времени.

Во многих моделях российских авторов [Лаверов и др., 2013; Кулаков и др., 2013; Лобковский, 2016; Никишин и др., 2019] предполагается этап субширотного растяжения территории Арктики в конце раннего мела. Считается, что именно в это время за счет растяжения образовались котловины Макарова и Подводников. Однако, в глобальном плит-тектоническом контексте на протяжении всего апта и альба между Североамериканской плитой и Евразийской плитой не происходило никаких смещений и, следовательно, внутри общеземной модели такой этап нереализуем. В нашей работе была сделана оценка степени растяжения арктического шельфа Восточной Сибири, как части Американо-Евразийского бассейна. Шельфовая территория была выбрана потому, что по этому району информации значительно больше, чем по районам глубоководных котловин. На заключительном этапе работы была рассмотрена возможность субширотного растяжения Американо-Евразийского бассейна в контексте глобальной тектонической модели для конца раннего мела.

В последние годы получило широкое распространение построение плит-тектонических моделей в специализированном ПО, например GPlates [Gurnis et al., 2012; Wright et al., 2012]. Математический аппарат, лежащий в основе ПО, ничем

не отличается от классической методики плит-тектонических реконструкций, но сам метод имеет ряд важных преимуществ. Во-первых, модели, сделанные с использованием ПО, носят количественный, а не качественный характер, благодаря чему возможно проводить быструю и детальную оценку любых параметров (степень растяжения, скорости вращения, амплитуды смещения и т.д.). Кроме того, построенные модели могут быть вписаны в глобальную плит-тектоническую модель и проверены в соответствии с ней. Во-вторых, получаемые модели могут легко передаваться между исследователями, что облегчает верификацию моделей и значительно упрощает синтез нескольких локальных моделей в региональные или общеземные. В-третьих, современное ПО предоставляет широкий набор различных методов и алгоритмов внутри одного пакета. Например, в последних версиях ПО, как правило, реализована возможность построения моделей деформируемых плит. Хотя алгоритмы пока недостаточно хорошо разработаны для анализа сложных в геологическом плане регионов, и их применение для моделирования эволюции Амеразийского бассейна на данном этапе не целесообразно.

6.2. Построение плит-тектонической модели арктического шельфа Сибири.

По результатам интерпретации сейсмических профилей было выделено одинаковое для Северо-Чукотского и прилегающих шельфовых бассейнов рифтогенное строение фундамента. Крупные рифты субмеридионального простирания выделены в основании следующих осадочных бассейнов – Усть-Ленский, Анисинский, Восточно-Сибирский, Северо- и Южно-Чукотский осадочные бассейны. Сейсмическая корреляция, детально описанная в главе 3, позволяет сделать вывод, что эти рифты сформировались позднее или синхронно с высокоширотной магматической провинцией HALIP, базальты которой в разных точках имеют возраст от 130 до 80 млн лет [Mukasa et al., 2020, Drachev et al., 2006; Kos'ko, Trufanov, 2002; Косько и др., 2013,].

Для восстановления тектонической истории района, а также определения геодинамического контекста была построена плит-тектоническая модель в ПО «GPlates 2.1». Для построения модели весь шельф и прилегающая территория были разделены на серию тектонических блоков. Необходимо отметить, что данное разграничение справедливо только для мел-кайнозойской тектонической истории региона и не подходит для реконструкции палеозойской истории. При выделении блоков руководствовались, в первую очередь, результатами сейсмической корреляции, а также данными научной литературы. Точные границы блоков проводили по картам современной мощности коры и картам грави-магнитных аномалий (Рис. 54). В первом приближении все выделенные блоки разделяются на две группы: мезо-кайнозойские осадочные бассейны и относительно нерастянутые блоки фундамента. Все блоки отделены друг от друга региональными разломными зонами сдвиговой природы и могут смещаться один относительно другого.

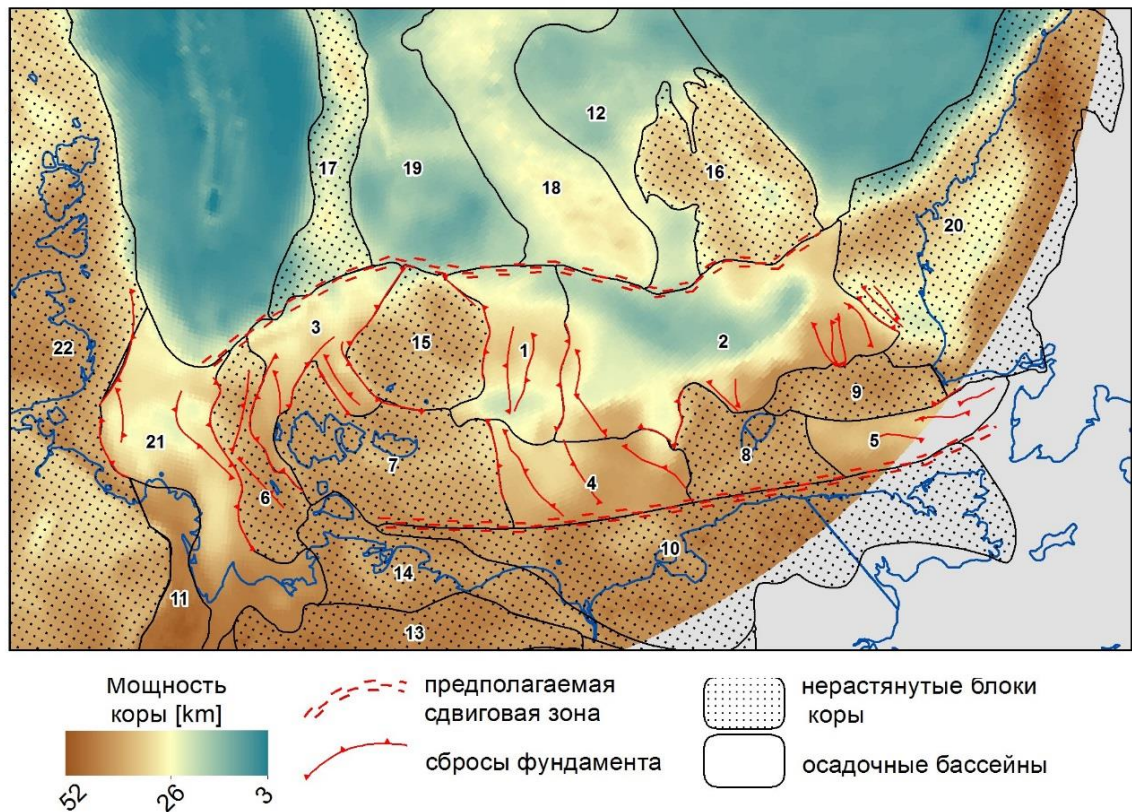


Рис. 54. Мощность коры (ARCRUST) [Lebedeva-Ivanova et al., 2019] и положение основных блоков, выделенных в рамках работы над моделью. 1- Восточно-Сибирский бассейн, 2 – Северо-Чукотский бассейн, 3 – Анисинский бассейн, 4- Барановское поднятие, 5 – Южно-Чукотский бассейн, 6 – Восточно-Лаптевский горст, 7- Новосибирский блок, 9 – Усть-Ленский бассейн, 10 – Чукотская микроплита, 12 – хребет Нордвинд, 13 – Клымско-Омолонский террейн, 14 – Южно-Аньюйская сутура, 15 – блок Де Лонга, 16 – Чукотское плато, 17 – хребет Ломоносова, 18 – хребет Менделеева, 19 – котловина Подводников, 20 – террейн Северный Склон Аляски.

Блоки фундамента отличаются большой мощностью коры (>30 км) и приповерхностным залеганием пород акустического фундамента. Приповерхностное залегание подтверждается или прямыми геологическими наблюдениями на островах, или сейсмическими данными, на которых был выделен комплекс акустического фундамента. Большая мощность коры и отсутствие мезо-

кайнозойской толщи осадков указывает на незначительное растяжение и отсутствие пострифтового проседания этого блока в мезо-кайнозойское время.

Мезо-кайнозойские осадочные бассейны характеризуются малой мощностью коры (<30 км) и мощной толщей осадочного чехла соответствующего возраста. В основании практически каждого осадочного бассейна были выделены многочисленные рифты, наличие которых указывает на этап растяжения в геологической истории этих блоков. Для каждого бассейна были определены основные параметры растяжения. Начало стадии растяжения определяли по возрасту основания слабодислоцированного осадочного чехла, полученному по результатам сейсмической корреляции. Время окончания стадии активного растяжения определяли по возрасту границы рифт-пострифт, которая приблизительно соответствует окончанию растяжения и переходу к стадии пострифтового проседания. Так как рифты и прочие структуры, вызванные растяжением, ориентируются субперпендикулярно к оси растяжения, направление растяжения определяли по ориентировке основных разломов и бортов наиболее крупных рифтов, прослеженных по сейсмическим данным. Степень растяжения каждого из блоков определяли на основе допущения о первичной толщине нормальной континентальной коры как равняющейся 41 км и распределенной относительно однородно [Christensen, Mooney, 1995]. Использование этого допущения позволяет качественно оценить степень растяжения через β -фактор, который вычисляли как отношение средней современной мощности коры каждого бассейна к мощности нормальной континентальной коры. Вычисленный β -фактор далее использовали при построении плит-тектонической модели шельфа в ПО «GPlates 2.1».

ПО «GPlates 2.1» разработано как универсальное средство для создания и анализа плит-тектонических моделей. При построении моделей в GPlates используется иерархический подход, то есть для каждого блока на каждый момент геологической истории через положение полюса вращения и угол поворота задается положение относительно «родительского» блока. Положение

«родительского» блока задается относительно более высокоранговых блоков и так далее (Рис. 55).

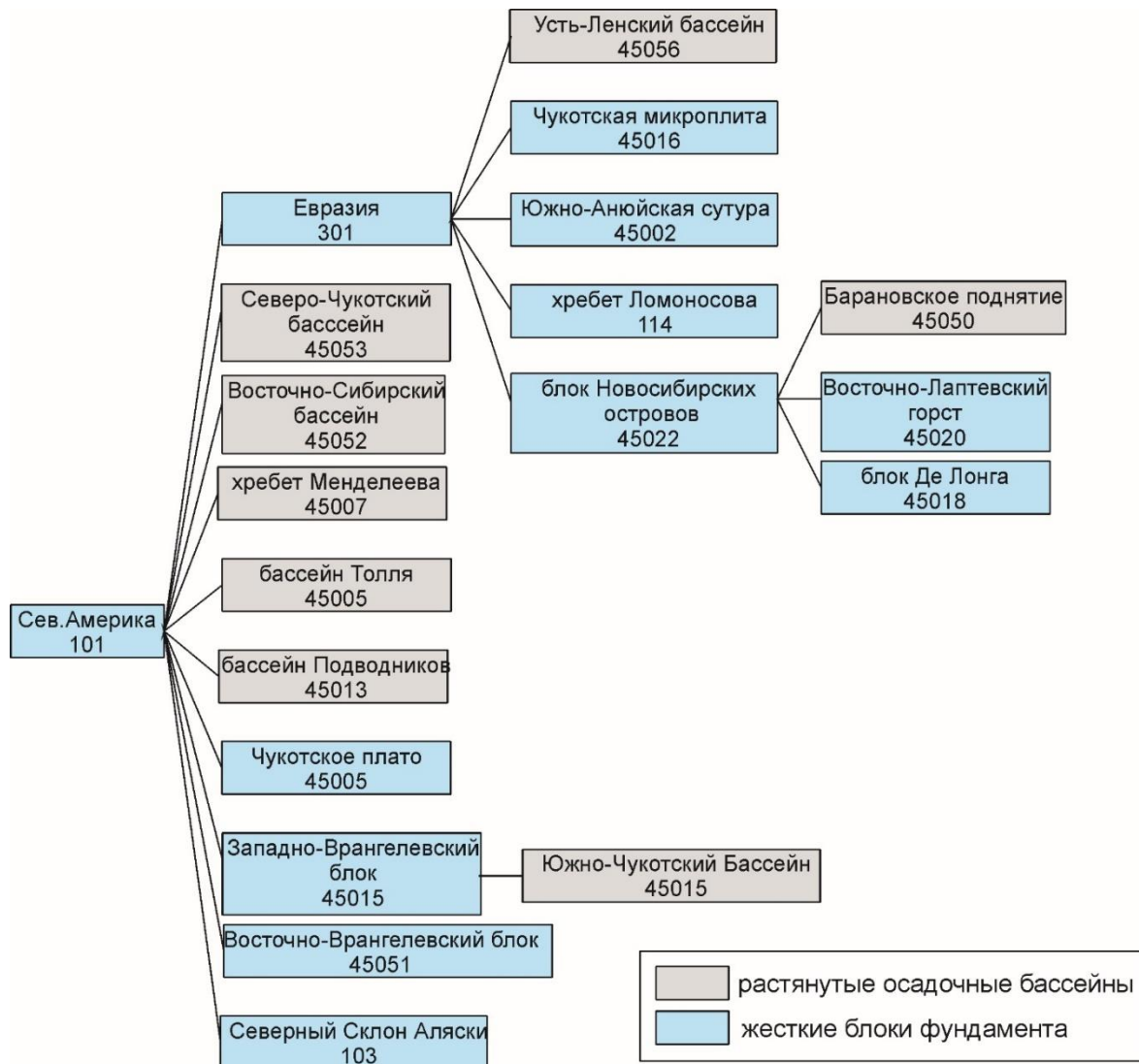


Рис. 55. Иерархическая структура модели, построенной в ПО «GPlates». Номера соответствуют ID блоков в модели.

При построении общеземных моделей положение опорных (наиболее высокоранговых) блоков устанавливается по ряду геологических источников — данным горячих точек, линейным магнитным аномалиям океанической коры, данным палеомагнитных исследований. При работе с региональными моделями общеземной контекст, как правило, берется из выбранной общеземной модели. Для мезо-кайнозойской геологической истории все общеземные модели имеют схожий облик за счет большого количества источников информации. При построении нашей модели мы взяли за основу модель M16 из работы Matthews et al. (2016). Все

выделенные блоки были иерархически привязаны или к Северо-Американской плите, или к Евразийской плите. При этом Евразийская плита в общеземных моделях имеет Северо-Американскую плиту как «родительскую», и её положение устанавливается по тектоническим событиям в зонах сочленения Северо-Американской плиты и Гренландии, а также Гренландии и Евразии.

Стандартный файл «GPlates» с параметрами относительного движения блоков построенной в рамках диссертационной работы модели приведен в приложении 2.

6.3. Выделенные бассейны и интерпретация их геологической истории

На обширной территории арктического шельфа Восточной Сибири были выделены следующие осадочные бассейны: Усть-Ленский, Анисинский, Восточно-Сибирский, Северо- и Южно-Чукотский. Современная мощность коры каждого из бассейнов и соответствующая ей степень растяжения (β -фактор) приведены на рисунке 56. Также были выделены нерастянутые жесткие блоки фундамента: Де-Лонга, Новосибирских островов, остров Врангеля, Восточно-Лаптевский горст и Барановское поднятие. Барановское поднятие совмещает в себе один блок фундамента и два слабо-растянутых небольших осадочных бассейна. Тектонически единый блок острова Врангеля по техническим причинам был разбит на 2 блока (Западно-Врангелевский и Восточно-Врангелевский блоки). Это не противоречит островной геологии, так как смещение между «техническими» блоками предполагается минимальным, и было сделано для реализации растяжения Южно-Чукотского бассейна. Далее дано описание геологической истории каждого блока, проинтерпретированное по сейсмическим данным и согласованное с данными литературы.

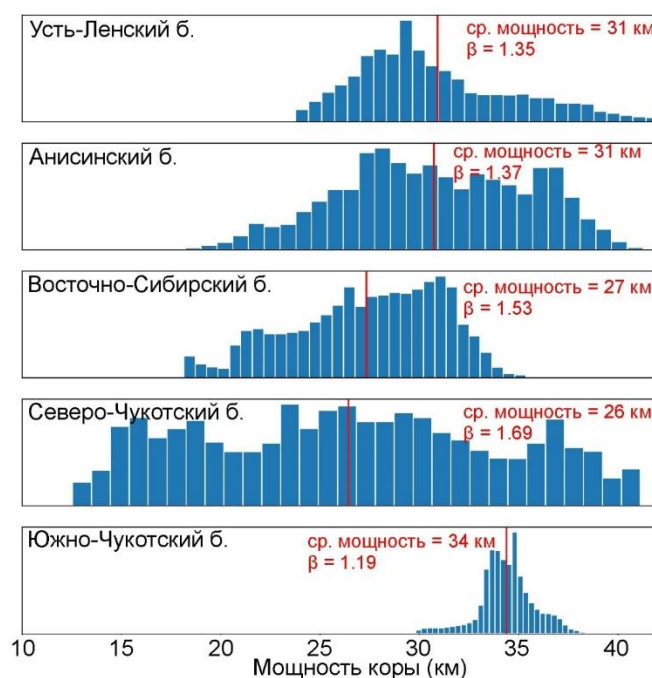


Рис. 56 Гистограммы распределения мощности коры шельфовых бассейнов. Красной линией отмечена средняя современная мощность. Например, Южно-Чукотский бассейн охарактеризован достаточно однородной мощностью коры в интервале 32-38 км, со средним значением мощности 34 км., в то время как Северо-Чукотский отличается равномерной встречаемостью всех значений мощности коры от 12 до 41 км, со средним значением мощности 26 км.

Усть-Ленский осадочный бассейн расположен в южной оконечности Евразийского бассейна. Он начал формироваться в позднемеловое время, растяжение этой территории продолжается до настоящего времени [Drachev, Shkarubo, 2017]. Осадочный чехол бассейна имеет временную мощность до 6 сек (~ 9 км) и позднемел-кайнозойский возраст [Franke, Hinz, 2005]. Рифтообразование в этом бассейне началось в апт-альбское время, но основная фаза растяжения имеет ранне-среднеэоценовый возраст и совпадает с началом открытия Евразийского бассейна. β -фактор, вычисленный исходя из современной мощности коры, равняется приблизительно 1.4, то есть итоговое растяжение составляет 100-125 км. Многостадийная тектоническая история бассейна не позволяет вычислить именно апт-альбскую составляющую растяжения. По сейсморазведочным данным мощность апт-альбской части разреза не превышает 200 метров, то есть вклад растяжения в апт-альбское время в суммарное растяжение бассейна не был

существенным. Данная интерпретация близка к ранее выполненным [Drachev, Shkarubo, 2017; Nikishin et al., 2017b].

Анисинский бассейн. Под данным названием подразумевается серия рифтов, включающая Анисинский рифт, рифтовую зону Анжу и Новосибирский рифт, расположенный между рифтом Новосибирских островов и Восточно-Лаптевским горстом. Оси основных рифтов ориентированы в субмеридиональном направлении, их ориентировки близки к осям рифтов Усть-Ленского бассейна. Осадочный чехол имеет временную мощность до 5 сек (~7 км) и сложен апт-кайнозойскими породами. Развитие бассейна началось в раннем мелу, продолжилось в кайнозое одновременно с раскрытием Евразийского бассейна. Кайнозойские несогласия установлены в осадочном чехле на Новосибирских островах [Кузьмичев, Александрова, Герман, 2009; Чернова, 2016]. Итоговый β -фактор для бассейна равняется 1.2, то есть суммарное растяжение не превышает 50 км.

Восточно-Сибирский бассейн с западной стороны граничит с блоком Новосибирских островов, с восточной плавно переходит в Северо-Чукотский бассейн, составляя единую с ним систему. В основании бассейна хорошо выделяются многочисленные рифты, заполненные мел-кайнозойской толщей осадков [Lineva, Malyshev, Nikishin, 2015; Nikishin et al., 2017a]. Основные рифты, выделенные по сейсмическим данным, имеют субмеридиональную ориентировку и прослеживаются через весь бассейн с севера на юг. На серии сейсмических профилей в пределах бассейна наблюдаются пакки ярких отражений, ассоциированные с проявлениями базальтов HALIP. Наличие базальтов такого возраста в основании чехла позволяет датировать рифтинг как аптский или более поздний. Эта возрастная интерпретация схожа с предложенной ранее для Восточно-Сибирского бассейна другими исследователями [Sekretov, 2001; Петровская, Савишкина, 2014; Попова и др., 2018]. По сейсморазведочным данным может быть выделена вторая фаза рифтинга для этого бассейна в эоцене. Тем не менее, основное растяжение и заложение бассейна имеет апт-альбский возраст. β -

фактор для коры Восточно-Сибирского бассейна равен 1.25, то есть суммарное растяжение бассейна составляет около 80 км.

Южно-Чукотский бассейн отличается многостадийной историей, включающей как этапы рифтинга, так и этапы сжатия, с образованием инверсионных структур [Grantz, Hart, Childers, 2011; Ихсанов, 2011]. Заложение бассейна произошло в апт-альбское время, но при этом оси рифтовых структур ориентированы не субмеридионально, как для соседних бассейнов, а субширотно. β -фактор бассейна равен 1.2, суммарное растяжение составляет не более 60 км.

Северо-Чукотский бассейн. Данный бассейн отличается наибольшей мощностью осадочного чехла в пределах шельфа Восточной Сибири. Средняя мощность осадков составляет около 18 км [Petrov et al., 2016]. Современная мощность коры бассейна оценивается в диапазоне от 15 до 25 км в различных его частях [Lebedeva-Ivanova et al., 2019]. Столь тонкая кора свидетельствует об этапе существенного растяжения территории, в некоторых местах первоначальная кора истончилась более чем в 2 раза (средний β -фактор равен 1.7). Суммарное растяжение составило 300-350 км. Тем не менее, однозначные рифтовые структуры в основании Северо-Чукотского бассейна по сейсмическим данным не прослеживаются, что может быть обусловлено несколькими факторами. Первый - слишком большие мощности вышележащего чехла, из-за чего сейсмический сигнал с глубин основания чехла становится малоинформативным, и разломы на профилях просто не видны. Второй возможный фактор - существенное растяжение привело к имбрикации фундамента и сильному наклону блоков, за счет чего на сейсморазведочных данных блоки сливаются в единый комплекс с хаотичной сейсмической картиной.

Время заложения Северо-Чукотского бассейна и соответствующего растяжения остается дискуссионным [Никишин и др., 2019, Ilham & Coakley, 2018; Поселов, 2017]. Проведенная нами сейсмическая корреляция позволила установить возраст наиболее древних отложений как аптский или более молодой. Также по сейсмической корреляции видно, что бассейн генетически близок к соседнему

Восточно-Сибирскому бассейну, что свидетельствует в пользу их синхронного образования в апт-альбское время. В пользу этого возраста Северо-Чукотского бассейна свидетельствует также серия структур SDR (Рис. 57) к северу от бассейна, так как время их формирования соответствует времени формирования HALIP (подробное описание структур SDR приведено в главе 3). По сейсмической корреляции комплекс осадков, содержащий структуры SDR, упирается в основание Северо-Чукотского бассейна. Следовательно, формирование Северо-Чукотского бассейна происходило одновременно со структурами SDR в схожих тектонических условиях.

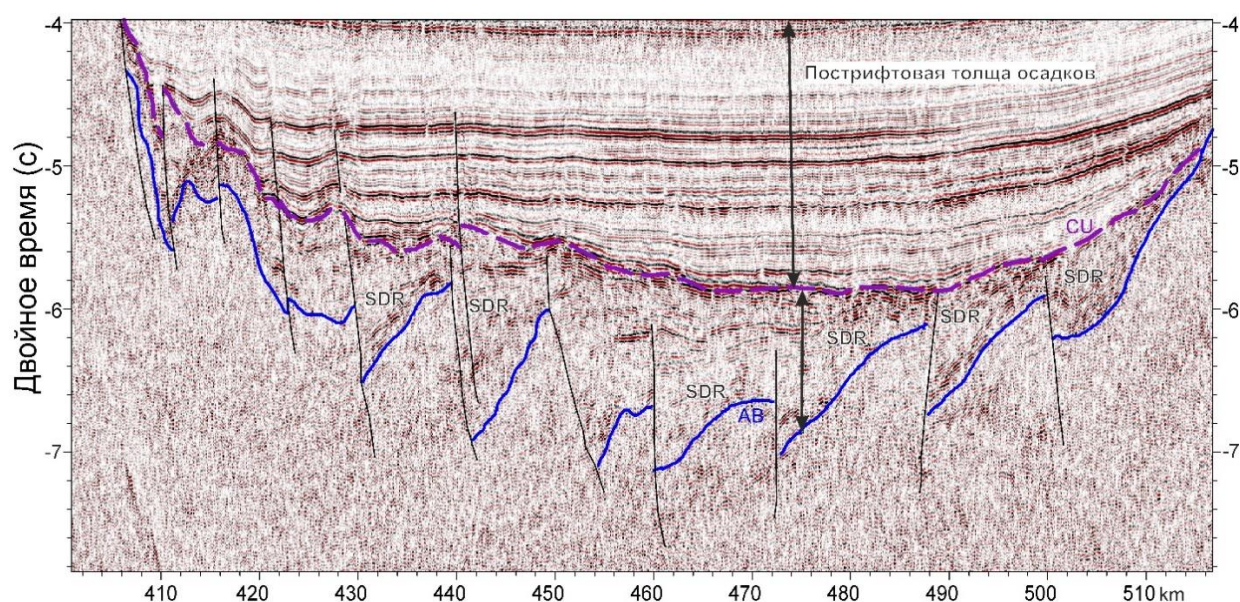


Рис. 57. Комплексы SDR в основании бассейна Толля к северу от Северо-Чукотского бассейна.

6.4. Тектоническая модель арктического шельфа Восточной Сибири в апт-альбское время.

На основании приведенного выше анализа геологической истории шельфовых бассейнов Восточной Сибири была выделена общерегиональная стадия растяжения всей этой территории в апт-альбское время. Субширотное растяжение всей территории шельфа составило 400-450 км и началось одновременно с формированием обширной магматической провинции HALIP (Рис. 58). Эти события происходили после закрытия Южно-Ануйской сутуры, основная

ось растяжения шельфа была ориентирована перпендикулярно сuture. Для описания растяжения шельфа в апт-альбское время в ПО «GPlates» была построена локальная плит-тектоническая модель. При построении модели использовали значения β -фактора для каждого бассейна, полученные в ходе предыдущего анализа. Необходимое растяжение каждого из осадочных бассейнов закладывали смещением блоков фундамента относительно друг друга.

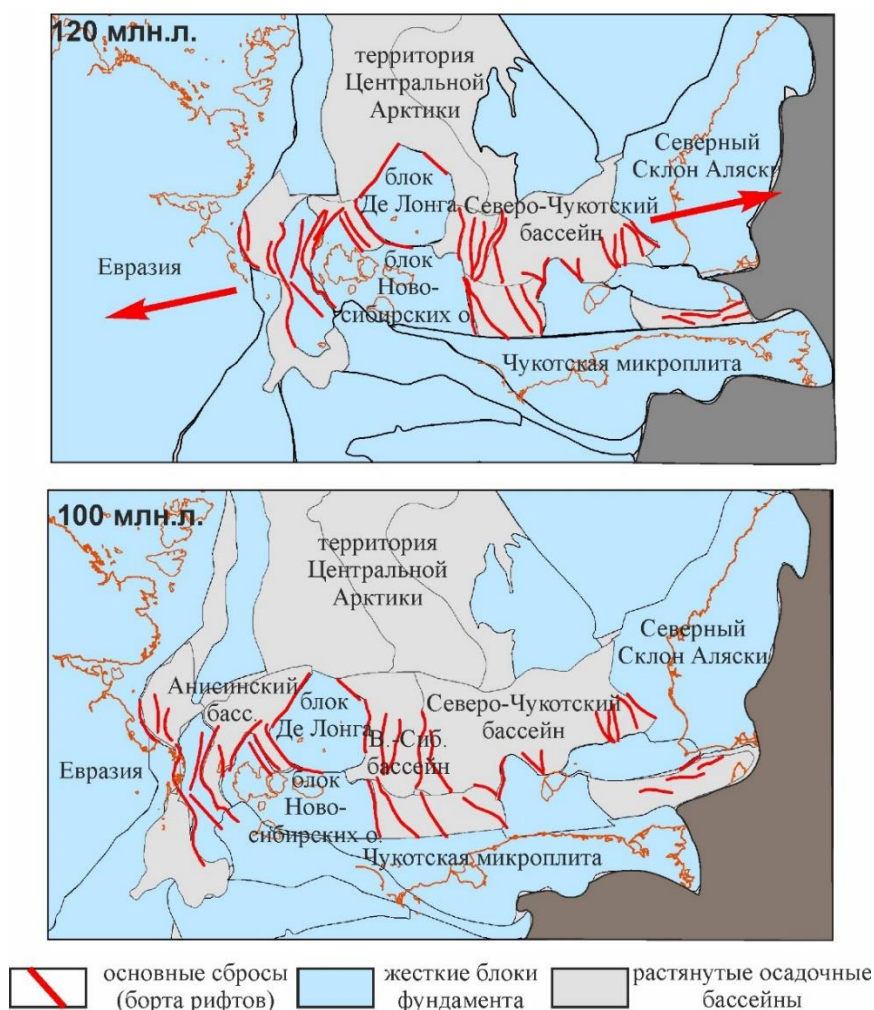


Рис. 58. Модель развития арктического шельфа Восточной Сибири в апт-альбское время.

Созданная нами модель лучше объясняет ряд уже известных и впервые выявленных событий тектонической истории региона. В настоящее время большинство общеземных плит-тектонических моделей предсказывают этап «тектонической тишины» в апте - альбе на всей территории Арктики. Под тектонической тишиной понимается период, когда на всей территории не

происходило значимых деформаций и отсутствовало перемещение локальных тектонических блоков. Такая картина плохо сочетается с выделяемыми нами рифтовыми структурами, прослеженными по всей территории шельфа. Этап «тектонической тишины» также плохо сочетается с формированием обширной магматической провинции HALIP в регионе, так как формирование таких провинций, как правило, сопровождается региональным растяжением территории [Buiter, Torsvik, 2014].

Полученное нами субширотное растяжение шельфа может быть вписано в глобальную плит-тектоническую модель только при условии смещения Евразийской и Североамериканской плит относительно друг друга (Рис. 59).

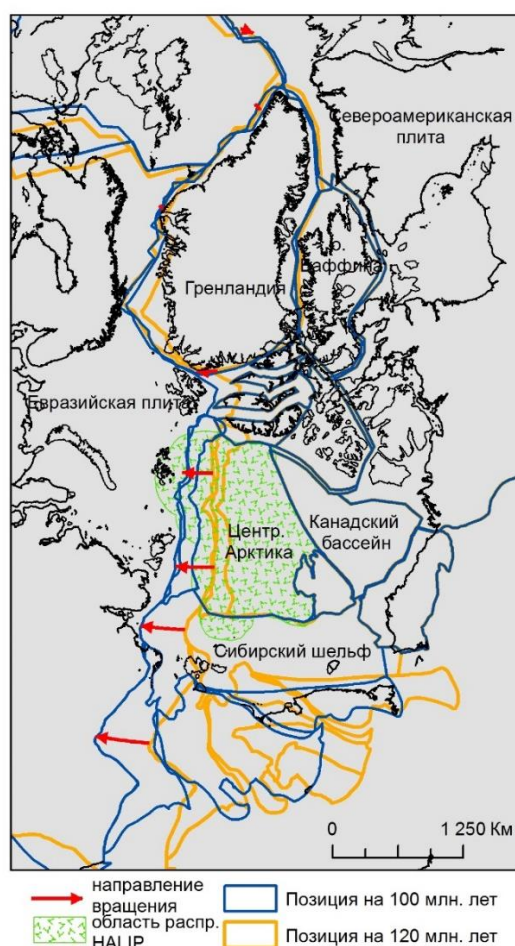


Рис. 59. Корректировка глобальной плит-тектонической модели для аптальбского времени в соответствии с наблюдаемыми фактами для шельфа Восточной Сибири. При практическом отсутствии растяжения в районе Гренландии наблюдается существенное растяжение в районе шельфа Восточной Сибири, необходимое для объяснения фактических данных.

Практически все существующие модели не предполагают такого смещения, так как в зонах сочленения этих плит и Гренландии нет существенных деформаций апт-альбского времени. В ходе экспериментов с моделью было определено что даже несущественные изменения модели в районе Гренландии несут значительные изменения в районе шельфа Сибири за счет значительной удаленности этой территории от полюса вращения. В ходе диссертационного исследования удалось построить модель, в которой при смещении менее 50 км относительно классической модели в районе Гренландии достигается растяжение шельфа Восточной Сибири на 450 км.

Полученная модель также предполагает растяжение территории Альфа-Менделеева и близлежащего к о. Гренландия района моря Лабрадор. Свидетельства такого растяжения имеются в литературе. По батиметрическим и магнитным данным на территории хребта Альфа-Менделеева интерпретируются многочисленные интрузии субмеридиональной ориентировки, ассоциированные с HALIP [Miller, Verzhbitsky, 2009]. На основе этих данных авторами было впервые проинтерпретировано региональное растяжение этой территории в апт-альбское время. В районе моря Лабрадор на противоположной стороне Арктического бассейна также были описаны структуры растяжения, формировавшиеся в интервале от валанжина до конца альба [Dickie et al., 2011]. Выделенные в этом регионе рифты значительно меньше тех, что были проинтерпретированы нами на шельфе Восточной Сибири, что хорошо укладывается в полученную модель, в которой полюс вращения находится в районе Гренландии, а значит, существенно ближе к морю Лабрадор, чем к изучаемой территории. В работе Dickie et al. было отмечено что ранняя рифтовая стадия в бассейне моря Лабрадор заканчивается в сеномане, что также хорошо коррелирует с оценкой окончания рифтинга на шельфе Восточной Сибири, граница которого, по нашим данным, составила 100 млн лет.

Таким образом, мы предполагаем, что апт-альбское растяжение имело региональный характер и затронуло всю Арктику. Ось растяжения проходила от моря Лабрадор через территорию хребтов Альфа и Менделеева до Северо-

Чукотского бассейна, где растяжение было максимальным. История тектонического развития Арктики в существенной мере определяется взаимным положением Северо-Американской и Евразийской плит. Их положение, в свою очередь, реконструируется по данным о геологической истории Северной Атлантики. То есть геологическая история Арктики неразрывно связана с историей Северной Атлантики, как контролирующей взаимное положение Северной Америки и Евразии с противоположной стороны. Плит-тектоническая модель развития территории Северной Атлантики в настоящее время активно пересматривается [Barnett-Moore et al., 2018; Hosseinpour et al., 2013], при этом территория Арктики, как наименее изученная, является своеобразной областью аккумуляции ошибок и неувязок, возникающих при глобальных построениях. Выделенный апт-альбский этап регионального растяжения Арктики является важной частью тектонической истории региона и должен быть учтен при дальнейших построениях глобальных плит-тектонических моделей.

На основе разработанной тектонической модели мы составили палеогеографическую карту Арктики для аптского времени (Рис. 60). В нашей интерпретации территория хребтов Альфа-Менделеева в это время была существенно меньше современной, также все шельфовые бассейны были меньших размеров и не были заполнены мощными толщами осадков, смываемых с близлежащей эродируемой суши. Площадь формирования обширной магматической провинции HALIP была меньше текущей за счет более компактного расположения отдельных блоков. Например, блок Де Лонга, для которого известны платобазальты этого возраста, был расположен в непосредственной близости к хребту Менделеева. В настоящее время блок Де Лонга отделен шельфовой территорией и бассейном Подводников от Альфа-Менделеева и выглядит как обособленный фрагмент развития HALIP.



Рис. 60. Палеогеографическая карта Арктики для раннего апта (120 млн лет). 1 – области древних кратонов, 2 – мелководные бассейны, 3 – возвышенности, эродированная суша, 4 – шельфовые бассейны с клиноформным некомпенсированным заполнением, 5 – аллювиальные равнины, 6 – мелководно-морские обстановки, 7 – глубоководные бассейны, 8 – базальты НАЛИР, 9 – области пост-орогенного вулканизма, 10 – окраинно-континентальные вулканические пояса, 11 – области континентального рифтинга, 12 – аккреционные пояса (составлено - Никишин А.М., Фрейман С.И.).

На основе вышеприведенных результатов формулируется третье защищаемое положение: В апт-альбское время территория Американо-Евразийского бассейна испытала региональный рифтинг, в ходе которого были заложены современные осадочные бассейны арктического шельфа Сибири, в том числе Северо-Чукотский бассейн. Растяжение проходило в субширотном направлении и составило 400-450 км.

7. Среднеэоценовый этап тектонической истории региона⁵

7.1. Обзор основных среднеэоценовых тектонических событий региона.

В узком временном интервале среднего эоцена в Арктике произошла серия значительных тектонических событий. Взаимосвязь между этими событиями до конца не установлена. На уровне ЛМА 21ny (45.724 млн.лет) произошел переход типа спрединга хребта Гаккеля на ультрамедленный [Nikishin et al., 2018; Глебовский и др., 2006]. Если до этого спрединг происходил со средней скоростью 2.5 см/год, то после этого времени средняя скорость спрединга стала составлять 0.9 см/год. Возможно, изменение типа спрединга отразилось на близлежащих тектонических блоках и привело к деформациям внутри них. Такой вариант возникновения кайнозойских внутриплитных деформаций на арктическом шельфе Сибири предлагается в модели деформируемых литосферных плит Арктики предложенной Лобковским Л.И. с соавт. [Лобковский, 2016; Лобковский, Кононов, Шипилов, 2020]. Другим значимым тектоническим событием этого времени стала вторая фаза Юриканской орогении, начавшаяся 47 млн лет назад и выразившаяся в активизации транспрессионных обстановок в пределах Элсмирских островов Канадского архипелага. Предположительной причиной этой фазы орогении стала

⁵ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Nikishin A. M., Petrov, E. I., Cloetingh, S., **Freiman, S. I.**, Malyshev, N. A., Morozov, A. F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva, K. F. Geological structure and history of the Arctic Ocean based on new geophysical data: Implications for paleoenvironment and paleoclimate. Part 2. Mesozoic to Cenozoic geological evolution //Earth-Science Reviews. – 2019. – С. 103034. Импакт фактор по WoS 9.724 (7.125 п.л., авторский вклад 20%)
2. **Фрейман С.И.**, Никишин А.М. Методика определения средней ориентировки нарушений по 2D сейсмическим данным и интерпретация тектонических обстановок на примере шельфа Восточной Арктики.// Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики // Мат-лы :ЛП Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2020 Т. 2. – С. 364–367 (0.25 п.л., авторский вклад 95%).
3. Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И., Старцева К.Ф., **Фрейман С.И.**, Родина Е.А. Типы современных пассивных континентальных окраин и проблема механизма формирования поднятия Альфа-Менделеева в Арктическом океане // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики // Мат-лы :ЛП Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2020 Т.2, С. 116-121 (0.325 п.л., авторский вклад 10%).

реорганизация движения Гренландской плиты и Арктических террейнов Канадского архипелага. Изначально основной фронт деформаций, связанный с движением Гренландской плиты на север, находился на территории острова Шпицберген. В среднем эоцене надвиговый пояс начал формироваться в районе Элсмирских островов, что также изменило региональное поле напряжений всего Арктического региона [Gion, Williams, Müller, 2017; Piepjohn, Gosen Von, Tessensohn, 2016] (Рис. 61). При этом связь между сменой скорости спрединга в Евразийском бассейне и сменой тектонического режима в районе о. Гренландия неоднозначна, хотя эти события имеют очень близкие временные рамки. Локальные тектонические деформации, имеющие сходную возрастную датировку, были зафиксированы в южной части хребта Ломоносова [Nikishin et al., 2017]. В работе Гайны К. с соавт. предполагалась прямая причинно-следственная связь между реорганизацией движения Гренландской плиты и мелкомасштабными тектоническими деформациями в пределах арктического шельфа восточной Сибири, бассейна Подводников и южной части Евразийского бассейна [Gaina, Nikishin, Petrov, 2015]. Одновременно с этим авторы признают, что недостаток точных данных о возрасте деформаций не дает получить однозначные выводы о связи этих событий.

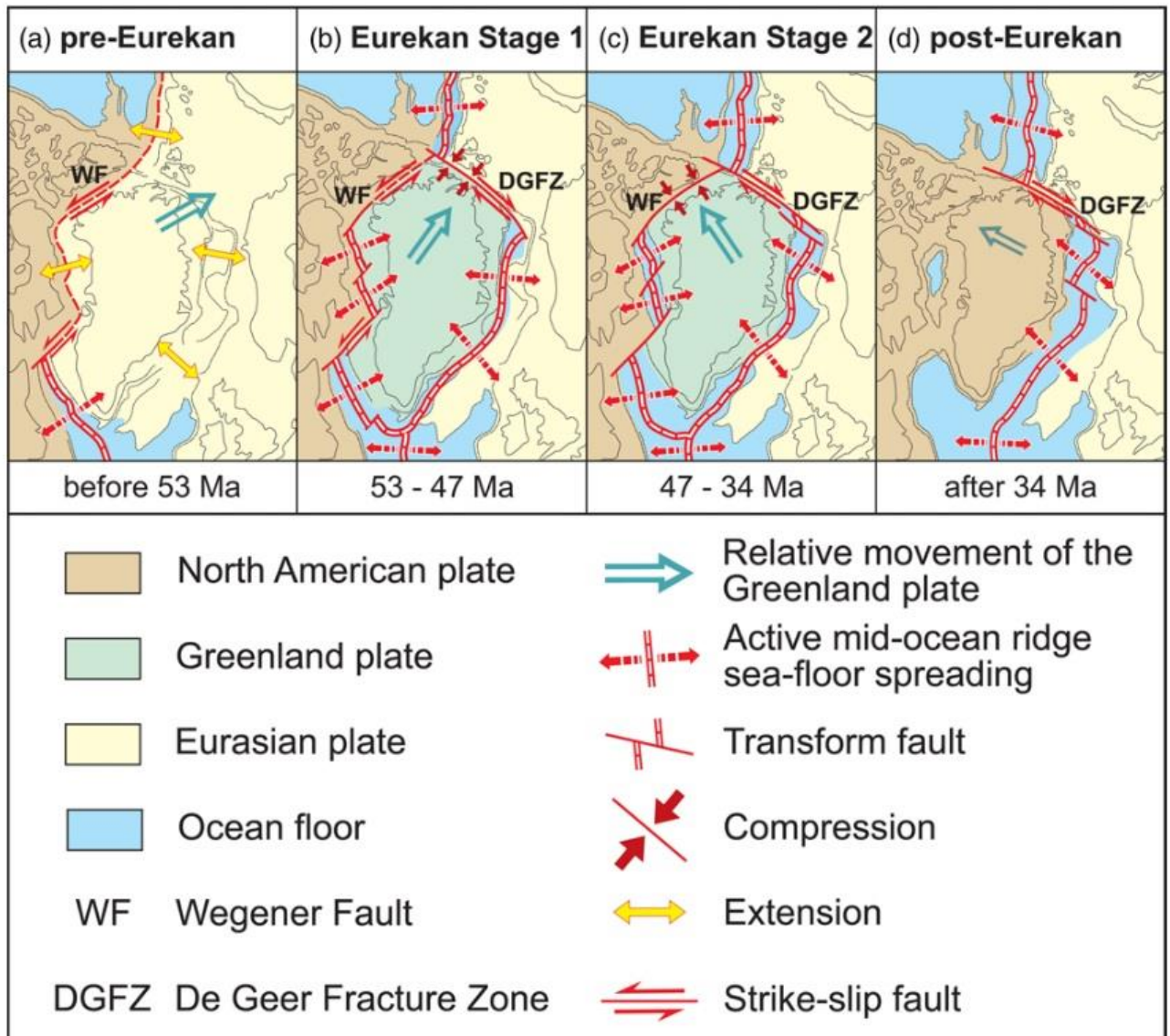


Рис. 61. Основные стадии Юриканской орогении в плит-тектоническом контексте [Piepjohn, Gosen Von, Tessensohn, 2016].

Ещё одним событием, косвенно влияющим на тектонические обстановки Центральной Арктики, является смена тектонического режима северной части Тихоокеанского региона. На уровне 47.5 млн лет произошло изменение направления движения Тихоокеанской плиты, надежно установленное по трассированию Гавайской горячей точки [O'Connor et al., 2013]. Существует также мнение, что изменение характера Тихоокеанской субдукции является причиной смены типа деформаций в пределах шельфа восточной Сибири со сдвиговых на рассеянные площадные [Лобковский, Кононов, Шипилов, 2020]. Следствием

смены направления движения Тихоокеанской плиты дополнительно является активное формирование Алеутского задугового бассейна и субпараллельных ему Анадырского бассейна и бассейна Наварина [Nikishin et al., 2019b].

7.2. Среднеэоценовые мелкомасштабные разрывы чехла Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов.

При изучении региональных сейсмических профилей, покрывающих шельфовые районы Восточной Арктики и глубоководные части Арктического бассейна, обращает на себя внимание большое количество малоамплитудных разрывных нарушений, затухающих приблизительно на одном уровне между горизонтами ES и HARS (Рис. 62). Данные разрывные нарушения практически невозможно проследить между профилями из-за большой плотности разломов, малой амплитуды смещения и большого расстояния между профилями. Разломы характеризуются различными видимыми углами падения от 30° до 90° , что не характеризует истинные углы падения отдельных систем. Смещение меняется от первых десятков метров, до 200 и более метров на бортах поднятий фундамента, Разломы достаточно равномерно распределены по очень обширной территории, но на ряде участков происходит их группировка в цветковые структуры. Была поставлена задача определить поле напряжений и тектонические обстановки, которые привели к их формированию.

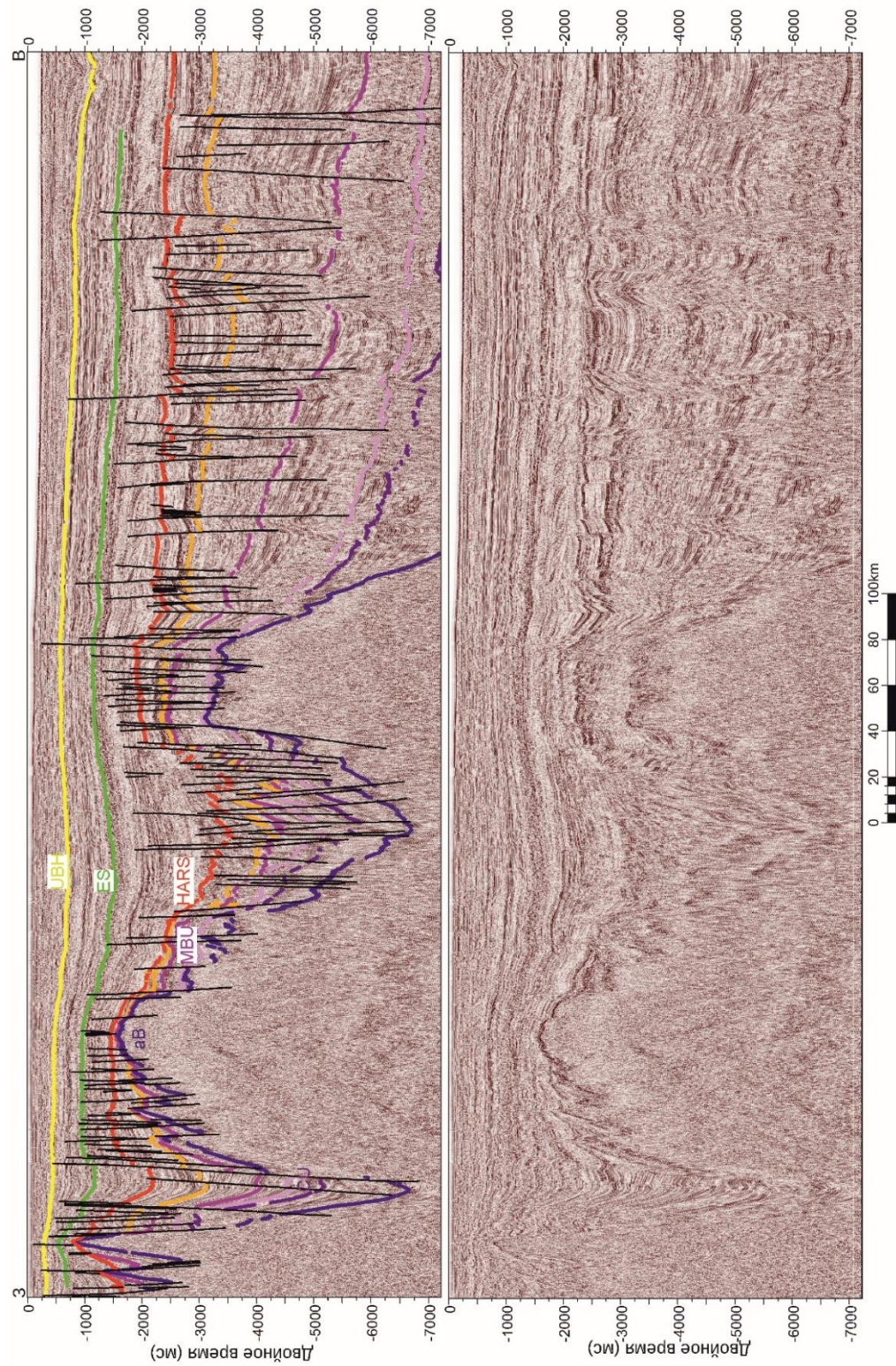


Рис. 62. Фрагмент сейсмического профиля ION 12_1400. Выделяется комплекс нарушений затухающих между горизонтами HARS и ES.

Для анализа тектонических обстановок формирования разломов было важно выбрать участки с едиными тектоническими условиями. Поэтому были выбраны два участка на территории седиментационных бассейнов (Восточно-Сибирском и Северо-Чукотском) с большой мощностью осадочного чехла, а территории глубоководных бассейнов и области вблизи поднятых блоков фундамента на шельфе мы не рассматривали. При схожей региональной геодинамической обстановке в различных тектонических блоках могли возникнуть отличающиеся системы разломов за счет разного строения фундамента. Затухание выделенных разломов на одном уровне так же указывает что они формировались приблизительно в одно время и в едином поле напряжений. Так как эти разломы не прослеживаются между отдельными 2D профилями, определение средних ориентировок систем разломов затруднительно. Для оценки средней ориентировки систем разломов, прослеженных на отдельных 2D профилях была разработана и протестирована специальная методика, описание которой дано в разделе 7.3.

7.3. Методика определение средней ориентировки разрывных нарушений по редкой сети 2D профилей.

Для восстановления истории тектонической эволюции территории по геологическим данным часто используют метод структурно-морфологического анализа деформаций [Кирмасов, 2011]. Один из основных объектов применения этого метода - естественная трещиноватость пород, при этом исходя из ориентировок систем трещин, определяют поле напряжений и тектонические обстановки, в которых они формировались. Этот метод хорошо работает в полевой геологии, при непосредственном описании обнажений. Его применение для анализа сейсмических данных остается неоднозначным. По сейсмическим данным 3D возможно определение истинных ориентировок залегания разломов или складок и, соответственно, реконструкция тектонических обстановок. Густая сеть 2D данных также позволяет определить истинные ориентировки залегания в большинстве случаев, когда можно проследить отдельные структуры (разломы или

складки) на площади. Однако в сложных случаях, даже при наличии густой сети 2D профилей такое определение бывает ошибочным [Тимурзиев, Гогоненков, 2012]. В примере, приведенном Тимурзиевым А.И., была разобрана ошибочная интерпретация эшелонированной система сколов Риделя по 2D данным как единого протяженного разлома (Рис. 63).

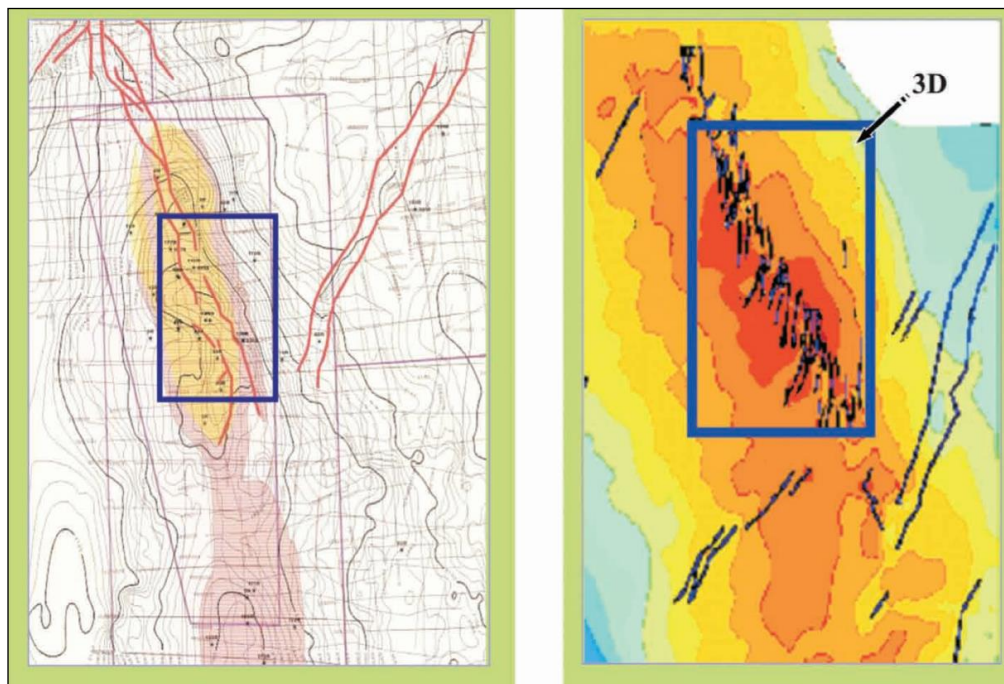


Рис. 63. Пример ошибочной интерпретации эшелонированной системы мелких разломов как крупного протяженного разлома с другой ориентировкой [Тимурзиев, Гогоненков, 2012].

Редкую сеть 2D профилей чаще всего не используют для реконструкции тектонических обстановок, потому что она позволяет определить только наиболее крупные структуры, которые чаще всего наследуют строение фундамента. Определение истинных элементов залегания отдельных малоамплитудных нарушений по 2D данным невозможно. В рамках диссертационной работы был разработан метод статистического определения истинных средних ориентировок для систем нарушений. В основе метода лежит анализ распределения углов падения разломов в различных косых сечениях (на профилях 2D различной ориентировки). Изначально методика была опробована на модельных данных и на

данных интерпретации разломов по сейсмике 3D, где полученный результат можно сравнить с непосредственными измерениями.

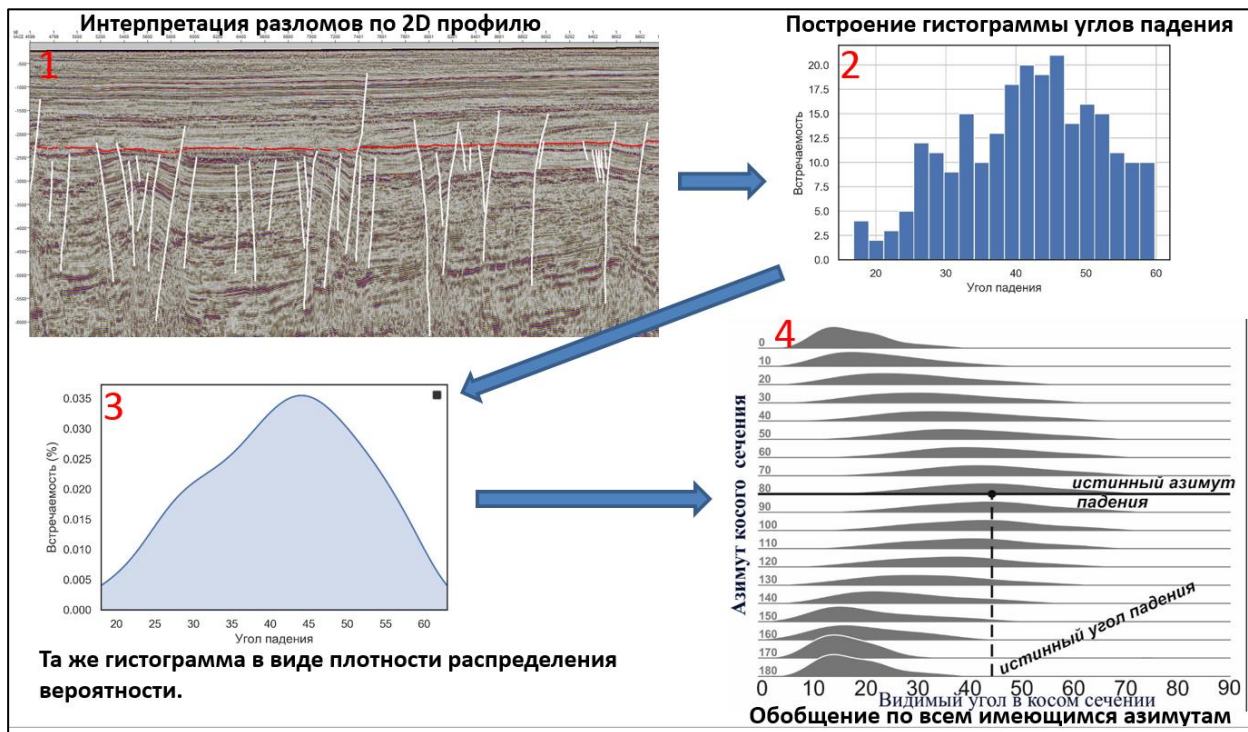


Рис. 64. Алгоритм построения итоговых графиков, необходимых для анализа углов разломов в косых сечениях.

Методика включает следующий порядок действий (Рис. 64):

1. Выделение разломов по всем имеющимся профилям в формате fault sticks (дословно, «палки разломов»). Выделение может происходить в любом релевантном программном пакете – Petrel, Kingdom или аналогичном. Выходной формат подразумевает выгрузку данных в формате таблиц координат XYZ по каждому из разломов.

2. Построение гистограммы углов падения по всем имеющимся азимутам простирания сейсмических профилей.

3. Построение итоговой диаграммы, на которой все гистограммы расположены одна над другой в порядке их соответствия конкретным азимутам простирания (Аз.Пр.). Гистограммы для упрощения вида отображаются в виде плотности распределения вероятности (density type).

Наглядно порядок действий отображен на рис.64. Для построения гистограмм и итоговых графиков использовали язык Python с библиотеками pandas и seaborn. Исходный код приводится в приложении 1.

Для тестирования метода была создана модельная выборка со средними элементами залегания $\text{Аз.Пд. } 80^\circ \angle 45^\circ$ (нормальное распределение вокруг среднего со средним отклонением 5°). По рис. 65 видно, что итоговый график позволяет определить истинные элементы залегания модельной системы разломов. Сечение, в котором средний видимый угол падения является максимальным и есть истинный азимут падения системы разломов (Рис. 65). Соответственно, максимальный угол падения и является истинным углом падения системы разломов, т.к. видимый угол падения всегда меньше истинного угла падения.

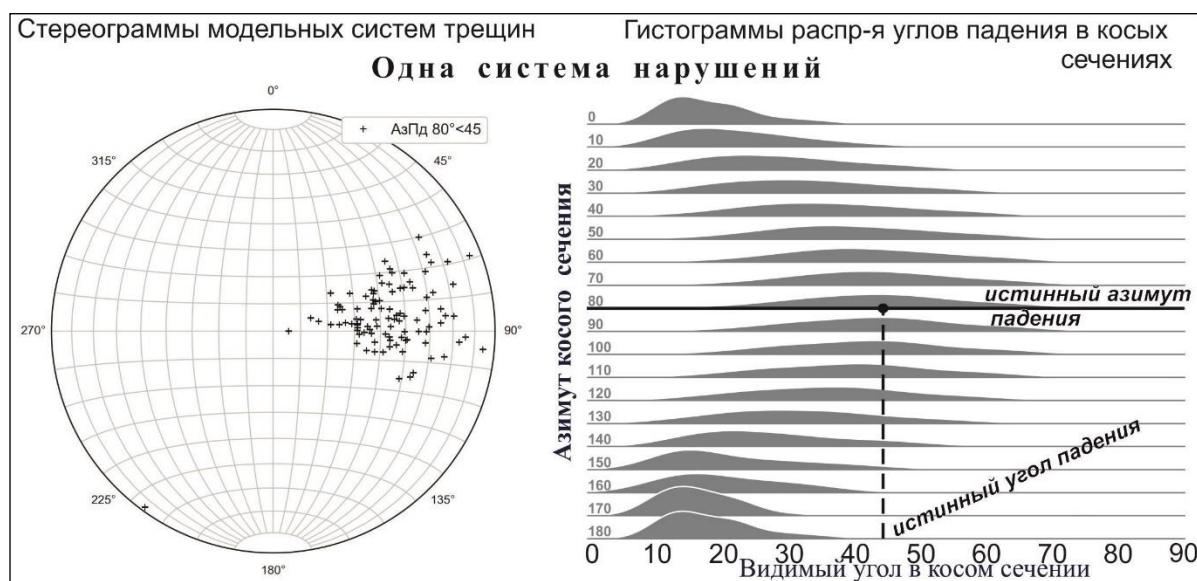


Рис. 65. Стереограмма модельной системы нарушений. Слева модель с одной системой нарушений со средним $\text{Аз.Пд. } 80^\circ \angle 45^\circ$. Справа гистограмма видимых углов падения на косых сечениях различных ориентировок. На гистограмме видимых углов в косых сечениях явно интерпретируются истинные элементы залегания модельной системы.

Таким образом, на модельных данных видно, как по серии косых сечений можно определить истинные элементы залегания системы разломов. Так как единственная система разрывных нарушений редко встречается в реальных ситуациях, также была промоделирована ситуация, с двумя

разноориентированными системами разломов. Были созданы две модельные выборки с элементами залегания: 1) Аз.Пд. $80^\circ \angle 45^\circ$ (стандартное отклонение среднего - 5°), 2) Аз.Пд. $40^\circ \angle 80^\circ$ (стандартное отклонение среднего - 5°). Несмотря на их близкое положение друг к другу, на построенной диаграмме распределения видимых углов падения в разных косых сечениях, обе системы разломов достаточно хорошо выделяются (Рис. 66). Видно, что на ряде косых сечений (с азимутами от 0° до 80°) образуются две независимые группы с различными средними углами падения. При этом в других косых сечениях (азимуты 100° до 150°) две системы разломов сливаются в единое распределение. Если бы в наличии были профили с ориентировками от 100° до 150° , выделить две независимые системы было бы невозможно. Наличие ориентировок, сильно отстоящих друг от друга по азимуту дает возможность восстановление истинных элементов залегания систем разломов.

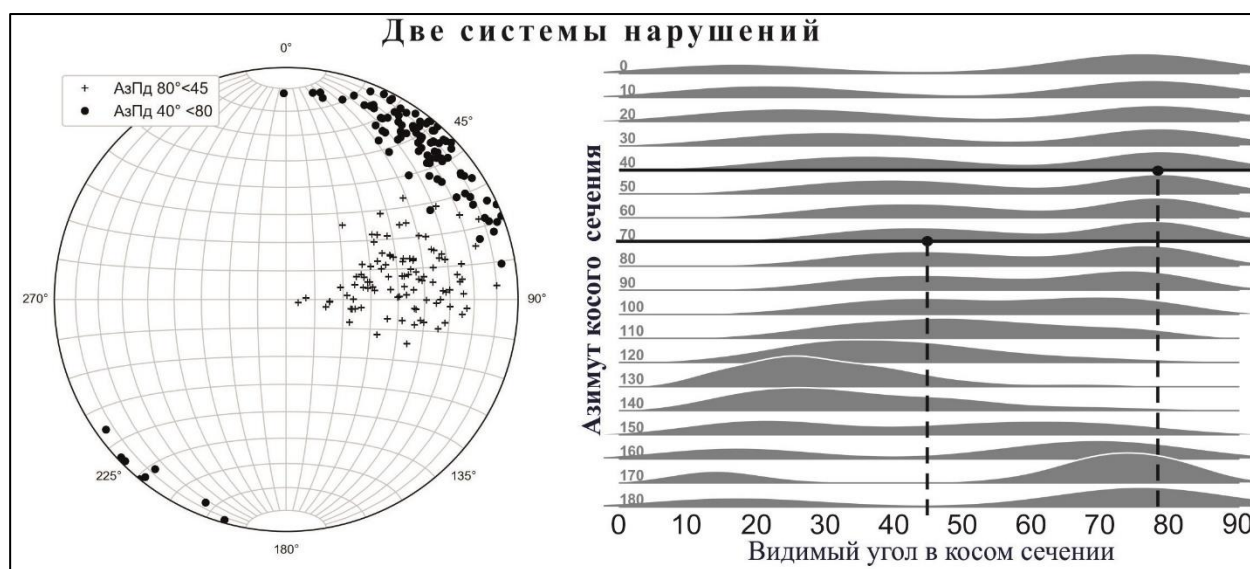


Рис. 66. Стереограмма модельных систем нарушений. Слева модель с двумя системами нарушений 1 – АзПд $80^\circ \angle 45^\circ$, 2 – АзПд $40^\circ \angle 80^\circ$. Справа гистограмма видимых углов падения на косых сечения различных ориентировок. На гистограмме на большей части косых сечений видны два пика соответствующие первой и второй системе нарушений.

Следующим шагом была проверка методики на сейсмических данных 3D для шельфа Восточного Сахалина. Сначала разломы были откоррелированы по сейсмическим данным и выделены достоверные средние ориентировки двух систем разломов. Средний азимут простирания разломов – 137° . Далее была сделана случайная серия 2D сечений имеющегося куба сейсмических данных, по ним были откоррелированы разломы в виде fault sticks (2D линии трассирующие

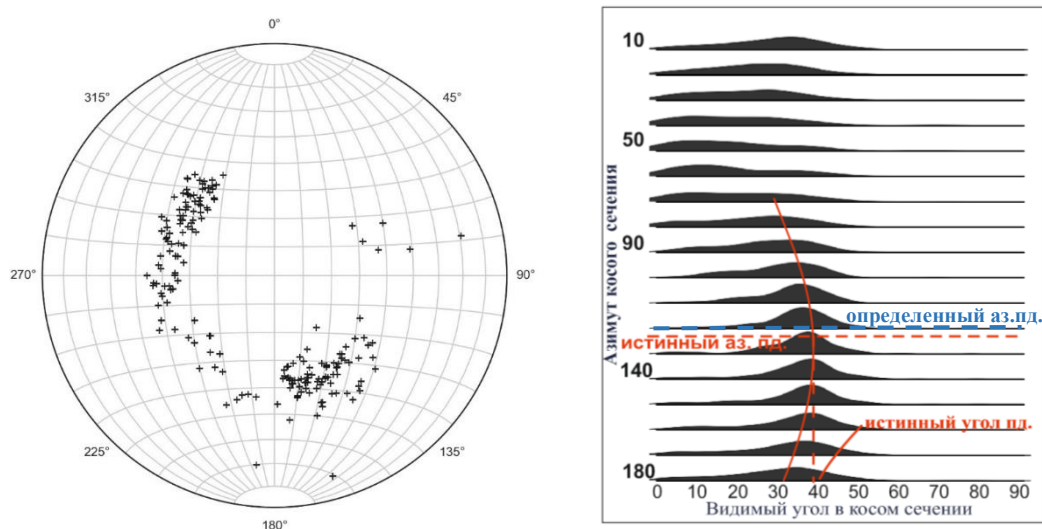


Рис. 67. Пример реальной системы трещин выделенной по 3D сейсмическим данным и её интерпретация с помощью описываемого метода. Две взаимоориентированные системы трещин сливаются в одну на итоговом графике. Но на профилях однозначно можно увидеть ориентировку разломов навстречу друг другу.

разлом в косом сечении). По полученной интерпретации разломов по 2D сечениям были построены гистограммы распределения кажущихся углов падения (Рис. 67). По гистограмме истинный угол простирания был определен равняющимся 140° . Это значение близко к реальному истинному углу падения, определенному по 3D данным и равному 137° . Таким образом, метод был апробирован и на модельных данных, и на данных сейсмики 3D, в обоих случаях он позволил определить средние ориентировки систем разломов с высокой точностью.

Описанным методом удастся выделить до 3 систем нарушений одновременно, при условии, что две из них являются взаимоориентированными сколами с одинаковыми углами падения и азимутами простирания. После применения данной методики, на основе полученных средних ориентировок

систем разломов, классическими методами могут быть определены поля напряжений и тектонические обстановки, в которых системы разломов были сформированы.

7.4. Среднеэоценовый тектонический этап развития территории Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов в контексте региональной тектоники.

Разработанная нами методика была применена к выбранным ранее Северо-Чукотскому и Восточно-Сибирскому бассейнам. Мы проинтерпретировали 1085 разломов на 27 сейсмических профилях по 9 различным азимутам простирания профилей. На графике распределения видимых углов падения в косых сечениях достаточно явно интерпретируется система нарушений с Аз.Пд. 81° (Аз. Пр. 351°) и средним углом падения 48° (Рис. 68). Так как для увеличения выборки мы обозначали азимут простирания профилей в румбах от 0° до 180° , выделенная система разломов является на самом деле двумя взаимоориентированными системами с совпадающими простиранием и углом падения, но падающими навстречу друг другу. На итоговом графике разломы с субвертикальными углами падения наблюдали только в сечениях с азимутами 0° - 40° и 110° - 180° . Соответственно, азимут простирания этой системы разломов лежит в интервале 40° - 110° , так как при сечениях близких к простиранию разломы перестают фиксироваться сейсморазведочными методами. Наличие сдвиговой компоненты у выделенных систем не может быть определено по 2D данным.

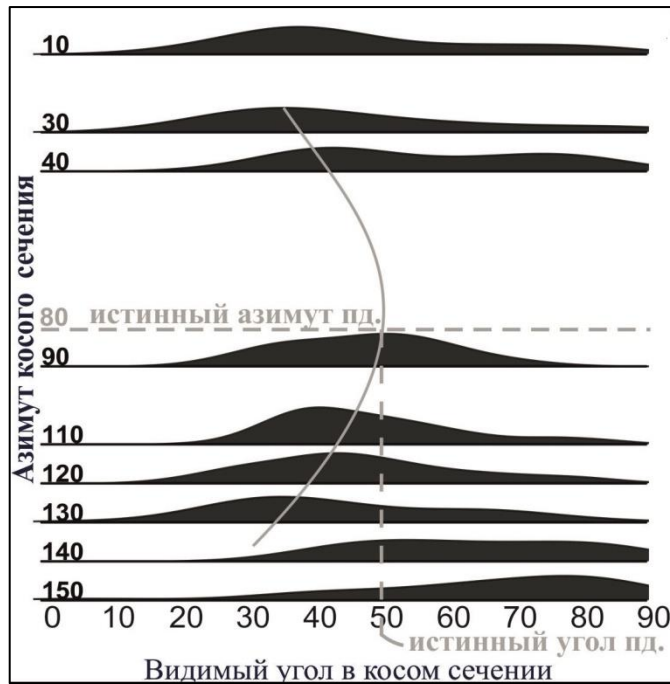


Рис. 68. Распределение замеренных углов падения разломов по серии профилей. Отчетливо выделяется система нарушений с истинным азимутом падения 80° и углом 48° . Предположительно прослеживается также система субвертикальных нарушений с АзПр. лежащим в интервале 40° и 110° .

На основе полученных ориентировок был выделен среднеэоценовый этап растяжения указанных бассейнов в субмеридиональном направлении, который и привел к формированию сколов с Аз.Пр. 351° и углами падения близкими к 45° (Рис. 69). Ортогональные к ним субвертикальные разломы могут указывать на трансензионную природу растяжения, хотя однозначных доказательств сдвиговой компоненты на данный момент нет. В то же время равномерное распределение разломов внутри изученных бассейнов может являться косвенным доказательством трансензионной природы. При простом растяжении разломы обычно группируются на определенных ослабленных участках, объединяются в рифты и на разрезе это выглядит как чередование относительно целых блоков с сильно дислоцированными, в которых происходит опускание и активное сбросообразование. Для изученных бассейнов такой закономерности не наблюдали.

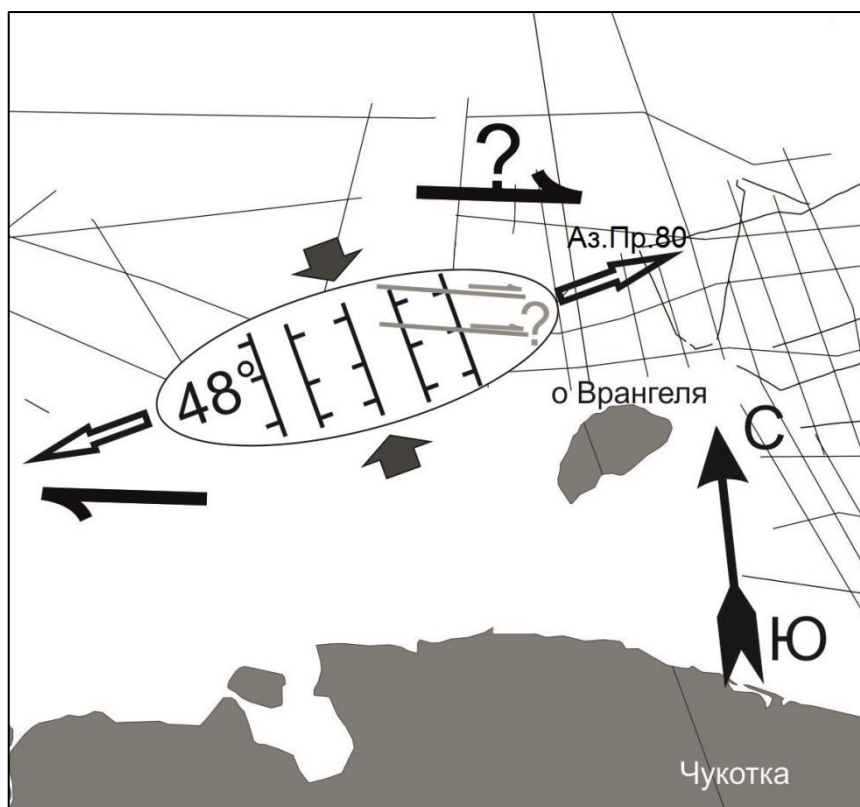


Рис. 69. Расположение изученных профилей и реконструированный эллипсоид деформаций для среднего эоцена. Внутри эллипсоида показаны выделенные системы разломов.

Визуально схожие системы разломов с тем же стратиграфическим уровнем затухания наблюдаются на обширной Арктической территории, включающей Евразийский бассейн, бассейн Подводников и Макарова, хребет Менделеева (Рис. 70, Рис. 71). Широкое распространение указывает на региональность события, но имеющихся сейсмических данных 2D недостаточно для проведения подробного статистического анализа на этих территориях. Чехол Евразийского бассейна также разбит серией разломов затухающих вблизи горизонта HARS, имеющего условный возраст 45 млн. лет (Рис. 71). По 2D профилям невозможно установить реальную ориентировку этих разломов, но их равномерное распространение внутри чехла сближает их с изученными в ходе работы разломами чехла Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов.

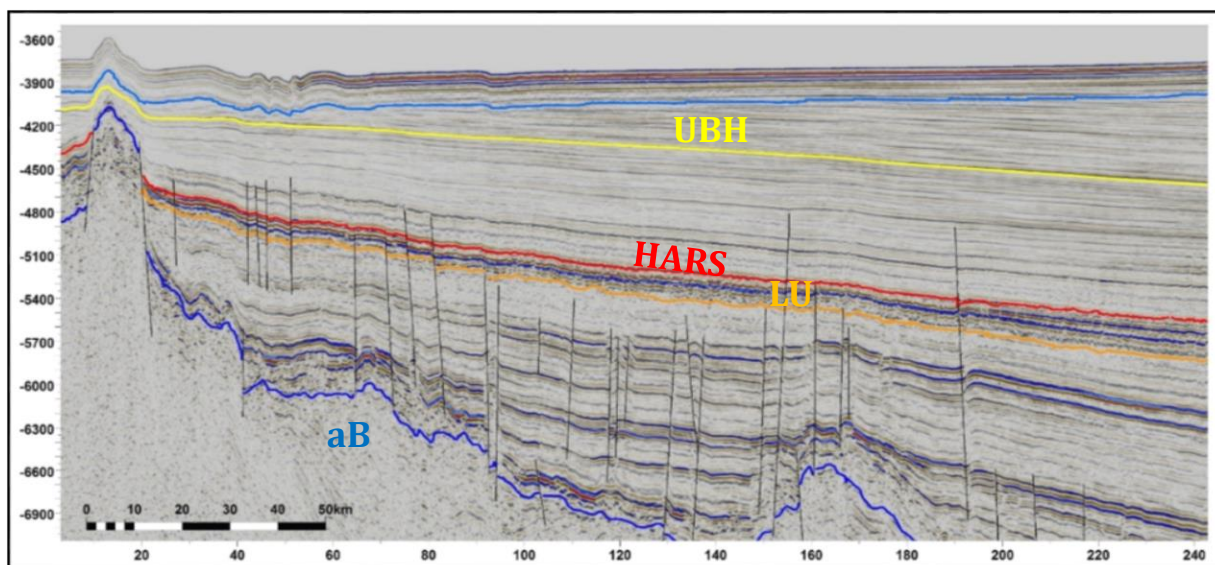


Рис. 70. Разломы в пределах глубоководного бассейна Подводников. Видно затухание большинства разломов на уровне границы HARS.

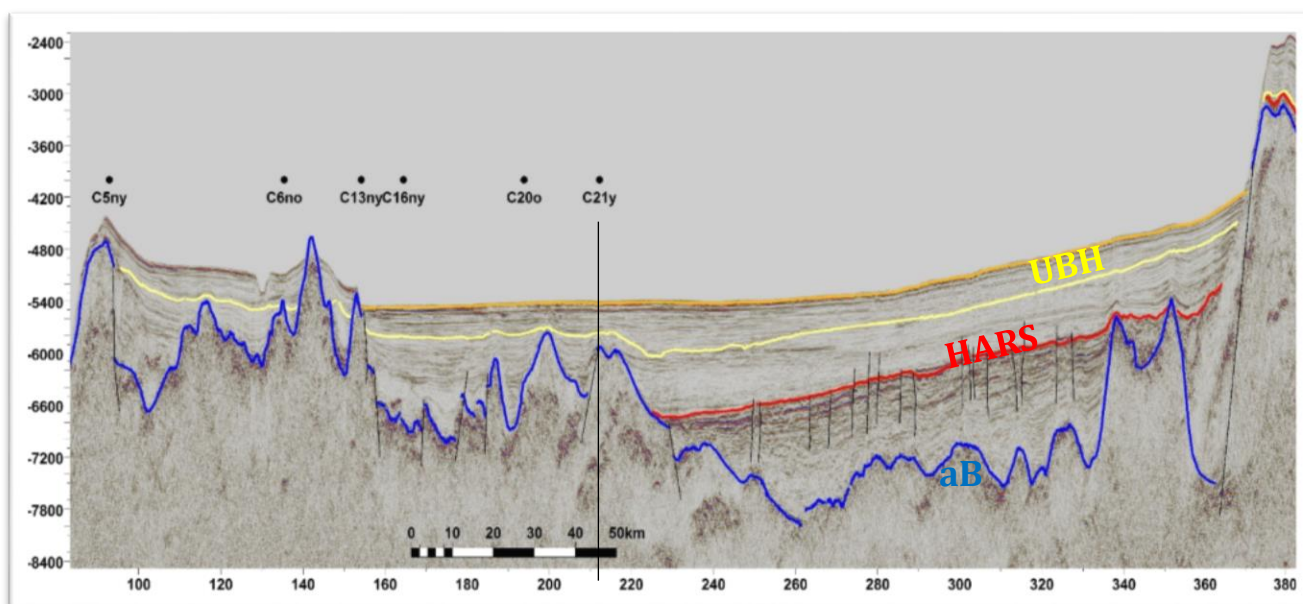
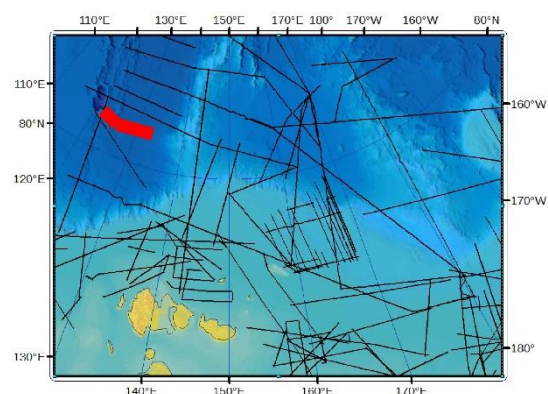


Рис. 71. Сейсмический профиль Arc 11_027 через бассейн Нансена. Видна серия разломов затухающих на уровне горизонта HARS.



Таким образом на уровне приблизительно 45 млн.л. во всей Арктике произошло сложное тектоническое событие, выразившееся в формировании разнообразных деформационных структур по всей территории. Условно вся территория может быть разделена на зону с доминированием транспрессионных обстановок и зону с преобладанием транстенсионных обстановок. В зону транспрессионных обстановок входит территория Баренцевоморского шельфа и Канадский архипелаг. Причиной таких обстановок является, по-видимому, коллизия Гренландии и Арктических террейнов. В зону транстенсионных обстановок входит большая часть Амеразийского бассейна, восточный шельф Сибири и Беринговоморский регион (Рис. 72) [Nikishin et al., 2019b].



Рис. 72. Два региона с различными внутриплитными тектоническими режимами. Регион с транспрессионным режимом включает Баренцево-Карский шельф и Западную Сибирь. Регион с транстенсионным режимом включает территорию Евразийского бассейна, Альфа-Менделеева, шельф Восточной Сибири и Берингоморо-Охотский регион. Цифрами обозначены различные палеогеографические зоны: 1 – суша в пределах древних кратонов, 2 – шельфовые бассейны, 3 – приподнятая суша, 4 – шельфовые бассейны с проградационным типом заполнения, 5 – активно воздымающаяся территория, 6 – аллювиальная равнина, 7 – глубокий шельф и переход в континентальный склон, 8 – глубоководные и океанические бассейны, 9 – окраинно-континентальный вулканический пояс, 10 – ось спрединга, 11 – область вертикальных смещений и формирования современного подводного рельефа (составлено Никишин А.М., Фрейман С.И.).

Полученные в ходе исследования результаты для Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского бассейнов хорошо согласуются как с общей описательной моделью, предложенной Никишиным А.М. для всей Арктики [Nikishin et. al., 2019], так и с концептуальной геодинамической моделью Арктики предложенной, Лобковским Л.И [Лобковский и др., 2020]. Конкретные оценки направления

растяжения шельфовых бассейнов позволят уточнить упомянутые модели. После аккумуляции достаточного количества численных данных по деформациям различных районов Арктики для этого времени, возможно будет проведение численного моделирование развития всего региона в среднем эоцене.

Совокупность представленных результатов позволяет сформулировать четвертое защищаемое положение: В начале среднего эоцена на территории Северо-Чукотского бассейна произошла относительно кратковременная фаза тектонических деформаций, выразившаяся в формировании многочисленных малоамплитудных сбросов. Данный этап характеризуется трансензионными обстановками с субширотной ориентировкой оси растяжения.

Заключение

В настоящей работе на основе интерпретации геофизических данных, скважинных данных и данных о геологическом строении побережья было проведено исследование геологической истории Северо-Чукотского бассейна и прилегающих к нему шельфовых и глубоководных территорий Американо-Чукотского бассейна Северного Ледовитого океана. Была выполнена сейсмическая корреляция опорных отражающих горизонтов на обширной территории Американо-Чукотского бассейна и проинтерпретировано внутреннее строение выделенных сейсмокомплексов, в результате были сделаны выводы об особенностях тектонической и осадочной истории региона (Рис. 73).

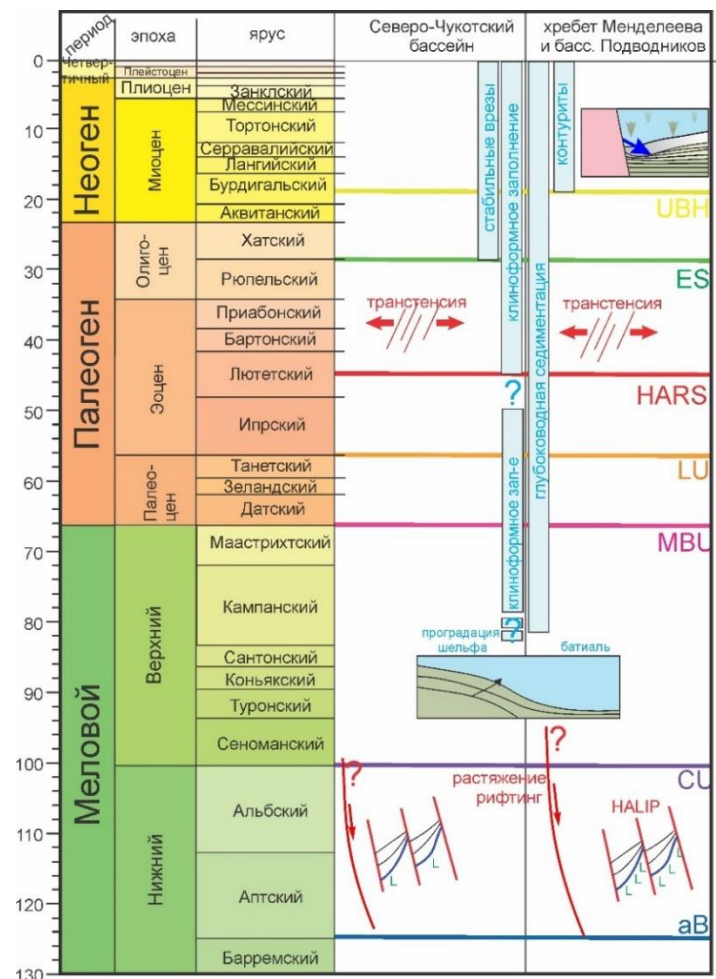


Рис. 73. Итоговая хроностратиграфическая схема геологического развития Северо-Чукотского бассейна и сопредельной глубоководной территории (хребет Менделеева, бассейн Подводников). Стратиграфическая шкала по Gradstein, 2020.

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие выводы:

1. Были выделены следующие основные события развития территории Северо-Чукотского бассейна в кайнозойское время: в позднем мелу – палеоцене происходило накопление мощных клиноформенных толщ, дистальное положение которых маркируется бровкой террасы Кучерова в современном рельефе; в среднем эоцене произошла тектоническая перестройка региона которая выразилась в резком отступании бровки шельфа на 300-350 км на юг; в миоцене происходило постепенное заполнение бассейна с двух противоположных сторон. Начиная с позднего эоцена был сформирован практически современный облик перехода от шельфа Чукотского моря к глубоководному склону со слабой агградацией бровки в северном направлении.

Расшифровка геологической истории позволит в дальнейшем получить уточненные фациальные карты и карты распространения терригенных коллекторов различного генезиса на площади Северо-Чукотского бассейна.

2. На основе региональной корреляции горизонтов и данных скважины АСЕХ были впервые выделены абиссальные осадочные структуры сформированные под влиянием глубоководных контурных течений в пределах Амеразийского бассейна. По сейсмической корреляции начало формирования этих структур соответствует событию открытия пролива Фрама выделенному по данным скважины АСЕХ. Наличие таких одновозрастных структур по обе стороны от хребта Ломоносова свидетельствует об установлении глубоководной циркуляции в Евразийском и Амеразийском бассейне одновременно. Безотносительно возрастной привязки этого события (которая обусловлена той или иной моделью стратиграфии скважины АСЕХ) по характеру распространения дрифтовых структур можно говорить об относительно глубоководном положении хребта Ломоносова в момент начала глубоководной циркуляции. Понимание облика циркуляции Северного Ледовитого океана позволит в дальнейшем усовершенствовать климатические модели изучаемого временного интервала.

3. В аптское - альбское время произошла стадия растяжения всего арктического шельфа Восточной Сибири масштабом 400-450 километров. Впервые была проведена численная оценка масштабов растяжения и построена плит-тектоническая модель включающая этот этап тектонического развития региона. Данная модель хорошо согласуется с формированием обширной магматической провинции HALIP в это же время. В ранее опубликованных моделях формирование данной провинции в условиях отсутствия каких-либо значимых тектонических событий.

Полученная модель и данные о степени деформаций могут быть положены в основу бассейновых моделей формирования чехла региона с последующей оценкой углеводородного потенциала территории.

4. Впервые было оценено поле напряжений для большой серии малоамплитудных разломов, широко развитых в пределах шельфа Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского осадочных бассейнов. На основе средних ориентировок систем среднеэоценовых разломов был выделен трансензионный этап с осью субширотного растяжения этой территории в целом.

Полученные ориентировки делают возможным в будущем провести численное моделирование среднеэоценовой истории всего региона и оценить взаимосвязь среднеэоценовых тектонических перестроек, произошедших на большой территории от Тихого океана до о. Гренландия.

На данный момент основной проблемой изучения геологической истории арктического шельфа всей восточной Сибири и Северо-Чукотского бассейна в частности является отсутствие однозначной и общепринятой стратиграфической схемы расчленения осадочного чехла. Единственным возможным решением этой проблемы видится проведение стратиграфического бурения на шельфе или в глубоководной части, откуда возможно уверенное прослеживание отражающих горизонтов на территорию арктического шельфа восточной Сибири.

Список сокращений и условных обозначений

Аз.Пд. – Азимут падения

Аз.Пр. – Азимут простираения

ГСЗ – Глубинное сейсмическое зондирование

ЛМА – Линейная магнитная аномалия

МОГТ – Метод общей глубинной точки

МОВ – Метод отраженных волн

МПВ – Метод преломленных волн

НИПЛ – Научно-исследовательская подводная лодка

ОГ – Отражающий горизонт

ОГТ – Общая глубинная точка

ОУМ – Относительный уровень моря

СЛО – Северный Ледовитый океан

ССК – Сейсмостратиграфический комплекс

СЧБ – Северо-Чукотский бассейн

ЦЛ – Центральный луч

CDP – Common Deep Point (Общая Глубинная Точка)

HALIP – High Arctic Large Igneous Province (Высокоширотная Арктическая магматическая провинция)

HARS – High Amplitude Reflector Sequence (Пачка высокоамплитудных отражений)

PETM – Paleocene-Eocene Thermal Maximum (Палеоцен-эоценовый термический максимум)

SDR – Seaward Dipping Reflectors (Отражения наклоненные в сторону моря)

Список литературы

Опубликованная

- 1.Александрова Г.Н. Геологическое развитие Чаунской впадины (Северо-Восток России) в палеогене и неогене. Статья 1. Палеоген // Бюллетень МОИП Отд. Геол. 2016а. Т. 91. № 4–5. С. 148–164.
- 2.Александрова Г.Н. Геологическое развитие Чаунской впадины (Северо-Восток России) в палеогене и неогене. Статья 2. Неоген // Бюллетень МОИП Отд. Геол. 2016b. Т. 782. С. 11–35.
- 3.Бурлин Ю.К., Шипелькевич Ю.В. Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника. 2006. Т. 2. С. 65–82.
- 4.Буценко В.В. Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане // Геофизический вестник. 2006. № 11. С. 8–16.
- 5.Вержбицкий В.Е. и др. Тектоническая структура , осадочные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика) // Газовая промышленность. 2010. № специальный выпуск. С. 32–37.
- 6.Виноградов, В.А. Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Советская геология. 1976. Т. 9. С. 23–38.
- 7.Глебовский В.Ю. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. Т. 4. С. 21–42.
- 8.Дараган-Сущова Л.А. и др. Геология И Тектоника Северо-Востока Российской Арктики (По Сейсмическим Данным) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 3–19.
- 9.Жемчугова В.А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем. М.: РГУ нефти и газа им Губкина, 2014.

10. Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров Е.И., **Фрейман С.И.** Рифтовые системы Восточно-Сибирской континентальной окраины // Вест. Моск. ун-та. сер. 4. Геология. 2020. № 5. С. 3-16., (0.875 п.л. / авторский вклад 10%)

11. Заварзина Г.А. и др. Тектоническое районирование шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей на основании комплексной интерпретации геолого-геофизических данных // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2017. Т. 4. № 2. С. 53–60.

12. Захаридзе В.С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. Книга 2. , 1992. С. 6–28.

13. Ихсанов Б.И. Краткие сообщения // Вестник Московского Университета серия 4 Геология. 2011. Т. 2. С. 60–63.

14. Карасик А.М. Аномальное магнитное поле Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Доклады Академии Наук СССР. 1973. Т. 211. № 1. С. 86–89.

15. Каревская И.А. и др. Палеогеографические обстановки осадконакопления на шельфе Восточно-Сибирского моря // Палеогеографические обстановки и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. , 1984. С. 43–50.

16. Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (Стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.

17. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. Москва: Научный мир, 2011. 368 с.

18. Коган А.Л. Морские сейсморазведочные работы в Чукотском море // Морские геофизические исследования в Арктике. Л.: ВНИИОкеангеология, 1981.

19.Косько М.К. и др. Геология Новосибирских островов - основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.

20.Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.

21.Кулаков И.Ю. и др. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.

22.Кулемин Р.Ф., Серебрякова О.А. Корреляция палеозой-мезозойских отложений Северо-Чукотского осадочного бассейна и Аляски // Геология, география и глобальная энергия. 2011. Т. 41. № 2. С. 119–125.

23.Лаверов Н.П. и др. Геодинамическая Модель Развития Арктического Бассейна И Примыкающих Территорий Для Мезозоя И Кайнозоя И Внешняя Граница Континентального Шельфа России // Геотектоника. 2013. Т. 2013. № 1. С. 3–35.

24.Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология И Геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.

25.Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические Причины Возникновения И Прекращения Кайнозойских Сдвиговых Деформаций В Хатанга-Ломоносовской Разломной Зоне (Арктика) // Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.

26.Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика земли. 2013. Т. 2013. № 6. С. 20–38.

27.Никишин А.М. и др. Рифтовые системы шельфа Российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 11–43.

28.Никишин А.М., Петров Е.И., Гайна К., Малышев Н.А., **Фрейман С.И.** Тектонические реконструкции Арктического региона для позднеюрско-кайнозойского времени // Мат-лы :LI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2019 Т. 2. – С. 83-86 (0.0325 п.л., авторский вклад 20%).

29.Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И., Старцева К.Ф., **Фрейман С.И.**, Родина Е.А. Типы современных пассивных континентальных окраин и проблема механизма формирования поднятия Альфа-Менделеева в Арктическом океане // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики // Мат-лы :LII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2020 Т. 2, С. 116-121 (0.325 п.л., авторский вклад 10%).

30.Никишин А.М., Петров Е.И., Гайна К., Малышев Н.А., **Фрейман С.И.** Новые геологические данные и модель тектонической истории Арктического океана // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии // Мат-лы :L Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2018 Т. 2. – С. 45-48 (0.23 п.л., авторский вклад 10%).

31.Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Клутинг С., Малышев Н.А., Петров Е.И., Посаментиер Х., **Фрейман С.И.**, Линева М.Д., Жуков Н.Н. Этапы тектонической эволюции и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Амеразийского бассейна // Геотектоника. 2019. №6 с.1-24, (1.437 п.л., авторский вклад 20%)

32.Петровская Н.А., Савишкина М.А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9. № 3. С. 1–26.

33.Пискарев А.Л. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.

34. Попова А.Б. и др. Построение комплексной сейсмогеологической модели шельфа Восточно-Сибирского моря // Нефтяное хозяйство. 2018. Т. 98. № 4. С. 30–34.

35. Поселов В.А. и др. Сейсмостратиграфия осадочного бассейна котловины Подводников и Северо-Чукотского прогиба // Доклады Академии Наук серия Геофизика. 2017. Т. 474. № 5. С. 621–624.

36. Пущаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.

37. Российская Арктика. Пространство. Время. Ресурсы.: Атлас/ ПАО НК «Роснефть» / Д. Н. Айбулатов, В. Л. Бабурин ... **С.И. Фрейман**, и др. — Фонд НИР ООО Феория Москва, 2019. — 796 с (50 п.л., авторский вклад 0.005%).

38. Скарятин М.В. и др. Соляная тектоника и перспективы нефтегазоносности российского сектора Чукотского моря // Геология и геолого-разведочные работы. 2020. С. 2–7.

39. Слободин В.Я. и др. Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. 1990. Т. 822. С. 43–58.

40. Соколов С.Д. и др. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

41. Тимурзиев А.И., Гогоненков Г.Н. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: от нефтегазогеологического районирования недр до технологии поисков и разведки глубокозалегающих месторождений углеводородов // Научно-технический сборник вести газовой науки. 2012. Т. 1. № 9. С. 68–85.

42. **Фрейман С.И.**, Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна // Вестник Московского Университета серия 4 Геология. 2019. № 4. С. 11–19. (0.31 п.л., авторский вклад 95%).

43. **Фрейман С.И.**, Посаментьер Х., Петров Е.И., Никишин А.М. Кайнозойские клиноформные комплексы Северо-Чукотского бассейна // Тектоника

современных и древних океанов и их окраин // Мат-лы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. – М.: ГЕОС, – 2017 Т. 2. – С. 261–265 (0.31 п.л., авторский вклад 95%).

44.Фрейман С.И., Петров Е.И., Гайна К., Никишин А.М. Модель тектонического развития Арктического региона в апт-альбское время // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии // Мат-лы :L Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2018 Т. 2. – С. 292–295 (0.25 п.л., авторский вклад 90%).

45.Фрейман С.И., Никишин А.М. Методика определения средней ориентировки нарушений по 2D сейсмическим данным и интерпретация тектонических обстановок на примере шельфа Восточной Арктики.// Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики // Мат-лы :LII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, – 2020 Т. 2. – С. 364–367 (0.25 п.л., авторский вклад 95%).

46.Чернова А.И. Геологическая история архипелага Новосибирские острова в палеозое- мезозое по палеомагнитным данным: дис. ... канд. геол. наук. МГУ, Москва, 2016.

47.Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, Причины И Геодинамическое Значение Среднекайнозойского Перерыва В Осадконакоплении В Приполюсной Части Хребта Ломоносова (По Материалам Бурения Iodp-302-Asex), «Океанология» // Океанология. 2017. № 5. С. 745–756.

48.Шипелькевич Ю.В., Бурлин Ю.К. Тектоническое соотношение седиментационных бассейнов на Чукотско-Аляскинском шельфе и перспективы их нефтегазоносности // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 391. № 3. С. 368–372.

49.Моря Советской Арктики / под ред. И.С. Грамберг, Ю.Е. Погребницкий. Л.: , 1980.

50.Сейсмическая стратиграфия / под ред. Ч.Е. Пейтон. М.: Мир, 1982.

51.Dickie K. et al., Tectonostratigraphic evolution of the Labrador margin, Atlantic Canada // Mar. Pet. Geol. 2011. № 28. С. 1663–1675.

52.Døssing A., Gaina C., Brozena J.M. Building and breaking a large igneous province: An example from the High Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 2017. T. 44. № 12. C. 6011–6019.

53.Aagaard K. A synthesis of the Arctic Ocean circulation // *Rapp. Proces-Verbaux des Reun. Cons. Perm. Int. pour l'Exploration la Met.* 1989. T. 188. C. 11–22.

54.Amato J.M. et al. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // *Geosphere*. 2015. T. 11. № 5. C. 1530–1564.

55.Backman J. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. T. 23. № 1. C. 1–15.

56.Barnett-Moore N. et al. A reconstruction of the North Atlantic since the earliest Jurassic // *Basin Res.* 2018. T. 30. C. 160–185.

57.Bruvoll V. et al. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and northwestern Alpha submarine Ridges in the Arctic Ocean: Acoustic stratigraphy, depositional environment and an inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // *Mar. Geophys. Res.* 2010. T. 31. № 3. C. 149–171.

58.Buiter S.J.H., Torsvik T.H. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? // *Gondwana Res.* 2014. T. 26. № 2. C. 627–653.

59.Chernykh A. et al. New insights into tectonics and evolution of the Amerasia Basin // *J. Geodyn.* 2018.

60.Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.* 1995. T. 100. № B6. C. 9761–9788.

61.Coakley B. et al. Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time // *J. Geol. Soc. London*. 2016. T. 173. № 6. C. 967–987.

62.Craddock W.H. et al. Late Cretaceous-Cenozoic exhumation of the western Brooks Range, Alaska, revealed from apatite and zircon fission track data // *Tectonics*. 2018.

63.Craddock W.H., Houseknecht D.W. Cretaceous-Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchi shelf, offshore Arctic Alaska // *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 2016. T. 100. № 1. C. 63–100.

64.Dinkelman M.G. Crustal and Petroleum Framework of the US Chukchi Shelf as Interpreted from 9 Km Long-Offset Arcticspan 2-D Seismic Data // 2008. T. 2. № 1. C. 472877.

65.Døssing A. et al. Cretaceous ocean formation in the High Arctic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. T. 551. C. 116552.

66.Drachev S. et al. The Early Cretaceous Arctic LIP: its geodynamic setting and implications for Canada Basin opening // *Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins ICAM IV*. US Department of the Interior. , 2006. C. 216–223.

67.Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf , Siberian Arctic // *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. , 2017.

68.Eiken O., Hinz K. Contourites in the Fram Strait // *Sediment. Geol.* 1993. T. 82. № 1–4. C. 15–32.

69.Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. T. 450. № 1–4. C. 51–69.

70.Faugères J.C. et al. Seismic features diagnostic of contourite drifts // *Mar. Geol.* 1999. T. 162. № 1. C. 1–38.

71.Faugères J.C., Stow D.A.V. Chapter 14 Contourite Drifts. Nature, Evolution and Controls // *Contourites*. 2008. T. 60. № 08. C. 259–288.

72.Franke D., Hinz K. The structural style of sedimentary basins on the shelves of the Laptev Sea and western East Siberian Sea, Siberian Arctic // *J. Pet. Geol.* 2005. T. 28. № 3. C. 269–286.

73.**Freiman S.**, Nikishin A., Petrov E. Seismostratigraphy and Cenozoic evolution of the North- Chukchi basin and adjacent Arctic areas // Geophysical Research Abstracts. – 2017. Vol. 19 – EGU2017-2577 (0.0625 п.л., авторский вклад 95%).

74.**Freiman S.**, Nikishin A., Gaina C., Petrov E. Cretaceous plate tectonic model of Russian Arctic shelf // Geophysical Research Abstracts. – 2018. Vol. 20 – EGU2018-7589 (0.0625 п.л., авторский вклад 95%).

75.**Freiman S.**, Nikishin A., Petrov E. Onset of deep-water circulation in Eastern Arctic area// Geophysical Research Abstracts. – 2019. Vol. 21 – EGU2019-7098 (0.0625 п.л., авторский вклад 95%).

76.Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eureka orogeny? // arktos. 2015. T. 1. № 1. С. 16.

77.Gaina C., Werner S.C., Saltus R. Chapter 3: Circum-Arctic mapping project: New magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Geol. Soc. Mem. 2011. T. 35. № January. С. 39–48.

78.García M. et al. Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: Quaternary tectonic and oceanographic implications // Mar. Geol. 2009. T. 257. № 1–4. С. 24–40.

79.Gion A.M., Williams S.E., Müller R.D. A reconstruction of the Eureka Orogeny incorporating deformation constraints // Tectonics. 2017. T. 36. № 2. С. 304–320.

80.Glebovsky V., Chernykh A., Kaminsky V.D. Integrated analysis of updated potential field database: implications for the compilation of the new Circum Arctic Tectonic Map // Abstracts of VI International Conference on Arctic Margins (ICAM). , 2011.

81. Gradstein F. M., Ogg J. G. Phanerozoic eustasy: a review //Geologic Time Scale 2020. – Elsevier, 2020. – С. 357-400

82. Grantz A. et al. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1998. T. 110. № 6. C. 801–820.

83. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Chapter 50 Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // *Geol. Soc. London, Mem.* 2011. T. 35. № 1. C. 771–799.

84. Gurnis M. et al. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates // *Comput. Geosci.* 2012. T. 38. № 1. C. 35–42.

85. Hegewald A. The Chukchi Region - Arctic Ocean - Tectonic and Sedimentary Evolution // 2012.

86. Hegewald A., Jokat W. Relative sea level variations in the Chukchi region - Arctic Ocean - Since the late Eocene // *Geophys. Res. Lett.* 2013. T. 40. № 5. C. 803–807.

87. Helland-Hansen W., Hampson G.J. Trajectory analysis: Concepts and applications // *Basin Res.* 2009. T. 21. № 5. C. 454–483.

88. Helland-Hansen W., Martinsen O.J. Shoreline Trajectories and Sequences: Description of Variable Depositional-Dip Scenarios // *SEPM J. Sediment. Res.* 1996. T. 66. № 4. C. 670–688.

89. Henriksen S. et al. Shelf edge and shoreline trajectories, a dynamic approach to stratigraphic analysis // *Basin Res.* 2009. T. 21. № 5. C. 445–453.

90. Herron E.M., Dewey J.F., Pitman W.C. Plate tectonics model for the evolution of the arctic // *Geology.* 1974. T. 2. № 8. C. 377–380.

91. Hosseinpour M. et al. Full-fit reconstruction of the labrador sea and baffin bay // *Solid Earth.* 2013. T. 4. № 2. C. 461–479.

92. Houseknecht D.W., Bird K.J., Schenk C.J. Seismic analysis of clinoform depositional sequences and shelf-margin trajectories in Lower Cretaceous (Albian) strata, Alaska North Slope // *Basin Res.* 2009. T. 21. № 5. C. 644–654.

93. Houseknecht D.W., Connors C.D. Pre-Mississippian tectonic affinity across the Canada Basin-Arctic margins of Alaska and Canada // *Geology*. 2016. T. 44. № 7. C. 507–510.
94. Ilhan I., Coakley B.J. Meso – Cenozoic evolution of the southwestern Chukchi Borderland, Arctic Ocean // *Mar. Pet. Geol.* 2018. T. 95. № April. C. 100–109.
95. Jakobsson M. et al. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // *Nature*. 2007a. T. 447. № 7147. C. 986–990.
96. Jakobsson M. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophys. Res. Lett.* 2012. T. 39. № 12. C. 1–6.
97. Jokat W. et al. New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // *Geophys. J. Int.* 1995. T. 123. № 2. C. 601–610.
98. Kertznus V., Kneller B. Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development // *Basin Res.* 2009. T. 21. C. 738–758.
99. Klausen T.G., Helland-Hansen W. Methods For Restoring and Describing Ancient Clinoform Surfaces // *J. Sediment. Res.* 2018. T. 88. № 2. C. 241–259.
100. Knutz P.C. Chapter 24 Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts // *Developments in Sedimentology*. , 2008. C. 511–535.
101. Kos'ko M.K., Trufanov G. V. Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: An approach to interpret offshore seismic // *Mar. Pet. Geol.* 2002. T. 19. № 7. C. 901–919.
102. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*. 2009. T. 463. № 1–4. C. 86–108.
103. Langinen A.E. et al. Correlations between the Lomonosov Ridge, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data // *Tectonophysics*. 2009. T. 472. № 1–4. C. 309–322.

104. Lebedeva-Ivanova N. et al. ArcCRUST: Arctic Crustal Thickness From 3-D Gravity Inversion // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. 2019. T. 20. C. 3225–3247.

105. Lineva M.D., Malyshev N.D., Nikishin A.M. The Structure and Seismostratigraphy of the Sedimentary Basins of the East Siberian Sea // 2015. № January.

106. Miller E.L. et al. Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2018. T. 460. № 1. C. 57–120.

107. Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Geol. Geophys. Tectonics Northeast. Russ. A Tribut. to L. Parfenov*. 2009. C. 1–19.

108. Moore T.E. et al. Provenance and detrital zircon geochronologic evolution of lower Brookian foreland basin deposits of the western Brooks Range, Alaska, and implications for early Brookian tectonism // *Geosphere*. 2015. T. 11. № 1. C. 93–122.

109. Moore T.E., Box S.E. Age, distribution and style of deformation in Alaska north of 60N: Implications for assembly of Alaska // *Tectonophysics*. 2016. T. 691. C. 133–170.

110. Moran K. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. T. 441. № 7093. C. 601–605.

111. Mukasa S. B. et al. Basalts from the Chukchi Borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages and Geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2020. – T. 125. – №. 7. – C. e2019JB017604.

112. Nielsen T., Knutz P.C., Kuijpers A. Chapter 16 Seismic Expression of Contourite Depositional Systems // *Contourites*. 2008. T. 60. № 08. C. 301–321.

113. Nikishin, A. M., Gaina, C., Petrov, E. I., Malyshev, N. A., **Freiman, S. I.** Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading

and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018b. T. 746. C. 64–82. (1.125 п.л., авторский вклад 25%)

114.Nikishin A. M., Petrov, E. I., Cloetingh, S., **Freiman, S. I.**, Malyshev, N. A., Morozov, A. F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva, K. F. Geological structure and history of the Arctic Ocean based on new geophysical data: Implications for paleoenvironment and paleoclimate. Part 2. Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth-Science Reviews*. – 2019. – C. 103034. (7.125 п.л., авторский вклад 20%)

115.Nikishin A.M., Malyshev N.D., Petrov E.I. Geological structure and history of the Arctic ocean. : EAGE Publications bv, 2014.

116.Nikishin A., Gaina C., Petrov E., **Freiman S.** Seismic stratigraphy and tectonostratigraphy of the Arctic Ocean based on new Russian geophysical data // *Geophysical Research Abstracts*. – 2018. Vol. 20 – EGU2018-2200 (0.0625 п.л., авторский вклад 30%).

117.O'Connor J.M. et al. Constraints on past plate and mantle motion from new ages for the Hawaiian-Emperor Seamount Chain // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. 2013. T. 14. № 10. C. 4564–4584.

118.O'Sullivan P.B., Murphy J.M., Blythe A.E. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) // *J. Geophys. Res.* 1997. T. 102. № B9. C. 20,821-20,845.

119.Osti G. et al. Evolution of contourite drifts in regions of slope failures at eastern Fram Strait // *Arktos*. 2019. T. 5. № 2. C. 105–120.

120.Paton D.A. et al. Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic // *Geology*. 2017. T. 45. № 5. C. 439–442.

121.Patrino S., Hampson G.J., Jackson C.A.L. Quantitative characterisation of deltaic and subaqueous clinoforms // *Earth-Science Rev.* 2015. T. 142. C. 79–119.

122.Patrano S., Helland-Hansen W. Clinoforms and clinoform systems : Review and dynamic classification scheme for shorelines , subaqueous deltas , shelf edges and continental margins // *Earth-Science Rev.* 2018. T. 185. № May. C. 202–233.

123.Petrov O. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth-Science Rev.* 2016. T. 154. C. 29–71.

124.Piepjohn K. et al. Mesozoic structural evolution of the New Siberian Islands // *Circum-Arctic Lithosphere Evolution.* , 2017.

125.Piepjohn K., Gosen W. Von, Tessensohn F. The Eureka deformation in the Arctic: An outline // *J. Geol. Soc. London.* 2016. T. 173. № 6. C. 1007–1024.

126.Planke S. et al. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins // *Pet. Geol. Conf. Proc.* 2005. T. 6. № 0. C. 833–844.

127.Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2011. T. 38. № 14. C. 10–15.

128.Rebesco M. et al. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Mar. Geol.* 2014. T. 352. C. 111–154.

129.Rebesco M., Camerlenghi A., Loon A.J. Van. Chapter 1 Contourite Research. A Field in Full Development // *Contourites.* : Elsevier, 2008. Вып. First Edit. C. 1–10.

130.Rebesco M., Stow D. Seismic expression of contourites and related deposits: A preface // *Mar. Geophys. Res.* 2002. T. 22. № 5–6. C. 303–308.

131.Rich J.L. Three critical environments of deposition, and criteria for recognition of rocks deposited in each of them // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1951. T. 62. № 1. C. 1–19.

132.Sekretov S.B. Northwestern margin of the East Siberian Sea, Russian Arctic: seismic stratigraphy, structure of the sedimentary cover and some remarks on the tectonic history // *Tectonophysics.* 2001. T. 339. № 3–4. C. 353–371.

133.Shanmugam J. Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology // *Pet. Explor. Dev.* 2017. T. 44. № 2. C. 183–216.

134.Sherwood K.W. et al. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 2002. T. 360. C. 39–66.

135.Skolotnev S. et al. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Mar. Geol. 2019. T. 407. № May 2018. C. 148–163.

136.Sokolov S.D. et al. Tectonics of the South Anyui Suture, Northeastern Asia // Geotectonics. 2015. T. 49. № 1. C. 3–26.

137.Steckler M.S. et al. Reconstruction of Tertiary progradation and clinoform development on the New Jersey passive margin by 2-D backstripping // Mar. Geol. 1999. T. 154. № 1–4. C. 399–420.

138.Stow D.A.V. et al. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: Current state-of-the-art // Geol. Soc. Mem. 2002. T. 22. № 1. C. 7–20.

139.Vail P.R.S., Mitchum R.M.J., Thompson S.I. Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. // Seismic stratigraphy and global changes of sea level. , 1977. C. 83–97.

140.Verzhbitsky V.E. et al. The Russian Chukchi Sea // GEO ExPro. 2008. T. 5. № 3. C. 36–38.

141.Weigelt E., Jokat W., Franke D. Seismostratigraphy of the Siberian Sector of the Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. T. 119. C. 5275–5289.

142.Woodgate R.A. et al. Atlantic water circulation over the Mendeleev Ridge and Chukchi Borderland from thermohaline intrusions and water mass properties // J. Geophys. Res. Ocean. 2007. T. 112. № 2. C. 1–20.

143.Wright N. et al. Towards adaptable, interactive and quantitative paleogeographic maps // Biogeosciences Discuss. 2012. T. 9. № 7. C. 9603–9636.

Приложение 1

В приложении представлен исходный код на языке Python 3.6 для визуализации и статистического анализа разломов проинтерпретированных по 2D сейсмическим данным. На вход идет группа отдельных файлов формата Fault sticks, на выходе строятся гистограммы распределения углов падения разломов по различным сечениям. Основной модуль используемый для визуализации – *seaborn*.

```

1. import numpy as np #импорт необходимых модулей
2. import matplotlib.pyplot as plt
3. import seaborn as sns
4. import pandas as pd
5. import os
6.
7. def read_faults(folder_name='all_faults'): #Объединение всех файлов с разломами в
      одну базу данных с уникальным именем для каждого разлома
8.     db=pd.DataFrame(columns=['x','y','z','name'])
9.     name=0
10.    ls=[]
11.    folder_name='all_faults'
12.    filenames=[folder_name+u'\\'+i for i in os.listdir(folder_name)]
13.    for filename in filenames:
14.        name+=1
15.        new_fault=pd.read_csv(filename,sep=' ',skipinitialspace=True, usecols=[3,4,5]
, names=['x','y','z'])
16.        new_fault['name']=name
17.        db=db.append(new_fault)
18.    for fault_name in db.name.unique():
19.        fault=db[db.name==fault_name]
20.        fault=fault.drop_duplicates()
21.        fault.index=[i for i in range(0,len(fault))]
22.        x1,y1,z1=fault.loc[fault['z'].idxmax(),['x','y','z']]
23.        x2,y2,z2=fault.loc[fault['z'].idxmin(),['x','y','z']]
24.        distance=((x1-x2)**2+(y1-y2)**2)**0.5
25.        if distance==0 : print('fault number ',fault_name, ' is broken!')
26.        angle=abs(np.rad2deg(np.arctan((z2-z1)/distance)))
27.        azimuth=np.rad2deg(np.arctan((x1-x2)/(y1-y2)))
28.        ls.append([name,x1,y1,angle,line_az])
29.    DF=pd.DataFrame(ls, columns=['name','x','y','angle','az'])
30.
31.    DF['cat_az']=pd.cut(DF['az'],18,labels=range(10,181,10))
32.    DF=DF[DF['angle']>25]
33.    return(DF)
34.
35. def print_graph(DF): ## Основная функция отрисовки итоговой диаграммы
36.     sns.set(style="white", rc={"axes.facecolor": (0, 0, 0, 0)})
37.     # Создание объекта FacetGrid
38.     pal = sns.cubehelix_palette(2, rot=-.25, light=0,dark=0)
39.     g = sns.FacetGrid(DF[['cat_az','angle']], row='cat_az', hue='cat_az', aspect=15,
height=.5, palette=pal)
40.
41.     # Отрисовка гистограмм распределений
42.     g.map(sns.kdeplot, "angle", clip_on=False, shade=True, alpha=0.8, lw=1.5)
43.     g.map(sns.kdeplot, "angle", clip_on=False, color="w", lw=2)
44.     g.map(plt.axhline, y=0, lw=2, clip_on=False)
45.

```

```
46.  
47.     # Функция наименования только необходимых осей  
48.     def label(x, color, label):  
49.         ax = plt.gca()  
50.         ax.text(0, .2, label, color=color, fontsize=14,  
51.               ha="left", va="center", transform=ax.transAxes)  
52.     g.fig.subplots_adjust(hspace=0.05)  
53.     g.set_titles("")  
54.     g.set(yticks=[])  
55.     g.set(xlim=(0,90))  
56.     g.despine(bottom=True, left=True)  
57.     plt.show()  
58.     plt.savefig('model_data.tif', dpi=300, cmap='gray')
```

Приложение 2

В приложении представлен файл относительных перемещений для выделенных в ходе работы тектонических блоков Арктики для периода 125-0 млн. л. Файл автоматически считывается программой GPlates, но доступен для понимания и в текущем представлении.

Всего в таблице 7 колонок.

- 1 – ID блока испытывающего вращение
- 2 – Момент начала вращения в млн.л.
- 3 – Широта полюса вращения
- 4 – Долгота полюса вращения
- 5 – Угол поворота блока
- 6 – Референтная плита, относительно которой происходит вращение
- 7 – Комментарии автора к конкретному вращению

Далее идет непосредственно тело файла. Перемещения основных плит (Евразийской, Североамериканской и т.д.) относительно реперных точек не приведены, и аналогичны таковым из общеземной модели Matthews et al. (2016)

```

45001 0.0 90.0 0.0 0.0 45003 ! South Anuyi relative to Chersky orogene
45001 128.0 90.0 0.0 0.0 45003 ! South Anuyi relative to Chersky orogene
45001 145.0 53.1947 -109.4775 22.1349 45003 ! South Anuyi relative to
Chersky orogene
45001 600.0 53.1947 -109.4775 22.1349 45003 ! South Anuyi relative to
Chersky orogene
45004 0.0 90.0 0.0 0.0 301 ! Verkhoyansk relative to Eurasia
45004 600.0 90.0 0.0 0.0 301 ! Verkhoyansk relative to Eurasia
45003 0.0 90.0 0.0 0.0 301 ! Chersky orogene relative to Eurasia

```

45003 53.5 70.0622 142.4746 15.1734 301 ! Chersky orogene relative to Eurasia

45003 100.0 69.9501 146.7947 19.3457 301 Chersky orogene relative to Eurasia

45003 120.0 67.3122 133.899 7.0672 301 ! Chersky orogene relative to Eurasia

45003 600.0 90.0 0.0 0.0 301 ! Chersky orogene relative to Eurasia

45020 0.0 90.0 0.0 0.0 45022 ! East Laptev Horst relative to New-Syberian islands

45020 100.0 90.0 0.0 0.0 45022 ! ELH-NeS contours of Anisian basin the same as now

45020 120.0 35.4153 -27.602 0.3625 45022 ! ELH-NeS start of extension of Anisian basin

45020 600.0 35.4153 -27.602 0.3625 45022 ! ELH-NeS

45018 0.0 90.0 0.0 0.0 45022 ! De Long relative to New Siberian

45018 100.0 90.0 0.0 0.0 45022 ! DLG-NeS no significant changes of Anisian basin c after Early Cretaceous (section restoration MD thesis)

45018 120.0 84.36 178.2535 -2.1636 45022 ! DLG-NeS extension of Anisian basin (section restoration MD thesis)

45018 600.0 84.36 178.2535 -2.1636 45022 ! DLG-NeS

45022 0.0 90.0 0.0 0.0 301 ! New Siberian islands relative to EUR 30 august

45022 100.0 71.7742 149.6474 18.8927 301 ! NeS-CHM

45022 120.0 65.2804 130.5672 9.4264 301 ! NeS-CHM

45022 600.0 65.2804 130.5672 9.4264 301 ! NeS-CHM

45015 0.0 90.0 0.0 0.0 45022 ! WWB relative to NeS

45015 100.0 33.5897 29.5192 -0.0891 45022 ! WWB-NeS

45015 120.0 17.1909 -20.6648 -2.2102 45022 ! WWB-NeS start of the whole shelf extension(Miller, Verzhbitsky, 2009)

45015 600.0 17.1909 -20.6648 -2.2102 45022 ! West Wrangel block relative to New Siberian

45016 0.0 90.0 0.0 0.0 301 ! Chukchi Microplate relative to Eurasia

45016 100.0 68.0657 148.6332 17.0668 301 ! Chukchi Microplate relative to Eurasia

45016 120.0 67.2519 135.6699 10.7829 301 ! Chukchi Microplate relative to Eurasia

45016 600.0 59.7125 123.4757 6.6987 301 ! Chukchi Microplate relative to Eurasia

45002 0.0 90.0 0.0 0.0 45001 ! South Anyui suture relative to Oloy-Alazea

45002 600.0 90.0 0.0 0.0 45001 ! South Anyui suture relative to Oloy-Alazea

45050 0.0 90.0 0.0 0.0 45022 ! Baranovskoe uplift relative to New Siberian

45050 100.0 72.9691 164.4295 -2.0348 45022 ! BaU-NeS end of extension, no relative movements between New Siberian islands and Wrangel terrane

45050 120.0 80.2572 177.7445 -10.3831 45022 ! BaU-NeS start of extension

45050 600.0 80.2572 177.7445 -10.3831 45022 ! BaU-NeS

45051 0.0 90.0 0.0 0.0 103 ! EWB-NSL

45051 100.0 90.0 0.0 0.0 103 ! EWB-NSL

45051 120.0 66.2651 179.7429 -18.2327 103 ! EWB-NSL cross over to North Slope Alaska start of South Chukchi Basin extension

45051 600.0 66.2651 179.7429 -18.2327 103 ! East Wrangel block relative to Chukchi Microplate

45005 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Chukchi plateau relative to North America

45005 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Chukchi plateau relative to North America

45006 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Nautilus ridge relative to North America

45006 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Nautilus ridge relative to North America

45007 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Alpha-Mendeleev terrane relative to North America

45007 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Alpha-Mendeleev terrane relative to North America

45008 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! West Makarov and Arilis blocks relative to North America

45008 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Makarov and Arilis blocks relative to North America

45009 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Geophysics block relative to North America

45009 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Geophysics block relative to North America

45013 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Podvodnikov basin relative to North America

45013 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Podvodnikov basin relative to North America

45052 0.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Chukchi basin+East-Syberian relative to North America

45052 400.0 90.0 0.0 0.0 101 ! Chukchi basin+East-Syberian to North America

45054 0.0 90.0 0.0 0.0 45015 ! South-Chukchi basin relative to North America

45054 400.0 90.0 0.0 0.0 45015 ! South-Chukchi basin to North America

45055 0.0 90.0 0.0 0.0 45020 ! Ust Lena +Anisian basin relative to North America

45055 400.0 90.0 0.0 0.0 45020 ! Ust Lena +Anisian basin to North America