

Санкт-Петербургский государственный университет
Институт наук о Земле

Каримуллин Артур Ринатович

Выпускная квалификационная работа

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗО-
НОСНОСТИ ПРОГИБА СВЯТОЙ АННЫ**

Основная образовательная программа высшего образования магистратуры

«Нефтегазовое дело»

по направлению 21.04.01 «Нефтегазовое дело»

Научный руководитель:
д.г.-м.н., доц. В.Б.Ершова

(подпись руководителя)

« » 05 2023

Рецензент:

Санкт-Петербург
2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1 ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА	5
1.1 Физико-географический очерк	5
1.2 Литолого-стратиграфическая характеристика	6
1.3 Особенности тектонического строения и геодинамической эволюции исследуемого региона.....	14
1.4 Обзор нефтегазоносности Восточно-Баренцевоморской провинции	24
2 ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	33
2.1 Характеристика сейсмических профилей	34
2.2 Характеристика опорных горизонтов и сейсмокомплексов и стратиграфическая привязка.....	34
2.3 Построение карт изохрон.....	40
3 ПРОВЕДЕНИЕ 1-D МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ.....	41
3.1 Условия моделирования и исходные данные	41
3.2 Выделение материнских толщ.....	42
3.3 Результаты одномерного моделирования	43
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	46
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	47
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	50

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы: важность изучения арктического региона России на предмет добычи полезных ископаемых, особенно углеводородов, возрастает с каждым годом ввиду увеличения добычи сырья и большей потребности в нем.

Кроме того, в обозримом будущем планируется расширение территории шельфа, принадлежащей России, по результатам одобрения заявки в ООН от 2013 года (Budzik, 2009).

Осадочные бассейны российского арктического шельфа содержат значительные объемы неоткрытых углеводородных ресурсов, которые трудно оценимы до сих пор по причине ограниченности геологических и геофизических данных. По одной из последних оценок природных ресурсов России в недрах российской части арктического шельфа может находиться до 700 баррелей нефтяного эквивалента общих (открытых и неоткрытых) ресурсов. Данные, описывающие возраст, состав, структуру горных пород, слагающих арктические континентальные массивы и острова, остаются главным источником информации о неразбуренных доюрских продуктивных толщах Баренцево-Карского региона и всего участка арктического шельфа (Drachev et al., 2011).

Работа посвящена изучению проблем в области нефтегазовой геологии Восточно-Баренцевоморского мегабассейна арктического региона России.

Исследуемый регион расположен в шельфовой части Евразийского бассейна, который является самым крупным шельфом Земли. Большая часть шельфа (~3,5 млн. км²) расположена в российской части Арктики (Drachev et al., 2011, рис. 1).

Объектом исследования является северная часть прогиба Св. Анны, расположенного на северо-востоке бассейна Баренцева моря.

Цель работы: обоснование перспектив нефтегазоносности доюрских отложений прогиба Св. Анны

Задачи:

1. Сбор и анализ геолого-геофизической информации по исследуемому региону;
2. Изучение структуры отложений осадочного бассейна;
3. Изучение геологической истории бассейна;
4. Построение сеймостратиграфической модели;
5. Моделирование УВ систем.

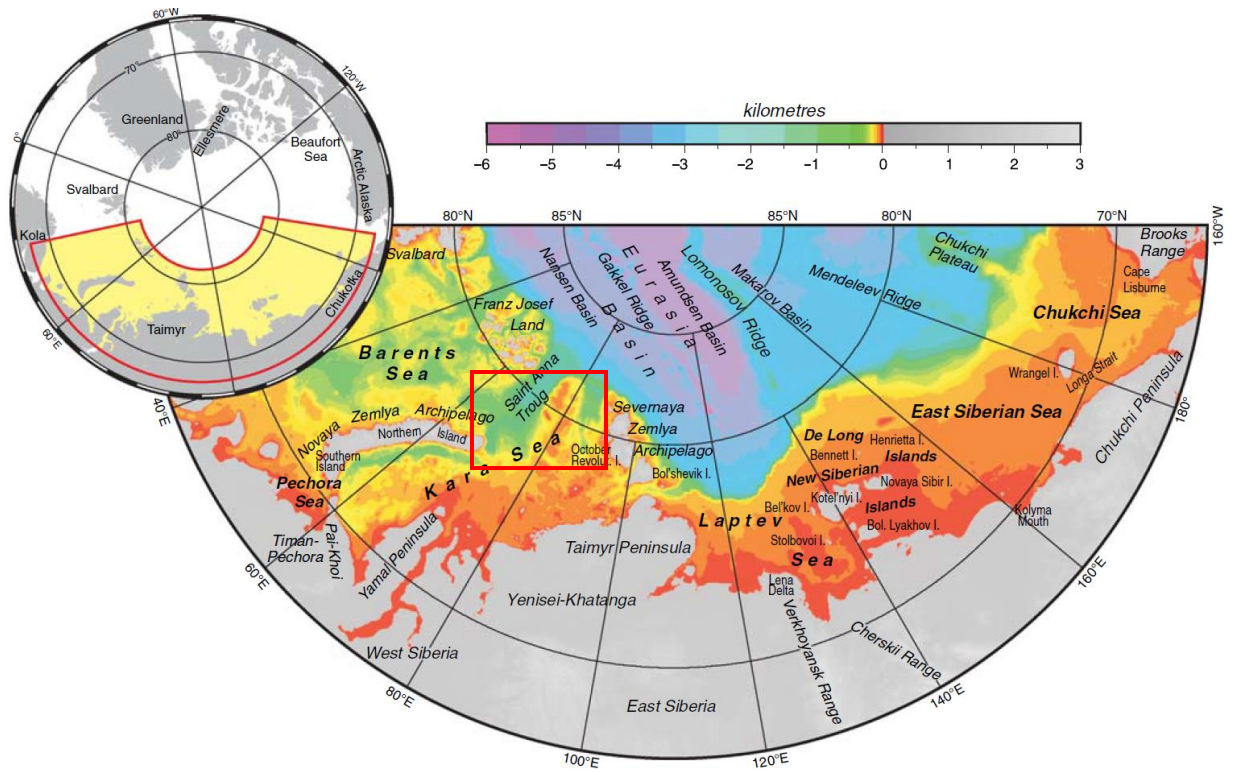


Рисунок 1. Карта мощности осадочного чехла арктического шельфа России (Drachev et al., 2011).

1 ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

1.1 Физико-географический очерк

Арктика – регион Северного полушария, расположенный к северу от Полярного круга, где в период летнего солнцестояния солнечный свет присутствует в течение 24 часов в день и в период зимнего, соответственно, отсутствует в течение такого же количества часов. Полярный круг находится на $66,56^{\circ}$ с.ш. (Budzik, 2009).

В Арктике большую часть года наблюдаются отрицательные температуры, кратковременно случаются перерывы, когда температура поднимается выше нуля. Центральная часть Северного Ледовитого океана покрыта льдом круглый год, а снег и лед присутствуют на суше большую часть года (Budzik, 2009).

Холодный воздух Арктики препятствует испарению, поэтому осадков выпадает мало, при этом на большей части Арктики среднегодовая норма осадков составляет 100 мм или меньше, в основном в виде снега (Budzik, 2009).

Баренцево море – это одно из самых беспокойных и изменчивых по погоде регионов. В сравнении с другими морями Арктики арктическими морями климат Баренцева моря выделяется высокими температурами воздуха, мягкими зимами и большим количеством осадков.

Рельеф дна моря преимущественно состоит из чередующихся подводных поднятий и желобов, которые пересекают его в различных направлениях.

Небольшие острова моря в основном сгруппированы в архипелаги (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа). Следствием сложности береговой линии моря является наличие многочисленных мысов, фьордов, заливов и бухт.

1.2 Литолого-стратиграфическая характеристика

Геологическое строение региона включает метаморфические образования нижнего – верхнего протерозоя, терригенно-карбонатные отложения палеозоя, мезозойские терригенные и кайнозойские полигенетические отложения. Стратиграфия региона выделяется по четырем пробуренным скважинам на архипелаге Земля Франца Иосифа и Северного острова Новой Земли.

Протерозойская акротема.

По сейсмическим данным в северной части Баренцевоморской плиты выделяют нижнепротерозойские и верхнепротерозойские метаморфические комплексы.

Подошва нижнепротерозойского сейсмокомплекса определена на глубине 8–12 км от поверхности дна, в зоне прогиба Св. Анны – на 7.0–3.0 км.

По геофизическим данным определен вещественный состав пород фундамента. На востоке арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и, предположительно, в прогибе Св. Анны породы представлены блоком кристаллических сланцев (Dibner, 1998).

С запада на восток зоны прогиба Св. Анны прослеживается постепенное воздымание кровли кристаллического фундамента с глубины 11.0 км до 3.5 км. Мощность верхнепротерозойского комплекса пород уменьшается также с запада на восток от 3.5 до 1.0 км, где в восточной части желоба он претерпевает полное выклинивание (Dibner, 1998).

Комплекс пород, выделяемых в состав верхнего протерозоя (эдиакарский период), относится к складчатому основанию платформы и вскрыт на о. Земля Александры (восточная часть ЗФИ) параметрической скв. Нагурская на глубине 1885 м. По вещественному составу пород свиты выделяется нижняя сланцевая толща (слюдистые филлиты) и верхняя — микрокварцитовая (Dibner, 1998).

В составе свиты преобладают вендские формы, сильно отличающиеся от рифейских (поздний статорий–ранний эдиокарий). В нижней части, на глубине 3204–2955 м, сланцы темно-серые с зеленоватым оттенком и с шелковистым блеском. Слоистость представлена кварцевыми пластинками, чередующимися с более толстыми темными слоями, в которых преобладают крупные чешуи и таблитчатые пласты слюды. Ритмичное чередование прослоек и более мощных слоев, а также состав пород, позволяют предположить, что эти сланцы являются переработанными флишоидными, терригенными, песчано-алевритовыми породами (Dibner, 1998).

Верхнюю часть разреза свиты на глубинах 1885–2555 м формируют мелкозернистые кварциты. Толща сложена серицит-полевошпатовыми кварцитами белого или светло-серого цвета с голубоватым оттенком. Массивные пласты кварцитов чередуются с тонкослоистыми пластами полевых шпатов мощностью 0.3-0.6 м и чешуйками серицита. Текстура

гранобластовая. Кварциты содержат 60-80% кварца, 20-20% полевого шпата и 3-5% серицита (Dibner, 1998).

Палеозойская эратема.

Палеозойские отложения выделяются на основе разреза параметрической скв. Нагурская на ЗФИ и в разрезе северного блока арх. Новая Земля. Однако в связи с недостаточной изученностью региона имеются сложности в расчленении палеозоя.

Палеозой в разрезе скважины арх. Земля Франца-Иосифа

Выделение нерасчлененных отложения нижнего-верхнего карбона, нижней перми проводят условно по данным геофизических исследований. Истинная мощность всего комплекса пород палеозойского возраста составляет 5–6 км. Предполагается, что отложения несогласно залегают на сильно деформированных метаморфических породах верхнего протерозоя и отделяются от нижележащего фундамента долеритовым силлом (Dibner, 1998). Породы нижнего карбона вскрыты скважиной на глубине 1740-1896 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Нижний карбон, представлен дежневской толщей в интервале глубин 1740-1895 м и нижней частью кропоткинской толщи. Дежневская свита сложена циклами чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами и прослоями угля, прерываемыми двумя силлами долеритов (Dibner, 1998). Песчаники светло-серого цвета, среднезернистые, хорошо сортированные, плотные. Алевролитоглинистые породы темно-серые до черных, в зависимости от количества органического вещества. Тонкозернистые, слоистые, сложены хлорит-гидрослюдистыми минералами с большим количеством углефицированных остатков и тонких прослоев угля. Вскрытая мощность свиты – 102 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Кропоткинской толща, в интервале глубин 1657-1740 м сложена органогенно-детритовыми крупнокристаллическими известняками, несогласно перекрывающими дежневскую толщу нижнего карбона. Данные геофизических исследований скважины позволили предположить, что кропоткинская толща разделяется на две пачки: нижнюю – более плотную и верхнюю – менее, сложенную глинистыми известняками. Видимая мощность толщи – 82 м. Общая мощность отложений карбона – 185 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Кропоткинская свита датируется поздним карбоном – ранней пермью на основании комплексов брахиопод и фораминифер (записка к карте U-37,38,39,40).

Палеозой в разрезе северного блока Новой Земли (рис. 2)

В северном блоке Новой Земли выделяются две геологические формации нижнего палеозоя (Тимонин и др., 2009, Басов и др., 2009):

1. Позднепротерозойско-раннедевонская терригенные толщи, характеризующиеся ритмичной структурой. Они включают чередующиеся морские аспидные флишоидные и молассоидные отложения, общая мощность которых составляет от 7000 до 8500 метров. Терригенная формация позднего рифея-низов кембрия кварцевого состава является древнейшей в разрезе. Ее сменяет карбонатно-терригенная формация, условно относящаяся к раннему-среднему кембрию мощностью около 400-500 метров. Вверх по разрезу выделяются среднеордовикские толщи мощностью 1400м, несогласно залегающие на нижележащих кембрийских. Комплекс среднего ордовика сложен преимущественно терригенными породами. В силурийском разрезе можно выделить несколько формаций. Известково-глинистая формация имеет мощностью примерно от 400 до 600 метров. Кроме того, две формации терригенного состава: песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, их мощность составляет от 300 до 450 м и ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников с мощностью 500-800 м.

2. Раннедевонская формация, (лохковский ярус – нижняя часть пражского яруса). Толща представлена мелководными морскими отложениями карбонатного состава, частично отложениями лагунного генезиса. Её мощность варьирует от 600 до 1000 метров.

Средний палеозой в западной части Новой Земли характеризуется шельфовыми формациями. В девоне, как и в карбоне, ведущую роль играют карбонатные, подчиненную — терригенно-карбонатные породы. В северо-восточных районах архипелага разрез второй половина девона по начало перми характеризуется новой структурно-фациальной зональностью известково-глинистого состава. В это время происходит накопление доманикоидных, глубоководных отложений терригенного и кремнисто-терригенного состава в восточной части. Верхняя часть разреза среднего девона слагается глинистыми толщами мощностью 300-400 м. Верхний девон, мощностью 250-500 м, сложен кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов. Карбонатный состав разреза мелководного генезиса сохраняется в южной и западной частях архипелага. Мощность разреза верхнего девона (D_3fr) – по средний карбон северо-восточной части архипелага составляет 1400-2500 м (Тимонин и др., 2009).

Средний-верхний карбон восточной части архипелага представлен формациями кремнисто-карбонатно-терригенного состава. На Новой Земле мощность толщ составляет до 1700 м.

Разрез нижней перми и части уфимского яруса представлен на Новой Земле косослоистыми известковистыми песчаниками и известняками мощностью 150–500 м. Выше по разрезу с середины уфимского яруса по распространены песчаники, алевролиты с просло-

ями аргиллитов мощностью 700-800 м. Верхнеуфимско-татарский (180-2100 м) и более высокие ярусы перми вплоть по нижний триас (850-1150 м) сложены терригенными породами: алевролитами, аргиллитами.

На севере арх. Новая Земля отложения верхнего карбона-перми залегают со стратиграфическим несогласием на толщах нижнего девона с постепенным выклиниванием шельфовых мелководных осадков малой мощности от среднего девона по средний карбон (Кораго и др., 2022).

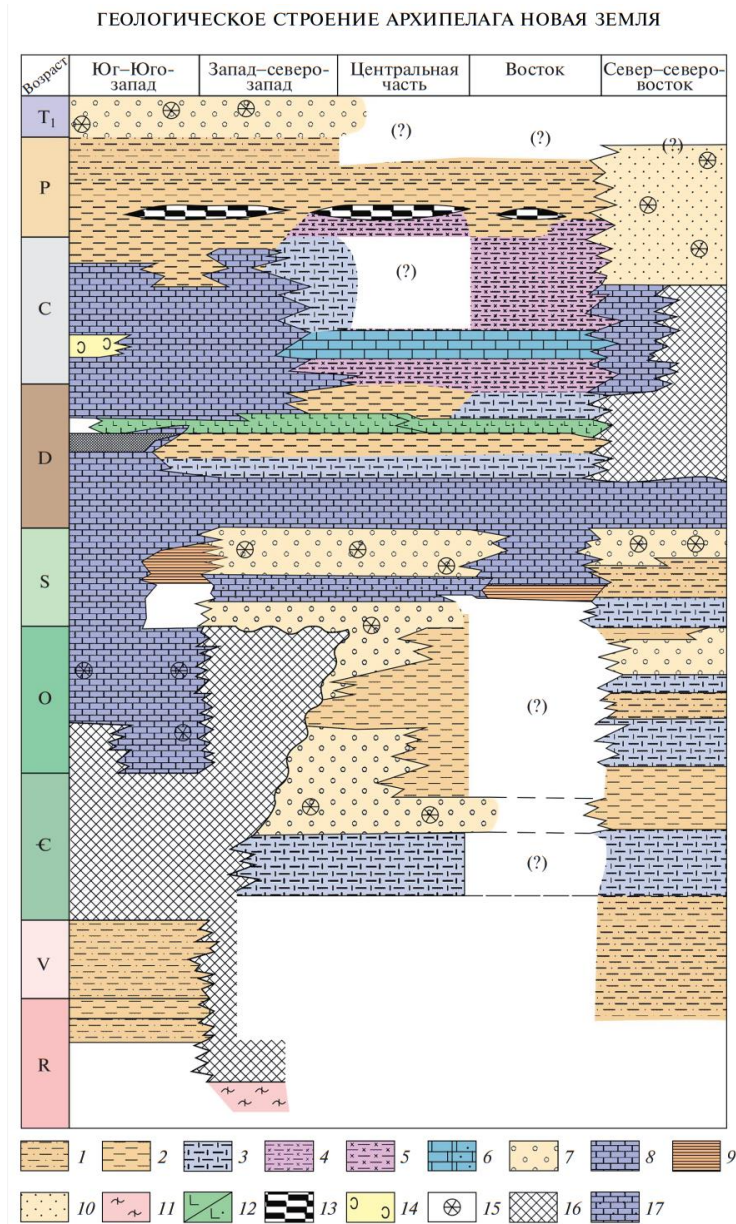


Рисунок 2. (Кораго и др., 2022). Схема соотношения тектоно-стратиграфических комплексов арх. Новая Земля. 1–6 – глубоководные тектоно-стратиграфические комплексы склонов и глубоководных впадин: 1 – флишеидный средних глубин (относительно глубоководный), 2 – глинистый (аспидный) глубоководный (относительно глубоководный), 3 – карбонатно-глинистый глубоководный (относительно глубоководный), 4 – карбонатно-кремнисто-глинистый (глубоководный), 5 – кремнисто-глинистый и глинисто-кремнистый (глубоководные), 6 – карбонатный (глубоководные): а – известняковый,

б – песчано-известняковый; 7 – комплексы передовых впадин и межгорных прогибов (терригенный молассовый и молассоидный мелководный и прибрежно-морской); 8–10 – комплексы шельфовых и внутренних морей: 8 – карбонатные и терригенно-карбонатные мелководные и прибрежно-морские, 9 – песчаноглинистый мелководный и относительно глубоководный, 10 – терригенный и карбонатно-терригенный мелководный и прибрежно-морской; 11 – комплексы фундамента (кристаллические сланцы и мрамор); 12 – реперные комплексы: а – терригенно-вулканогенный, б – вулканогенно-терригенный; 13 – марганцевоносные отложения; 14 – гипсы; 15 – пестроцветные отложения; 16 – отложения отсутствуют; 17 – горизонты карбонатных пород в комплексах орогенного типа

Мезозойская эратема

Осадочные отложения мезозоя составляют средний структурный этаж платформенного чехла, выделяются в восточной части арх. ЗФИ, на прилегающем шельфе, на арх. Новая Земля. Они перекрывают с несогласием породы верхнего палеозоя, а также дислоцированные образования складчатого фундамента.

Триасовая система.

Триасовые отложения региона вскрыты скважинами Нагурская, Хейса и Северная на ЗФИ и западной части арх. Новая Земля.

Основная часть разреза *нижнего отдела* триаса на ЗФИ установлена по скв. Нагурская. Отдел представлен белоземельской толщей (*T_{1b1}*). В составе толщи выделены темно-цветные аргиллиты с подчиненным количеством прослоев светлых глинистых известняков и темно-серых глинистых алевролитов. Толща выделена в интервале глубин 964-1657 м.

В раннем триасе, в индское время, регион Баренцева моря претерпевает обширную трансгрессию, которая распространялась с севера. В большинстве случаев в регионе индские толщи залегают с перерывом на разных горизонтах поздней перми, на западе ЗФИ перекрывая известняки верхнего карбона. На западе арх. Новая Земля наблюдается постепенный переход от пермских отложений к триасовым.

В оленекское время бассейн Баренцева моря углубляется, возрастает снос материала глинистого и алевролитового состава, а песчаного, наоборот, уменьшается. Разрез нижнего триаса западной части Новой земли заканчивается отложениями оленекского времени (Басов, 2009).

Перед эпохой среднего триаса происходит компенсация ранее образованных палеопргибов в регионе исследования. Тектонические движения всего района стабилизируются и снос материала с суши претерпевает замедление (Басов, 2009).

Средний отдел триаса на ЗФИ представлен матусевичской толщей (*T_{2mt}*, анизийский ярус) и ермаковской свитой (*T_{2er}*, ладинский ярус). Разрез матусевичской толщи составлен

по данным скважин Хейса и Северная (ЗФИ). Толща представлена алевролитами, аргиллитами, темноцветными и сероцветными, с прослоями светло-серых песчаников, алевроитовых аргиллитов и глинистых алевролитов.

По данным скв. Северная вскрытая мощность толщи составляет 723 м. По данным скв. Хейса – 784 м.

Породы *ермаковской свиты* (T_{2eg} , ладинский ярус) выделены в разрезе трех параметрических скважин на ЗФИ (Нагурская, Хейса, Северная).

В вещественном составе свиты в основном прослеживаются плотные аргиллиты с прослоями темно-серых алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников.

Мощность ермаковской свиты по скв. Хейса составляет 1047 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Возраст отложений определен по характерным для ладинского яруса находкам двустворок.

В позднем триасе тектонические движения в бассейне осадконакопления и зоне денудации снова возобновились. Кроме того, изменились условия климата, а следовательно, и условия осадконакопления. По всей площади региона Баренцева моря происходит накопление сероцветных алевролитов, глин и песчаных осадков (Басов, 2009).

В районе арх. ЗФИ, а также в прилегающей шельфовой области в толще *верхнего триаса* выделяют: греэм-беллскую свиту (карнийский ярус) терригенного состава, хейсовскую свиту (норийский ярус), васильевскую свиту (рэтский ярус). Наиболее представительные литостратиграфические колонки карнийского яруса составлены по двум скважинам: Северная и Хейса.

По данным скважины Хейса в состав греэм-беллской свиты входят ритмично-переслаивающиеся темноцветные аргиллиты и алевролиты с прослоями серых разнозернистых песчаников в нижней части разреза. Далее вверх по разрезу прослеживается переслаивающиеся сероцветные песчано-алевроитовые пачки с темноцветными глинистыми пачками.

Карнийский ярус по скв. Северная имеет общую мощность равную 1079 м. по скв. Хейса – 937 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Возраст свиты определен по характерным находкам листьев растений (записка к карте U-37,38,39,40).

Верхнюю границу греэм-бельской свиты перекрывают глинистые отложения хейсовской свиты (T_{3hs}). Хейсовская свита выделяется в средней части верхнего триаса. Эти отложения наблюдаются в центральной и восточной районах арх. ЗФИ.

Верхняя часть свиты представлена светлыми песками, песчаниками, темно-серыми алевролитами и аргиллитами.

Видимая мощность хейсовской свиты составляет 260 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Триасовые отложения завершаются васильевской свитой, представленной континентальными озерно-аллювиальными толщами песков, полимиктовых песчаников, конгломератов.

Мощность свиты варьируется в скважинах ЗФИ 100-370 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Юрская система.

Толщи *нижней юры* (J_1) установлены на востоке арх. ЗФИ, представлены тегетгофской (J_{1tg}) свитой (рис. 3).

Разрез тегетгофской свиты также представлен преимущественно светло-желтыми, светло-серыми, реже красновато-бурыми песками, среднезернистыми, слюдистыми. Породы свиты пронизываются тонкими линзовидными прослойками углисто-глинистых образований.

В самом начале юрского периода западная и центральная части архипелага, вместе с зоной современного шельфа подвергается регрессии, где происходит размыв толщ и формируются коры выветривания. Происходит интенсивное развитие тектонической активности, возникают дизъюнктивные нарушения, которые стали подводными каналами, куда внедряются гипабиссальные интрузии основного состава.

Толщи *средней – верхней юры* выделяются в составе ганзинской свиты (J_{2-3hs} ; рис. 3).

По составу *среднеюрские* толщи довольно однородны и состоят преимущественно из глинистых алевроитов, от серых до черных, и глин. Отложения *верхней юры* отличаются более песчаным составом.

Мощность всего комплекса юрской системы в скважинах ЗФИ колеблется от 200–400 м, в крупных же депрессиях Баренцева моря может достигать 500-1100 м (записка к карте U-37,38,39,40).

Меловая система

Стратифицированные меловые берриас-валанжинские прибрежно-морские комплексы выделяются в ламонскую свиту, а поздневаланжинские – апт-альбские континентальные терригенно-угленосные и вулканогенно-осадочные отложения в армитиджскую свиту.

В Восточно-Баренцевоморском бассейне нижнемеловые отложения описаны по данным шламового и кернового отбора (записка к карте U-37,38,39,40).

Толщи ламонской свиты иногда несогласно, или без видимого несогласия, залегают на подстилающих отложениях. Прослеживается фациальная изменчивость разреза свиты

(рис. 3): на приподнятых (в современном рельефе) частях рельефа, что соответствует крыльям синклинали. В составе свиты распространены в основном терригенные отложения (пески, песчаники, алевролиты и аргиллиты) повышенной мощности, на пониженных же участках — маломощные терригенно-карбонатные толщи (глинистые пески, известняки). Осадконакопление происходило в условиях открытого мелководного бассейна.

Принято разделять армитиджскую свиту на нижнюю подсвиту, состоящую из терригенно-угленосных (песчано-глинистых) осадков и туфогенных образований готерива–барремского времени и апт-альбскую верхнюю подсвиту, преимущественно эффузивного состава (рис. 3).

Нижняя подсвита армитиджской свиты представлена вулканогенно-осадочными породами. Разрез свиты фациально изменчив. Наблюдаются как полностью эффузивные фации, так и более разнообразные разрезы с сочетаниями эффузивных, эксплозивных, экструзивных фаций. Кроме того, в составе свиты прослеживаются терригенно-угленосные отложения.

В южном и юго-восточном направлении от арх. ЗФИ, в бортах прогиба Св. Анны предположительно выделяются нерасчлененные отложения нижнего мела.

В донно-каменном материале в изобилии присутствуют обломки меловых отложений, в которых выделены светло-серые плотные полосчатые глины, алевролиты и слюдистые песчаники.

Мощность готерив-барремские и апт-альбские отложений составляет 50-200 м (макс. 500 м; записка к карте U-37,38,39,40; рис. 3).

основных фанерозойских столкновений континентов и начальных стадий рифтогенеза, связанного с посторогенным коллапсом и / или с образованием океанических бассейнов, например, Евразийский и Амеразийский бассейн (рис. 4). Многие из этих осадочных бассейнов позже были модифицированы серией внутриплитных инверсионных структур (Drachev et al., 2011).



Рисунок 4. Палеотектоника и палеогеография среднего эоцена (около 50 млн лет), показывающие начальное раскрытие Евразийского бассейна и северной части Атлантического океана (Blakey, 2021).

Наиболее важными тектоническими событиями, контролирующими современную структуру региона следующие: (Drachev et al., 2010):

1. Неопротерозойский и раннекембрийский орогенез Протоуралид-Тиманид;
2. Каледонский орогенез, за которым следует фаза коллапса орогена и растяжения земной коры в позднем девоне-раннем карбоне;
3. Позднепалеозойская коллизия (уральская) Балтики и Сибири;
4. Вулканическое событие расширение земной коры, связанное с плюмом в перми-триасе;

5. Столкновение окраины Гренландия – Западная часть баренцевоморского региона 55–33 млн лет назад и связанная с этим перестройка земной коры микроплиты в Баренцево-Карском регионе;

6. Раскрытие океанического бассейна Евразии 55–0 млн лет.

1.1.1 Структурно-тектоническое районирование Восточно-Баренцевоморского региона

Исследуемый регион расположен в зоне сочленения крупных тектонических единиц: Баренцевской плиты, Карской плиты и континентального склона Евразийского бассейна Северного-Ледовитого океана (рис. 5).

Рисунок 5 иллюстрирует мелкомасштабную тектоническую схему российского арктического шельфа (Drachev et al., 2011).

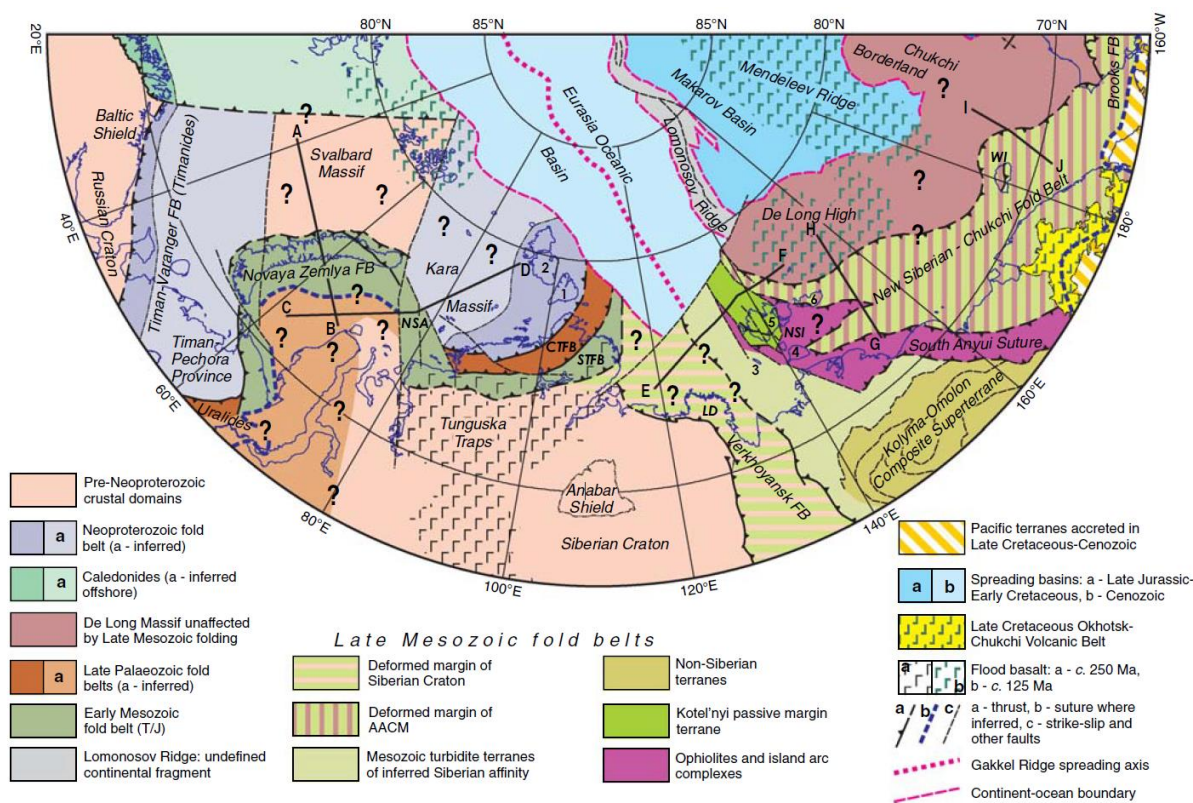


Рисунок 5. Тектоническая карта земной коры арктического шельфа России и прилегающих районов. NSA – Северо-Сибирский свод; CTFB – Центрально-Таймырский складчатый пояс; STFB – Южно-Таймырский складчатый пояс; LD – дельта р. Лена; NSI – Новосибирские острова; WI – о. Врангеля Жирными цифрами обозначены: 1 – Большевик; 2 – Октябрьской революции; 3 – Столбовой; 4 – Большой Ляхов; 5 – Котельный; 6 – Новая Сибирь (Drachev et al., 2011).

1.3.2 Структурные особенности фундамента

В регионе преобладают докембрийские, палеозойские и раннемезозойские области земной коры: неопротерозойский Тимано-Варангерский складчатый пояс (Gee, Pease, 2004), скандинавские каледониды, гипотетический мезопротерозойский складчатый массив Шпицбергена (Баренцевоморский), позднепалеозойский Уральский и часть Таймырского складчатого массива (Уралиды и Таймыриды соответственно), раннемезозойский Новоземельский складчатый пояс (Drachev et al., 2011, рис. 5).

Существует множество моделей, обуславливающих возможное продолжение каледонской сутуры и фронта деформации на шельфе Баренцева моря и за его пределами (рис. б). Ранне-, среднепалеозойский каледонский ороген был сформирован в результате продолжительного ордовикско-позднесилурийского закрытия океана Япетус. В настоящее время фрагменты каледонского орогена были разделены после открытия более молодых океанических бассейнов (Амеразийский и Евразийский). Но предположение о том, что сutura продолжается на северо-восток от Скандинавии, достаточно спорное из-за нехватки данных о строении фундамента под мощным осадочным чехлом бассейна Баренцева моря (Ershova, 2018).

По Ershova, et al. (2014) Breivik et al. (2005) предлагают выделять две основные сутурные зоны в западной части Баренцева моря. Первая зона интерпретируется как реликт каледонской коллизии с падением на запад. Предполагаемый каледонский шов первой зоны разделяет Шпицберген на две тектонические области. Вторая зона простирается к югу от Шпицбергена и ориентирована на юго-восток. Gee et al. (2006) и Barrère et al. (2011) показывают сутурную зону между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа, Barrère et al. (2011), однако, располагают шов ближе к Шпицбергену, чем Gee et al. (2006, 2008). Henriksen et al. (2011) предлагают протягивать каледонскую сутуру ближе к арх. Новая Земля, основываясь на предположении, что бóльшая часть шельфа Баренцева моря была деформирована как часть каледонид. Кроме того, Marcussen et al. (2015), например, предлагают возможное продолжение сутуры через хребет Ломоносова (Ershova, et al., 2014 и ссылки в ней).

Существуют гипотезы как о вовлечении в каледонские деформации почти всего фундамента шельфа Баренцева моря, так и о завершении фронта каледонской деформации к юго-востоку от Шпицбергена (Ershova, et al., 2014 и ссылки в ней).

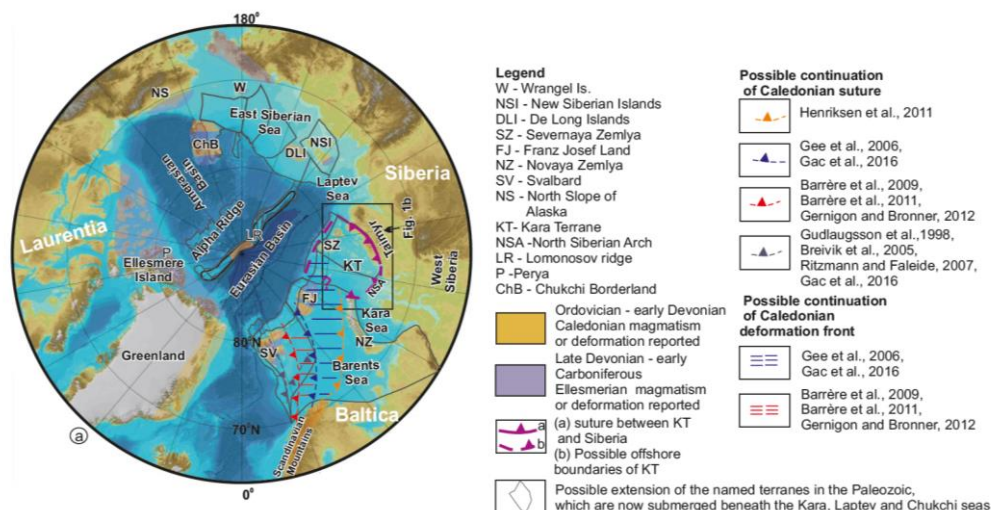


Рисунок 6. Физическая карта Арктики с указанием различных сценариев продолжения каледонской сутуры и фронта деформации (Ershova, 2018).

1.3.3 Структурная характеристика осадочного чехла

Структурная, литологическая, стратиграфическая характеристика, а также нефтегазовая геология шельфов Восточно-Баренцевоморского региона и Тимано-печорской плиты достаточно изучены вследствие наличия относительно густой сетки 2D сейсмических съемок и нескольких морских скважин (Drachev et al., 2011).

В Восточного-Баренцевоморском регионе преобладает Восточно-Баренцевомоский мегабассейн, ограниченный на западе Центральной Баренцевоморской плите, северо-западе Северо-Баренцевской платформами и Новоземельским складчатым поясом на востоке (Drachev et al., 2011).

Было установлено, что мощность осадочного чехла Восточно-Баренцевского мегабассейна достигает 18 км, а гранитно-метаморфический слой верхней коры не обнаруживается, и общая мощность коры не превышает 20–25 км. Западная часть шельфа характеризуется меньшей мощностью чехла и большой расчлененностью рельефа фундамента.

До позднего девона в бассейне накапливалось до 5–6 км терригенных отложений, за которыми следует карбонатный разрез мощностью 1–2 км, накопившийся в карбоне и ранней перми. Этот комплекс перекрывается терригенными клиноформами мощностью около 1 км, указывающими на углубление осадочного бассейна. Этот бассейн был заполнен отложениями мощностью 3–5 км в поздней перми, за которыми последовали триасовые отложения мощностью 4–7 км. Однако возраст допермского осадочного слоя остается предметом споров (Blakey, 2021).

Южный край рассматриваемого бассейна образован крутым склоном Фенноскандинавского щита и серией горстов фундамента Тимано-Печорской плиты с северо-западным

простираем. С севера он ограничен высоким блоком фундамента Земли Франца-Иосифа (рис. 7, Drachev et al., 2011).

Желоб Святой Анны расположен на Северо-Карском шельфе и изолирован от Восточно-Баренцевской провинции поднятием Альбанова-Горбова. Однако полагают, что впадина входит в состав Восточно-Баренцевоморской провинции (Drachev et al., 2010 и ссылки, содержащиеся в ней).

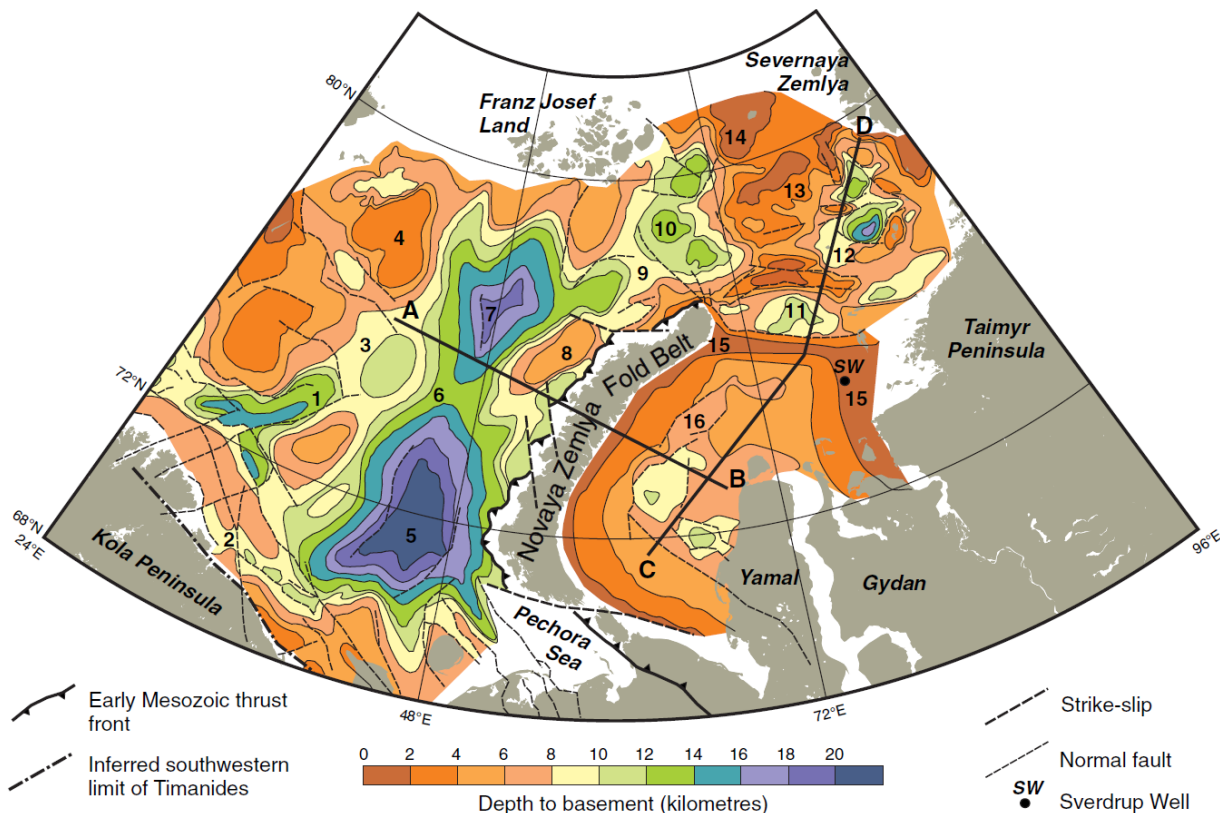


Рисунок 7. Упрощенная карта глубины фундамента Баренцево-Карского шельфа на основе данных сейсмических отражений и гравитационного поля ERS-2. Цифрами обозначены: 1 – бассейн Нордкап; 2 – бассейн Варангер; 3 – Центральная Баренцевоморская платформа; 4 - Северная Баренцевоморская платформа; 5 – Южный Баренцевоморский бассейн; 6 – Лудловская седловина; 7 – Северный Баренцевоморский бассейн; 8 – Адмиралтейское поднятие; 9 – Арка Альбанова-Горбова (??); 10 – прогиб Святой Анны; 11 – прогиб Литке; 12 – Северо-Карский бассейн; 13 – Центрально-Карское поднятие; 14 – поднятие Ушакова; 15 – Северо-Сибирский свод; 16 – Южно-Карский бассейн (Drachev et al., 2011).

1.3.4 Геодинамическая эволюция восточной части Баренцевоморского региона

Восточно-Баренцевоморский мегабассейн состоит из Южно-Баренцевоморского бассейна и Северно-Баренцевоморского бассейна, разделенных Лудловской седловиной (рис. 7, Drachev et al., 2011).

По данным глубинной сейсморазведки, Восточно-Баренцевоморский мегабассейн в целом приближен по структуре к рифтовым / пострифтовым бассейнам со значительным пострифтовым осадочным чехлом, превышающим 20 км (Drachev et al., 2011).

Тектоническая структура Баренцевоморской плиты, судя по сейсмическим профилям, весьма простая и состоит из пологих изометричных поднятий и впадин. Лишь в северной части плиты, особенно на Шпицбергене, мел-кайнозойское поднятие сопровождалось складчатыми деформациями мезозойских отложений, которые связывают со смещениями вдоль трансформного Шпицбергенского разлома (Бискэ, 2018).

Ниже описаны главные события тектонической истории Восточно-Баренцевоморского мегабассейна (Drachev et al., 2010 и ссылки, содержащиеся в ней).

С неопротерозоя до силура, скорее всего, происходило развитие бассейна в шельфовой области, примыкающей к древнему Уральскому океану. На западной окраине (и в современной ориентации) палеоокеана, возможно, тектоническая структура региона подвергалась сжатию с развитием прогиба перед каледонидами. В это время осадконакопления происходило в континентальных дельтовых обстановках на западе до карбонатных платформ и глубоководных условий вдоль восточной окраины (современных координатах). Кластолиты доминировали во всем бассейне в позднем силуре и, возможно, происходили из каледонского орогена.

В период с позднего силура по ранний девон, возможно, происходило развитие крупномасштабной сдвиговой деформационной структуры и образование небольших бассейнов типа pull-apart в южной части провинции. Позже в средне-позднедевонское время последовало региональное поднятие (инверсия) и эрозия. Последнее может коррелироваться со сжатием на арх. Шпицберген на заключительной фазе каледонской орогении.

Главная рифтовая фаза, которая сопровождалась син-рифтовым базальтовым вулканизмом, пришлась на период с франа по ранний карбон ($D_3 - C_1$). Мощность континентальной коры была достаточно мала, и развитие первоначальной океанической литосферы, возможно, происходило в самых глубоководных частях мегабассейна. Геодинамические факторы, контролирующие рифтогенез, неизвестны. Есть предположения, что на расширение земной коры, могло повлиять формирование мантийного плюма (Drachev et al., 2010 и ссылки, содержащиеся в ней).

В позднем карбоне-ранней перми началось термическое проседание литосферы в регионе.

В поздней перми-раннем триасе произошло быстрое опускание фундамента всего мегабассейна. Оно сопровождалось накоплением большого объема кластолитов силикатного состава. Клиноформы пермского периода указывают, что в основном снос материала происходил с Восточно-Европейского кратона, Тимано-Печорского региона и Уральского складчатого пояса до юго-востока Восточно-Баренцевоморского мегабассейна. Регион был затронут позднепалеозойским развитием коллизионного орогена Урала. Всё позднепермское-раннетриасовое время центральная и восточная части мегабассейна оставались некомпенсированными и, возможно, были частью глубоководной впадины, простирающейся и углубляющейся к современному Южно-Карскому бассейну (рис. 8). К концу триаса бассейн, скорее всего, был полностью заполнен обломочными отложениями.

Важнейшей структурой для характеристики тектонического развития западной части арктического шельфа является Новоземельский складчатый пояс. Он был образован на достаточно сложном сочленении кратонов Балтики и Сибири с северным сегментом позднепалеозойских уралид. Новоземельская складчатая система также разделяет две основные углеводородные провинции – Восточно-Баренцевоморскую и Западно-Сибирскую, что делает её уникальной территорией, где палеозойские УВ-системы обеих провинций обнажены и, следовательно, доступны для прямых исследований (Drachev et al., 2010).

Новоземельский складчатый пояс в основном состоит из палеозойских и раннетриасовых последовательностей, образовавшихся в переходных условиях от шельфа к бассейну с мелководными шельфовыми фациями. Эти фации развились вдоль западной стороны складчато-надвиговой системы Новой Земли. Общая мощность известного разреза составляет более 13 км. Разрез был деформирован в позднем триасе-ранней юре. Новоземельские блоки при этом преобразовались в дугообразный складчатый пояс, обращенный к западу (рис. 7, Drachev et al., 2011).

В позднем триасе-ранней юре развивалась основная стадия новоземельской («ранне-кimmerийской») коллизионной складчатости, она сопровождалась инверсией восточного фланга Восточно-Баренцевоморского мегабассейна. Разрез юры размыт в районе Новой Земли, предположительно благодаря тому, что восточный фланг мегабассейна был поднят и эродирован в течение большей части юрского периода.



Рисунок 8. Палеотектоническая карта средней перми (около 260 млн лет назад), где ALArc – Алазейская дуга, АМО, SAO – Южно-Анжуйский океан, ААНС – северный склон Арктической Аляски, ААСМ – арктический Аляско-Чукотский микроконтинент, СН – Чукотка, FJL – арх. Земля Франца-Иосифа, Кара – Карский массив, Колыма-Омолон – Колыма-Омолонская плита, NSI – Новосибирские острова, NZ – арх. Новая Земля, SVD - арх. Шпицберген, SZ – арх. Северная Земля, UMArc – Удско-Мургальская островная дуга, Moscow Platform – Московская синеклиза (Blakey, 2021).

В периоде юра-мел центральная часть Восточно-Баренцевоморского мегабассейна продолжала опускаться, где накапливались терригенные отложения. Проседание было недостаточно компенсировано в поздней юре, а в бассейне накапливались морские отложения, богатые органическим веществом. К этому времени складчатая система Новой Земли, вероятно, претерпела полный размыв и опустилась ниже уровня моря, и связала Восточно-Баренцевоморский мегабассейн с Южно-Карским бассейном. Они превратились в часть огромной Западно-Сибирской депрессии и постепенно были заполнены терригенным материалом в раннем мелу, происходящими с востока и с севера, как показывает ориентация раннемеловых клиноформ.

От апта до альба проявился базитовый магматизм трапсового типа с максимумом в валанжине — апте (Биске, 2018). Событие связано, возможно, с поднятием плюма с одновременным воздыманием поверхности, что вызвало длительный перерыв в осадконакоплении.

В кайнозой глобальные тектонические факторы такие, как взаимодействие плит в Северной Атлантике и Арктике, а также коллизия между Индией и Евразией, вызвали рост серий инверсионных валов и антиклинальных структур и эрозию. Одновременно произошло воздымание Пай-Хой-Новоземельского складчатого пояса, который снова стал главным водоразделом между Баренцевоморским и Карским регионами.

1.4 Обзор нефтегазоносности Восточно-Баренцевоморской провинции

Нефтегазоносная система представляет собой комплекс геологических элементов и процессов, необходимых для образования, миграции и накопления углеводородов. В ее состав входят основные элементы, такие как нефтегазоматеринские толщи, породы-коллекторы и флюидоупоры.

Нефтегазоматеринские толщи представляют собой толщи с высоким содержанием органического вещества, остатков древних растений и организмов, которые при благоприятных термодинамических и геохимических условиях способствуют генерации углеводородов. Примерами нефтегазоматеринских пород могут быть глинистые или черносланцевые толщи.

Породы-коллекторы — это породы с высокой пористостью и/или проницаемостью, в которых накапливаются углеводороды. Песчаники с высокой пористостью или трещиноватые известняки часто выступают в роли пород-коллекторов.

Флюидоупор (покрышка) — это относительно непроницаемая толща пород, которая способствует накоплению углеводородов в коллекторах. Глинистые или соляные толщи обычно являются флюидоупорами.

1.4.1 Нефтегазоносность Восточно-Баренцевского региона

Исследователи российской части арктического шельфа чаще всего сходятся во мнении о значительном нефтегазовом потенциале региона, особенно в регионах Печерского, Баренцева и Карского морей (Холодилов, 2006) как наиболее изученных.

В геологическом разрезе Восточно-Баренцевского бассейна на основании предыдущих геолого-геофизических исследований бассейна Баренцева моря, а также по скважинным данным с близлежащей суши, можно выделить нефтегазоматеринские толщи, коллектора и покрышки.

В работе в основном уделяется внимание позднепалеозойско-юрским отложениям, в составе которых, как предполагается, есть наибольшее количество нефтегазогенерирующих пород. Нефтегазоносность верхнепермско-триасовых отложений Баренцевоморского шельфа доказывается открытием крупных месторождений газа (Мурманское, Северо-Кильдинское) в российской части Баренцева моря, а также газонефтяных месторождений (месторождения Голиаф, Нукула, Верверис, Аренария, Норварг, Вистинг) в норвежской части (рис.9).

Исследователи в большинстве своём признают высокий нефтегазоматеринский потенциал отложений среднего триаса (Норина и др, 2014).

Изучением терригенного комплекса верхней перми - триаса активно занимались как российские ученые, так зарубежные. Однако, в силу недостаточной изученности и разбуренности этих отложений в пределах акватории базой для изучения толщ являются близлежащие острова и архипелаги с обнаженными выходами пород, единичные образцы керна и нерегулярная сеть региональных сейсмических профилей (Норина и др, 2014).

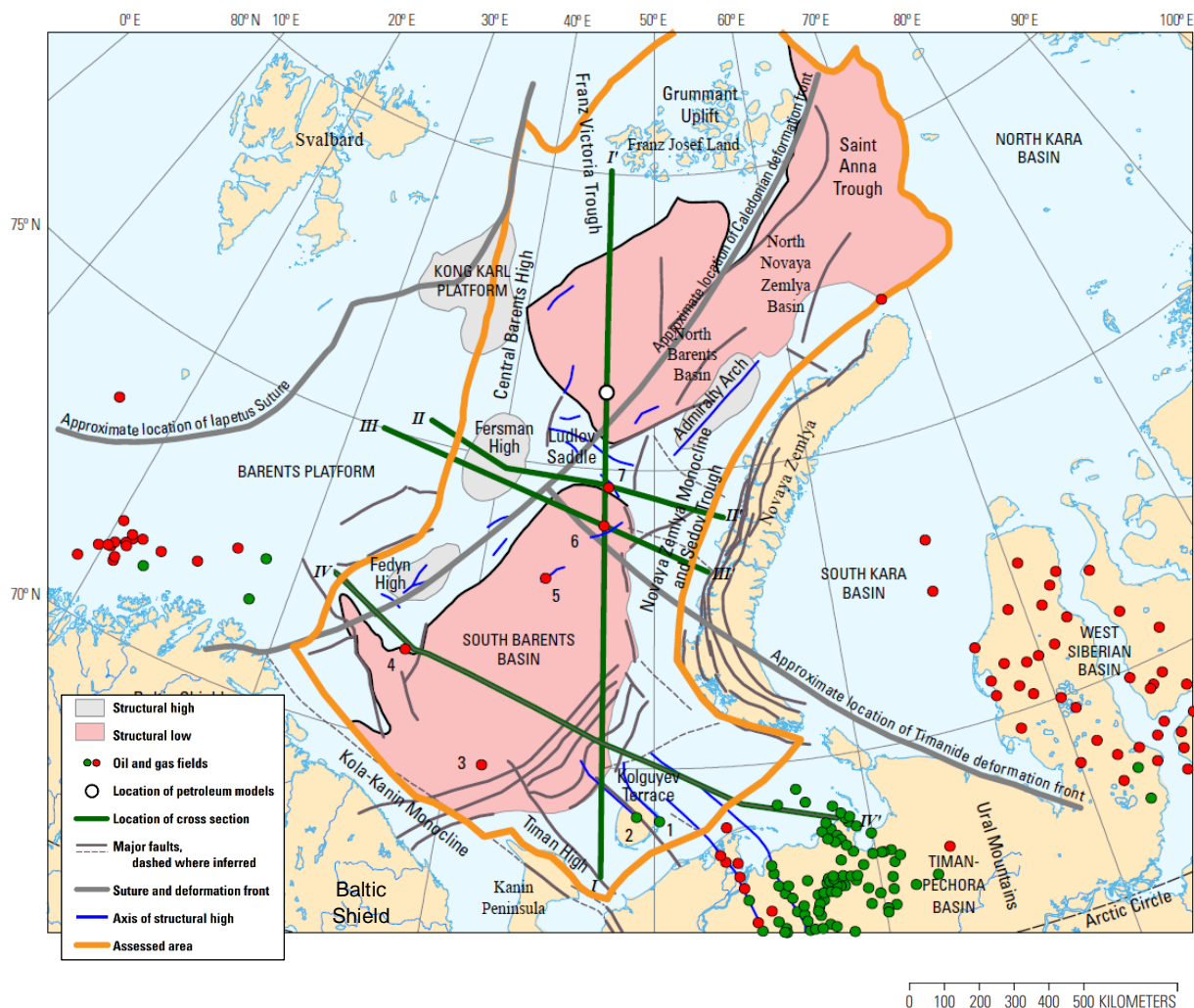


Рисунок 9. Карта расположения основных месторождений углеводородов на Баренцево-Карском шельфе, основных структурных и геологических особенностей региона, где Structural high – структурные поднятия; Structural low – структурные понижения; Oil and gas fields – нефтяные и газовые месторождения; Major faults dashed where inferred – основные и предполагаемые трансформные разломы; Suture and deformation front – сутура и фронт деформации; Axis of structural high - оси структурных поднятий; Assessed area – рассматриваемая площадь. Цифрами на карте обозначены нефтяные и газовые месторождения: 1 – Песчаноозерское; 2 – Таркское; 3 – Мурманское; 4 – Северо-Кильдинское; 5 – Штокмановское; 6 – Ледовое; 7 – Лудловское (Klett T., 2017).

Прогиб Св. Анны приурочен к стыку плит Карской и Баренцевоморской часто его относят к смежным возможно нефтегазоносным областям: Северно-Баренцевской ВНГО в пределах Восточно-Баренцевоморской НГП и самостоятельной Северо-Карской ВНГО (Холодилов, 2006).

Северо-Баренцевская ВНГО расположена в пределах Северо-Баренцевской впадины. Исследователи называют основными перспективными толщами региона – терригенные отложения мезозоя - триаса, юры и, возможно, мела (Холодилов, 2006).

Однако согласно более свежим публикациям (Никитин, 2020) исследуемый регион выделяется в самостоятельную ВНГО Святой Анны в пределах Восточно-Баренцевской НГП.

На развитие перспективных нефтегазоносных комплексов Северо-Баренцевского шельфа и, скорее всего, прогиба Св. Анны, существенную роль играют разрывные нарушения, большая часть которых прослеживается практически на полную мощность осадочного чехла, затухая в верхних горизонтах мелового комплекса (Казанин и др, 2016).

Для стратиграфической привязки отражающих горизонтов на профилях, расположенных в пределах Баренцевоморской плиты, использовались данные скважин, пробуренных на близлежащей суше (арх. ЗФИ, арх. Новая Земля). На арх. Земля Франца-Иосифа пробурено три скважины, являющиеся ближайшими к исследуемому району: Нагурская (о. Земля Александры), Хейса (о. Хейса), Северная (о. Грэм-Бэлл).

Также, на шельфе Баренцева моря пробурены скважины Адмиралтейская (Адмиралтейско-Приновоземельская ВНГО) и Лунинская (Северо-Баренцевская ВНГО), однако промышленных залежей углеводородов в них не установлено. Прямых признаков нефтегазоносности данной части акватории также нет. Неясные перспективы нефтегазоносности Северо-Баренцевского региона является следствием его довольно слабой изученности.

Однако наличие вероятных скоплений нефти и газа в толщах осадочного чехла северной части Баренцева моря обуславливается косвенными признаками: литологическими (наличие нефтемгазоматеринских толщ в разрезе осадочного чехла, коллекторов и покрышек, значительная мощность отдельных комплексов и всего осадочного чехла в целом), термобарическим режимом, структурно-тектоническим строением (наличие зон трещиноватости, тектонических разрывов), обеспечивающим хорошие условия для миграции и аккумуляции флюидов (наличие ловушек углеводородов, Никитин, 2020).

1.4.2 Перспективные нефтегазоносные комплексы в разрезе Северо-Баренцевского региона

Мощность осадочного чехла Восточно-Баренцевского мегапрогиба довольно значительна (до 15 км). По результатам совершенных поисково-разведочных работ на нефть и газ на шельфе Баренцева моря, в осадочном чехле выделяются нефтегазоносные (НГК) и перспективные нефтегазоносные комплексы (ПНГК): ордовикско-доверхнедевонский,

верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-неокомский и меловой (Никитин, 2020).

В пределах района работ возможно наличие структурных тектонически экранированных ловушек, а также составных литолого-стратиграфических ловушек. Тип коллекторов поровый, трещинный и смешанный. Покрышками могут быть горизонты непроницаемых пород в составе комплекса (Никитин, 2020).

Многочисленные проявления углеводородов как газообразные, так и жидкие, были зафиксированы в триасовых толщах арх. Земля Франца-Иосифа, что уже указывает на насыщенность углеводородами разреза осадочного чехла.

Для данного комплекса характерно наличие высоко- и среднеёмких коллекторов. Песчаные, а также песчано-алевритовые толщи могут служить коллекторами углеводородов. Тип коллектора вероятнее всего поровотрещинный. Глинистые покрышки представлены как в виде локальных, так и в виде региональных типов. Благоприятные условия для экранирования залежей создают песчаные породы в триасовом НГК, составляющие 17–20% от общей мощности разреза.

В процессе бурения трех параметрических скважин на арх. Земля Франца-Иосифа были получены газопроявления. При дегазации бурового раствора в скважине Нагурская определены: метан, этан и углекислый газ (Никитин, 2020).

Помимо изучения пород на дневной поверхности было выполнено частичное донное опробование акватории, позволившее провести газомикробиальный и битумологический анализы. Так, по результатам исследований установили, что содержание Сорг повышается по разрезу сверху вниз к более глубоким интервалам. Наиболее высокие концентрации органического углерода установлены к востоку от арх. Земля-Франца Иосифа, равные 1,5% (Никитин, 2020).

По данным исследователей пористость пород-коллекторов на Земле Франца-Иосифа составляет в среднем от 1–2 до 17–18%, для песчаников среднего триаса — 5% при проницаемости до 7,2 мД, для базальтов и туфов (К1?) пористость 2–6% при проницаемости до 0,5 мД. Измерения ёмкостных свойств в керне показали, что песчаники верхнего триаса имеют пористость 5–15%, редко 20%, проницаемость обычно до 0,1 мД, иногда до 10 мД и более, что, вероятно, объясняется трещиноватостью пород (Никитин, 2020).

В толщах триаса предполагается обнаружить в основном структурные тектонически экранированные ловушки. Возможны также стратиграфически и литологически экранированные ловушки. В этой части разреза экранами могут служить как разрывные нарушения, так и интрузивные тела.

К юрско-барремскому НГК в пределах Штокмановско-Лунинской НГО приурочены газоконденсатные месторождения: уникальное Штокмановское и крупное Ледовое, а также крупное газовое Лудловское. Продуктивные пласты-коллекторы прослеживаются в стратиграфическом диапазоне от аалена до келлова. Суммарная мощность продуктивной толщи песчаников составляет около 600 м. Глубина залегания продуктивных отложений — 1400–2500 м (Никитин, 2020).

Отложения юрско-неокомский (барремского) НГК слабо распространены на значительной части Западно-Баренцевской НГП, ВНГО Земли Франца-Иосифа и Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО по причине высокоамплитудного позднемелового-кайнозойского подъема, что послужило эрозии пород комплекса. Увеличение мощности юрских наблюдается по направлению к Восточно-Баренцевскому мегапрогибу и достигает 1000 м. Толщи преимущественно состоят из песчано-алевритовых и глинистых пород. В комплекс присутствуют высоко- и среднеёмкие коллектора, в разрезе присутствуют «надежные» флюидоупоры (Никитин, 2020).

В границах Восточно-Баренцевской НГП наибольшей перспективностью характеризуются породы триасового и юрско-неокомского НГК. В последнем содержится 75% общих начальных суммарных ресурсов (НСР) с преобладанием газовых ресурсов (91%) (Никитин, 2020).

В составе ресурсов ВНГО поднятия Земли Франца-Иосифа прогнозируется преобладание свободного газа над нефтью. О триасовом НГК говорят как о самом перспективном по содержанию УВ объекте. К нему приурочено 33% от общей величины НСР (Никитин, 2020).

1.4.3 Возможные нефтегазоматеринские толщи в разрезе Северо-Баренцевского региона

Основное нефте- и газообразование протекает в процессе катагенеза на стадии мезока-тагенеза (МК). Исследователями установлено, что главная зона нефтеобразования (ГЗН) располагается в интервале трех градаций катагенеза – МК1, МК2, МК3 (рис. 10). главная фаза нефтеобразования (ГФН) или область «нефтяного окна» - промежуток времени, связанный с ГЗН, в течение которого происходит образование и относительно длительное существование нефти (Никитин 2, 2020).

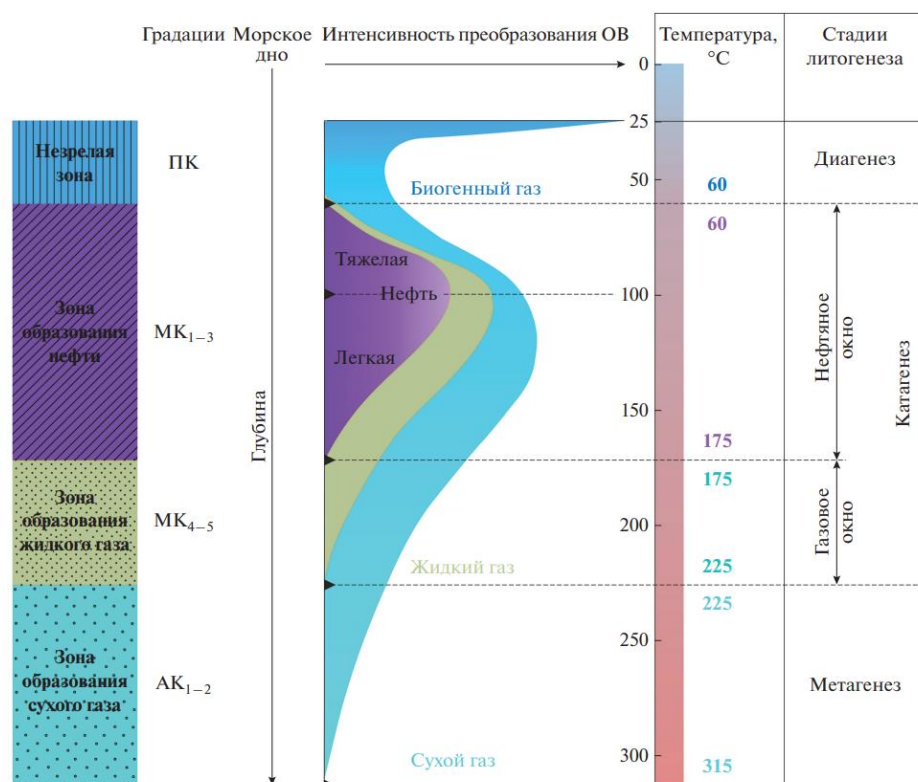


Рисунок 10. Вертикальная геотермическая зональность в зоне катагенеза осадочного чехла в северо-восточной части Баренцева моря (градации катагенеза, интенсивность преобразования ОВ и распределение углеводородных фаз даны по материалам [Вассович, 1983; Хант, 1982]).

ПК – протокатагенез, МК – мезокатагенез, АК – апокатагенез; ВЗГ – верхняя зона газогенерации; ГЗН – главная зона нефтегенерации (нефтяное окно); НЗГ – нижняя зона газогенерации. (Никитин 2, 2020).

В разрезе Баренцевоморского шельфа в целом выделяют следующие нефтегазоматеринские толщи: верхнедевонские известняки (доманиковые отложения), аргиллиты нижнего карбона, ниже-верхнепермские карбонатно-глинистые породы, глинистые породы среднего и верхнего триаса, битуминозные глины верхней юры и меловые глинистые горизонты.

Количество рассеянного органического вещества в толщах обуславливается палеофациальными условиями осадконакопления. Глубоководные впадины и прогибы позднего девона, раннего карбона, ранней перми, поздней юры и раннего мела, насыщаются сапропелевым ОВ. Гумусовое ОВ концентрируется в прибрежно-морских отложениях верхней перми и триаса (Никитин, 2020).

Древнейшими нефтегазоматеринскими толщами северо-восточной части Баренцева моря могут быть верхнедевонские отложения, обнажения которых наблюдаются на севере

арх. Новая Земля, в районе мыса Балашова, при видимой мощности слоя более 120 м (Тимонин и др., 2009).

Верхнедевон-нижнепермский НГК

В верхнедевонско-нижнепермском нефтегазоносном комплексе преобладают карбонатные породы, согласно сейсмическим данным МОВ ОГТ. Предполагается, что в этом комплексе широко распространены рифовые массивы. Верхняя граница комплекса находится на глубине от 3 км в районе Земли Франца-Иосифа и поднятой части Адмиралтейского поднятия, до 11 км в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. Максимальная мощность комплекса достигает значений 2-2,5 км в Восточно-Баренцевском мегапрогибе и уменьшается к его краям, а также в районе Земли Франца-Иосифа и Адмиралтейско-Приновоземельского поднятия до 750-1000 метров. В комплексе могут существовать литолого-стратиграфические ловушки, связанные с рифовыми структурами, а также с выклинивающимися пластами-коллекторами на склонах поднятий. Кроме того, возможно наличие структурных ловушек. Коллекторы порово-трещинного типа. Нижнепермские и верхнепермские глинистые горизонты, вероятно, являются покрывками в этом комплексе (Никитин, 2020).

Верхнепермско-триасовый НГК

Верхнепермский НГК расположен на глубинах от 2 до 8 км. Мощности этого комплекса изменяются в диапазоне от 500 до 3000 м. Данные, полученные в результате сейсморазведки, указывают на то, что максимальные мощности НГК наблюдаются в Восточно-Баренцевском мегапрогибе, как отмечено в работе Никитина, 2020.

На доступных для бурения глубинах отложения верхнепермского НГК встречаются в Восточно-Баренцевском мегапрогибе, Адмиралтейско-Приновоземельской области и в северной части Альбановско-Горбовской области Земли Франца-Иосифа. Породы-коллекторы в данном интервале обладают высокой ёмкостью, главным образом представлены терригенными породами. Несмотря на то, что буровые работы на скважине Адмиралтейская в отложениях этого комплекса не выявили коммерчески значимых запасов углеводородов (Никитин, 2020).

Предполагается наличие структурных ловушек, возможно, тектонически экранированных, а также ловушек литологического типа, связанных с фациальными неоднородностями разреза или с выклиниванием отдельных пластов-коллекторов. Тип коллектора может быть как поровым, так и порово-трещинным. Верхнепермские песчаные породы и алевролиты могут служить коллекторами, а глинистые толщи верхней перми — нижнего триаса могут выполнять роль покрывок.

Также вероятно нефтегазоматеринскими толщами в рассматриваемом регионе могут являться глины и аргиллиты нижнего и среднего триаса. Породы среднего триаса слагают

региональные нефтегазоматеринские толщи как Баренцевоморского, так и Карского шельфов (Тимонин и др., 2009 и ссылки в ней).

Так, по скважинным данным в разрезе осадочного чехла арх. Земля Франца-Иосифа выделены вероятно нефтегазоматеринские отложения среднего триаса (нижняя часть ангийского (T_{2mt}) и средняя часть ладинского (T_{2er}) ярусов) и средней–поздней юры. В толще среднего триаса преобладают темно-серые и черные битуминозные аргиллиты (Никитин, 2020).

Средне-верхнеюрский НГК

Средней-верхней юрской отложения региона, схожие с баженовской свитой Западно-Сибирской плиты, могут представлять самые молодые нефтегазоматеринские толщи (Бискэ, 2019). Верхнеюрские нефтегазоматеринские отложения обнаружены в нескольких морских скважинах Южно-Баренцевской впадины (1-Куренцовская, 2-Сев. Мурманская, Тимонин и др., 2009).

Отложения средней-верхней юры состоят из темных битуминозных аргиллитов и глин морского происхождения. Их состав схож с отложениями верхнеюрской свиты Агардфьеллет (Agardfjellet) восточной части арх. Шпицберген, где в составе, где присутствует сапропелевое органическое вещество, достигшее стадии МК1. Возможно, эти отложения схожи с битуминозными аргиллитами баженовской свиты волжского яруса, которые распространены по всему разрезу Баренцевоморского шельфа. Концентрации органического углерода в глинах средне-верхнеюрских толщ варьирует от 5 до 7% (Никитин, 2020).

Толщи, возможно, достигли главной фазы нефтеобразования, но предполагается, что основная часть продуктивных отложений находится на глубинах более 4–6 км (главная фаза газообразования) поэтому здесь с большей вероятностью будут преобладать скопления газа и газоконденсата (Тимонин и др., 2009).

1.4.4 Оценки нефтегазоматеринских свойств верхнепермско-триасовых отложений

Триасовые материнские породы Восточно-Баренцевского региона представляют собой глинистые породы от серых до черных, местами с прослоями угля, содержащие кероген типа II (склонный к нефти) до типа IV (газоносный). В этой общей нефтегазовой системе, вероятно, преобладает газ из-за обилия склонного к газообразованию керогена, быстрого залегания и относительно поздней стадии термической зрелости больших площадей нижнетриасовых пород. Общая мощность толщ колеблется от сотен до тысяч метров. Содержание общего органического углерода (ТОС) колеблется в пределах до 20% по массе (обычно 2-8% по массе), а водородный индекс (HI) колеблется в пределах 200-500 мг УВ/г ТОС (Lindquist, 1999 и ссылки в ней).

На арх. Земле Франца Иосифа в зоне поднятия фундамента были обнаружены отложения индского и оленекского ярусов, расположенные на глубине от 964 до 1657 метров. Скважина Нагурская предоставляет информацию о мощности этих отложений, которая составляет 690 м. Породы в целом представлены темно-серыми и черными аргиллитами с прослоями и линзами известняков и алевролитов. Содержание органического вещества (Сорг) в отложениях индского яруса составляет 1,16%, а в отложениях оленекского яруса – 0,61% (Норина, 2014 и ссылки в ней). Значения $HI=10-33$ мг УВ/г ТОС, что указывает на преобладание гумусового типа органического вещества. Нефтегазогенерационный потенциал оценивается как низкий ($S1+S2=0,18-0,3$ мгУВ/г породы). Породы обладают низкой степенью преобразованности, близкой к началу главной зоны генерации нефти ($T_{max}=424-434^{\circ}C$).

На арх. Шпицберген и Земля Франца-Иосифа были изучены материнские породы среднего триаса анизийского яруса (T_{2mt}). Эти породы содержат гумусовое органическое вещество второго типа, накопленное в прибрежно-морской среде. Общее содержание органического вещества варьирует от 0,8 до 2%. Материнские породы среднего триаса обладают высоким потенциалом для генерации нефти и газа, достигая значения 2–5 мг УВ/г породы. Их зрелость соответствует «нефтяному окну». Породы верхнего триаса карнийского яруса (T_{3gr}) представлены сланцевыми отложениями с гумусовым органическим веществом третьего типа (III) и содержат Сорг в диапазоне от 0,5 до 14%. Генерационный потенциал этих пород не превышает 0,7 мг УВ г породы. Породы находятся в зоне формирования жирных газов (Stouprakova et al., 2015).

Генерация, миграция и накопление нефти в структурах на склонах бассейнов, вероятно, происходили в течение пермского и триасового периодов, когда скорость опускания была самой высокой (Klett, 2017).

2 ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

За последнее время проведен значительный объем геолого-геофизических исследований Баренцевоморского региона, однако определение точного возраста сеймостратиграфических подразделений – задача для будущих исследований. Это связано с существованием нескольких версий, касающихся строения осадочного чехла Баренцева моря и возраст фундамента. Поэтому на данный момент нет единой точки зрения относительно прослеживания в разрезе отражающих горизонтов и их стратиграфической привязки.

Сеймостратиграфическая характеристика отложений проводилась на основе интерпретации временных сейсмических разрезов МОВ ОГТ 2D с длиной записи 10-12 сек., выполненных НИИГА-ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга.

Район сейсмических работ расположен на сочленении Карского и Баренцева морей (рис. 11)



Рисунок 11. Карта расположения сейсмических профилей (по материалам НИИГА-ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга).

При интерпретации сейсмических данных использовался метод сейсмической стратиграфии.

2.1 Характеристика сейсмических профилей

По характерным особенностям волнового поля на временных разрезах района работ выделяются сеймостратиграфические горизонты, связанные с поверхностью акустического фундамента и границами в осадочном чехле, которые прослежены практически на всех профилях и расположены в тех стратиграфических диапазонах, к которым могут быть приурочены элементы нефтегазоносных систем: А (акустический фундамент палеозойского возраста), М2 (граница пермь-триас), М3 (граница вблизи кровли среднего триаса), М4 (юрско-нижнемеловое несогласие), М5 (условная граница мел-палеоген).

Характер записи внутренних отражений большинства сеймостратиграфических комплексов — чаще однородный, отражения параллельные.

Осадочный чехол предоставляет наиболее четкую и убедительную картину различий в отражениях.

2.2 Характеристика опорных горизонтов и сейсмокомплексов и стратиграфическая привязка

Динамические характеристики волнового поля сейсмических разрезов в районе исследования позволяют выделить границы, определяющие акустический фундамент и горизонты внутри осадочного чехла.

В разрезах осадочных чехла прогиба Святой Анны структурные и сейсмофациальные особенности позволяют выделить четыре сеймостратиграфических подразделения, ограниченных поверхностями несогласия — опорными горизонтами отражения. Стратиграфическая привязка зоны отражения основана на истории развития района, анализе разрезов скважин, пробуренных на островах арх. Земля Франца Иосифа и арх. Новая Земля.

На геолого-геофизических разрезах представлены основные отражающие горизонты: условно выделенный горизонт А — акустический фундамент, горизонты II, I, B, M, M'.

Между отражающими горизонтами выделяются сейсмокомплексы: между горизонтами А и II, I и B, B и M, M и M', между горизонтом M' и дном моря.

Отражающий горизонт А в подошве сейсмокомплекса А-II был выделен условно, опираясь на практически полное отсутствие отражений волн и на разрезы параметрических скважин. Слабые отражения присутствуют на некоторых профилях (AN1611, AN1607). Данный горизонт автор принимает за кровлю акустического фундамента. Глубина его залегания варьируется от 3-4 км у края прогиба до 8 км и более на разрезах, расположенных ближе к центру прогиба Св. Анны (AN1625).

Отражающий горизонт II характеризуется в основном как низкочастотное отражение и прослеживается на глубинах от 1 до 4 км м. Он отделяет сеймостратиграфический комплекс с низкочастотными отражениями от вышележащего параллельнослоистого. Внутренние отражения комплекса, отделяемого горизонтами II и I, в основном протяженные и низкоамплитудные, что может указывать на однородность его состава. Комплекс интерпретируется как карбон-пермский, наблюдается который его выклинивание ближе к бортам прогиба Св. Анна выклинивается, периодически комплекс снова появляется. Залегаet согласно с нижележащим комплексом. Несогласие с вышележащим слоем выражено в виде кровельного прилегания, наблюдаемого на профиле AN 1625 (рис. 12)

Отражающий горизонт I характеризуется в основном как высокочастотное отражение выделяет сеймостратиграфический комплекс I-V, который интерпретируется как пермско-триасовый. Горизонт I прослеживается на глубинах от 800 до 3000 м. Уверенно прослеживается на всех профилях и имеет высокочастотное отражение.

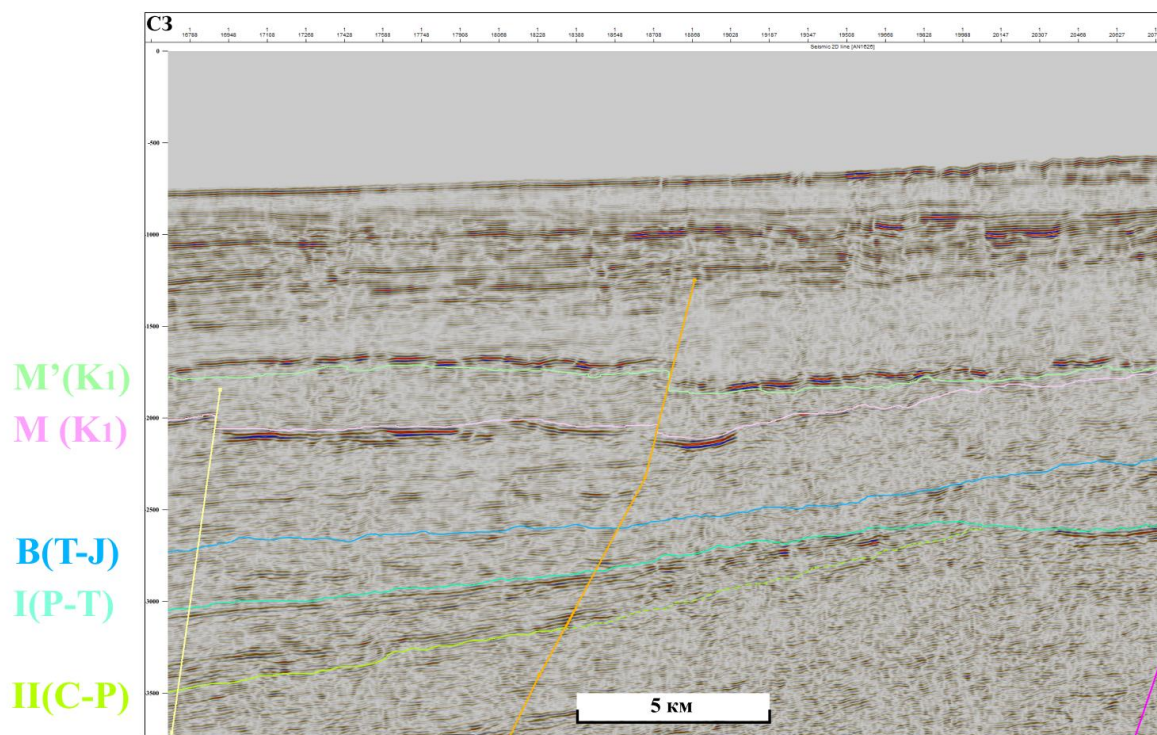


Рисунок 12. Несогласное залегание слоев II-I и I-V на временном сейсмическом разрезе AN1625 с прослеженными горизонтами.

Отражающий горизонт B в целом прослеживается на всех разрезах сеймопрофилей, с наиболее ярким отражением на профиле AN1611, где он подходит ближе всего к поверхности дна океана (750 м). Часто, однако, проведен условно. Горизонт определяет подошву сеймостратиграфического комплекса B-M. Комплекс прослеживается на глубинах 3200-750 м. Интерпретируется как триасово-юрский комплекс пород. Внутренние отражения комплекса в основном не протяженные и низкоамплитудные. Залегаet согласно с ниже- и

вышележащим комплексами. Мощность комплекса постепенно уменьшается на СВ площади исследования, в районе профиля AN1611 (рис. 13).

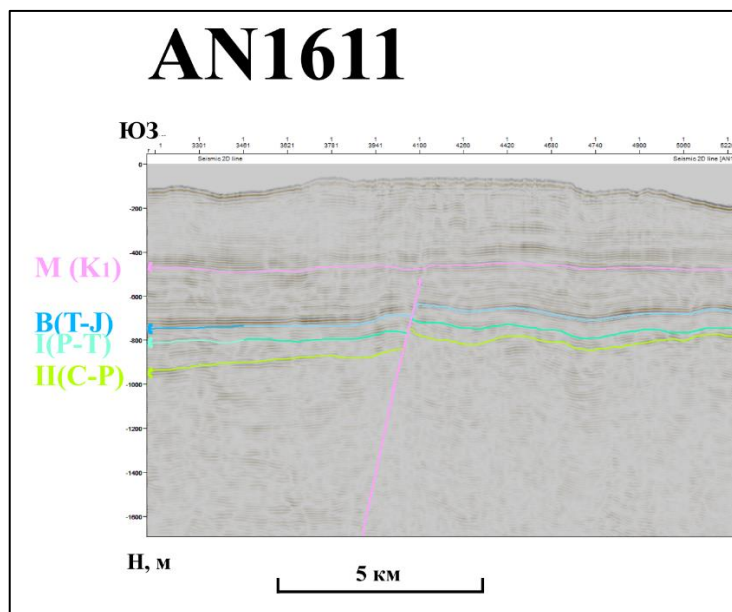
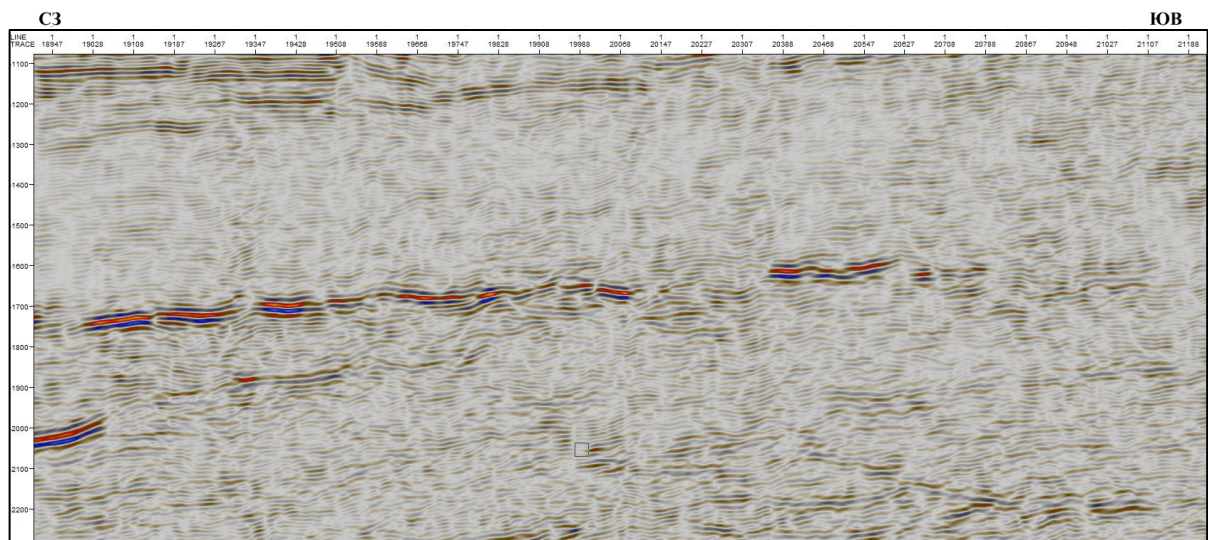


Рисунок 13. Прослеженные горизонты на сейсмическом профиле AN1611

Отражающий горизонт М уверенно прослеживается на всех профилях и имеет высокочастотное отражение, прослеживается на глубинах 2250-250 м и выклинивается на северо-западе района (профиль AN1625, рис. 14), появляясь вновь в направлении к ЮВ. Характерной особенностью горизонта М и вышележащего М' являются интенсивные разрывные нарушения, постседиментационные сбросами и сбросо-сдвиги (AN1625, прил. 1). Горизонт отделяет сеймостратиграфический нижележащий комплекс В-М с низкочастотными отражениями от вышележащего М-М', насыщенного средне- и высоко интенсивными отражениями. Комплекс М-М' залегает согласно с нижележащим комплексом. Интерпретируется как нижнемеловой барремский комплекс. Несогласие с вышележащим слоем выражено в виде кровельного прилегания, наблюдаемого на профиле AN1625 (рис. 14).

а)



б)

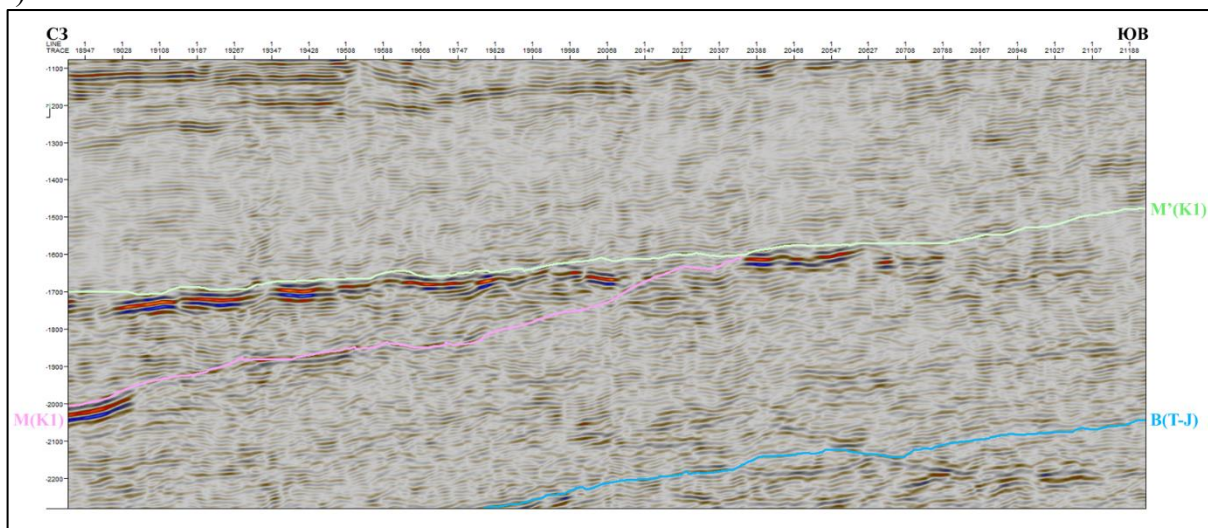


Рисунок 14. а) Несогласное залегание слоев на временном сейсмическом разрезе AN1625; б) Несогласное залегание слоев на временном сейсмическом разрезе AN1625 с прослеженными горизонтами.

Отражающий горизонт M'' выделяется на глубинах от 2000 м до выхода на поверхность на профиле AN1621. Уверено прослеживается на всех профилях. Горизонт отделяет сеймостратиграфический комплекс $M-M'$ с комплексом в границах от M' до дна моря, насыщенного высоко интенсивными отражениями.

Анализируя временные сейсмические разрезы также были выделены дизъюнктивные нарушения (рис. 12, 13) на основе различных визуальных отличий сейсмического рисунка таких, как прерывание фазы одного отражающего горизонта, а также смещение фазы; участки с аномально низкими амплитудами волн; различия в динамике записи отражений; замена одних горизонтов другими.

На сейсмических разрезах граница комплекса может быть выражена в качестве эрозионного срезания, подошвенного или кровельного прилегания, подошвенного налегания или двойного подошвенного прилегания (Vail et al., 1977).

Границы осадочного комплекса являются квазисинхронными. Возраст осадочного комплекса оценивается как интервал между возрастом нижней и верхней границы комплекса в той части бассейна, где границы носят согласный характер и последовательность слоев, слагающих комплекс, представлена в полном объеме. Возраст толщ был выбран на основе корреляции слоев со слоями, выделенными в различных скважинах и разрезах обрамляющей регион суши. На рисунке 15 представлена интерпретация возраста толщ в регионе.

Условно можно выделить несколько типов внутренних отражений: параллельные, субпараллельные, косослоистые, или латерального наращивания, расходящиеся и хаотические. Отдельно так же выделяют зоны отсутствия отражений (Vail et al., 1977)

В результате комплексного анализа доступного геологического и сейсмического материала были проинтерпретированы профили: AN1607 (прил. 1), AN1621 (прил. 2), AN 1625 (прил. 3), AN1617, AN1611 (прил. 4).

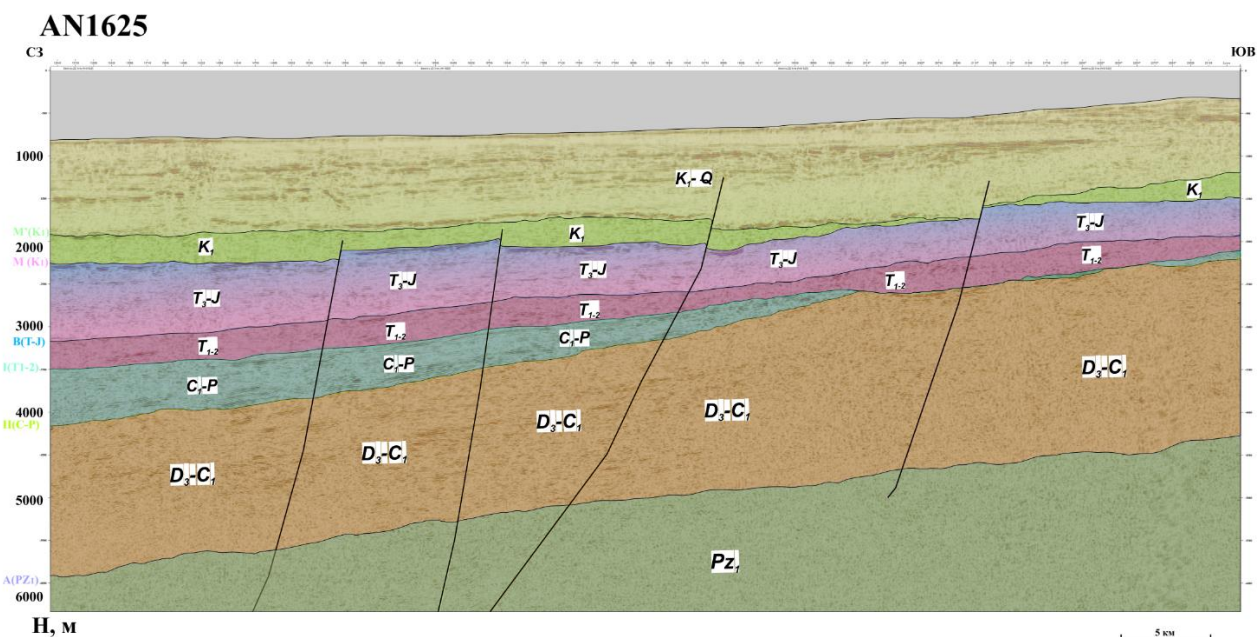


Рисунок 15. Геолого-геофизический глубинный разрез по профилю AN 1625

Параллельные и субпараллельные отражения являются результатом равномерного темпа осадконакопления на равномерно погружающемся шельфе или в обстановке стабильного положения дна бассейна.

Горизонты выделялись чаще по высокоамплитудным отражениям, и также — условно.

AN1625

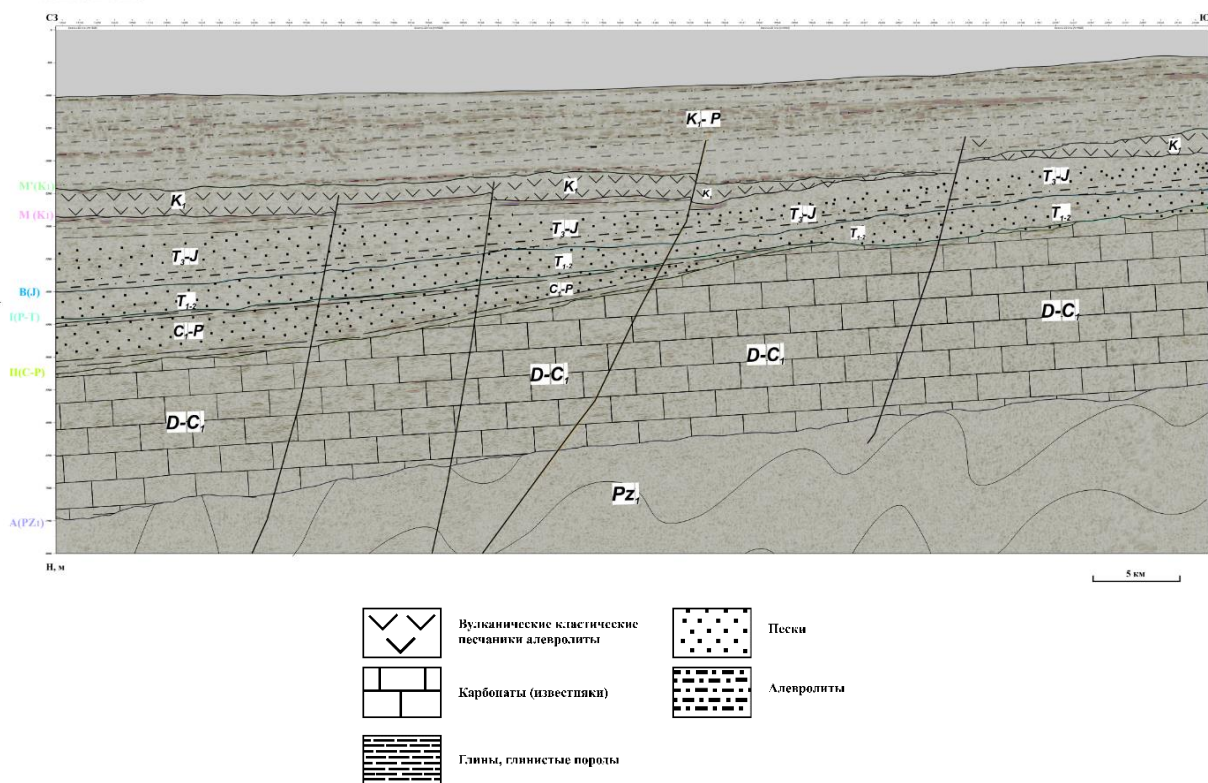


Рисунок 16. Литолого-стратиграфический глубинный разрез по профилю AN1625

В разрезе осадочного чехла было выделено несколько поверхностей несогласия, соответствующих опорным отражающим горизонтам: нижнепалеозойский -пермский, верхне-пермско-триасовый.

В качестве перспективных нефтегазоматеринских толщ в разрезе региона можно выделить известняки верхнего девона (доманиковского типа), аргиллиты нижнего карбона (визейский ярус), карбонатно-глинистые отложения нижней и верхней перми, глины и аргиллиты среднего и верхнего триаса, битуминозные верхнеюрские глины.

В осадочном чехле с опорой на геолого-геофизические исследования акватории Баренцева моря можно выделить (верхнепалеозойский) – верхнедевонско-пермский, триасовый, юрско-неокомский перспективные нефтегазоносные комплексы (ПНГК).

Литологический состав разреза терригенно карбонатный (рис. 16).

В пределах района работ ожидается обнаружение как структурных, возможно, тектонически экранированных ловушек, так и литолого-стратиграфических ловушек.

В пределах Восточно-Баренцевской НГП наиболее перспективными является триасовый и юрско-неокомский НГК. К последнему приурочено 75% от общей величины начальных суммарных ресурсов (НСР). В составе ресурсов преобладают газовые (91%).

2.3 Построение карт изохрон

На базе программного обеспечения Petrel в рамках академической лицензии на основе прослеженных сеймостратиграфических горизонтов на временных сейсмических разрезах были построены карты изохрон горизонтов (прил. 5-9). В результате получены карты с довольно единообразным рисунком прослеженных горизонтов на плоскости. Для горизонта II рисунок несколько отличается (рис. 17), что может указывать на различные отношения время пробега волны до горизонта в сравнении с другими горизонтами, можно предположить о наличие несогласного залегания толщ. Горизонт интерпретируется как карбон-пермский, который, как было принято считать, залегает несогласно с вышележащим комплексом триасовых толщ.

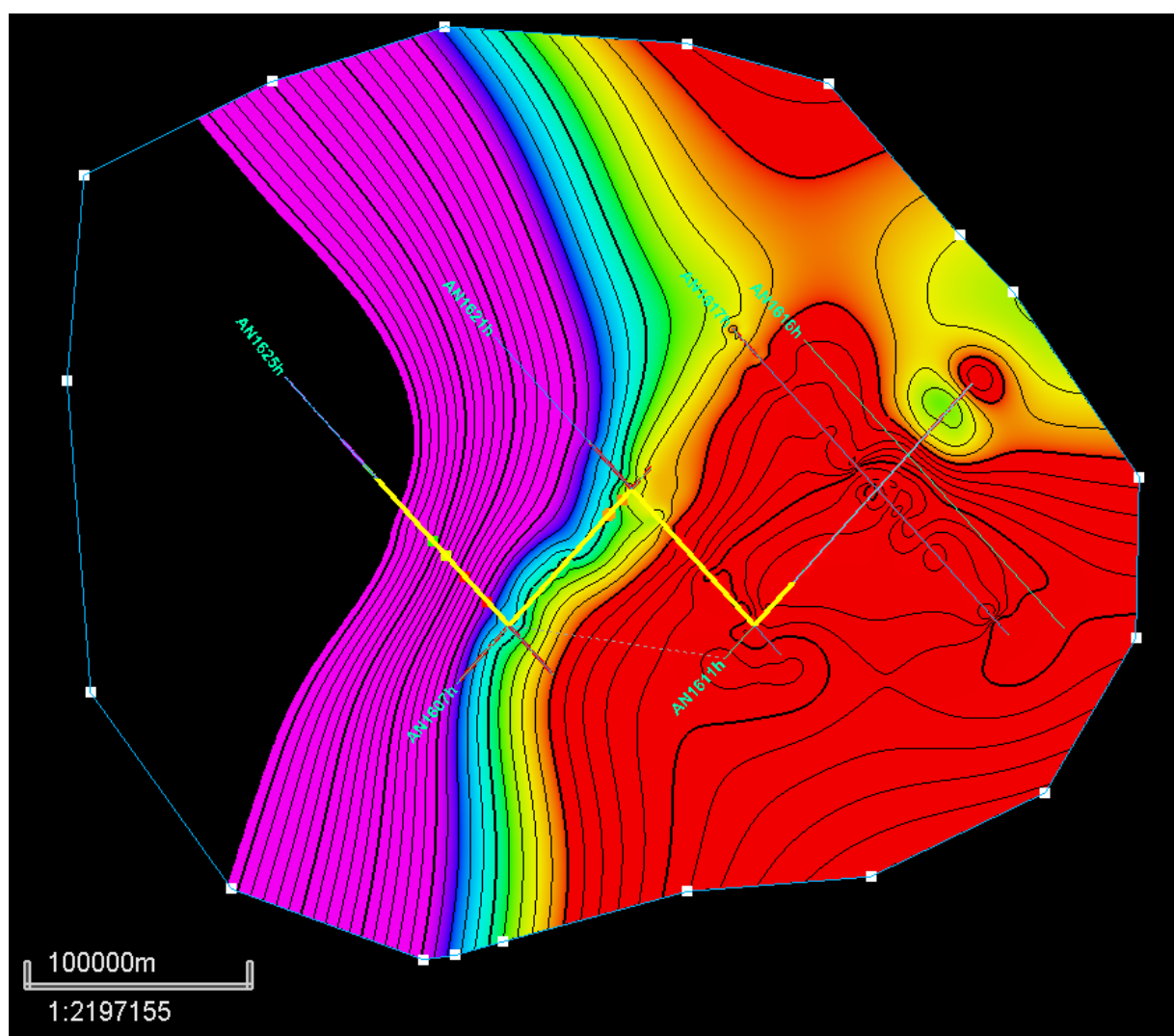


Рисунок 17. Карта изохрон сеймостратиграфического горизонта II

3 ПРОВЕДЕНИЕ 1-D МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ

Программы моделирования нефтегазоносных систем ориентированы на решение ключевых задач, связанных с восстановлением истории геологического развития определенного региона и описанием всех процессов, сопутствующих формированию и изменению осадочных пород и органического материала. Одновременно проводится оценка потенциала образования экономически значимых месторождений нефти и газа путем анализа возможности накопления жидких и газообразных углеводородов.

По результатам интерпретации геолого-геофизических данных, была получена геологическая модель строения Восточно-Баренцевоморского в районе прогиба Св. Анны. На основе геологической модели было выполнено 1D-моделирование бассейна нефтегазоносных систем. Моделирование было выполнено для оценки термической зрелости возможных материнских пород позднего палеозоя-мезозоя, определения изменения температур, отражательной способности витринита в позднем палеозое-кайнозое, а также времени вхождения нефтегазоматеринских толщ в главную зону нефтеобразования.

Моделирование проводилось с использованием программного обеспечения "Petrel" компании Schlumberger в рамках академической лицензии.

3.1 Условия моделирования и исходные данные

Модель была построена по псевдоскважине на профиле AN1625 (прил. 1) в районе прогиба Св. Анны северо-восточной части Баренцева моря. Стратиграфическая информация, геохимические характеристики возможных нефтематеринских толщ были взяты из литературных источников, описывающих исследования сопредельной с регионом суши и другими регионами в северной, северо-западной части Баренцевоморского шельфа (Lutz et al., 2021).

Разрез шельфа Баренцева моря богат по содержанию потенциальных палеозойских и мезозойских материнских пород. Ввиду отсутствия скважинных данных по северной части Баренцева моря в работе были использованы скважинные данные на арх. ЗФИ и Новая Земля, а также данные исследователей норвежской части Баренцева моря. Рассматриваемые материнские породы включают угли нижнего карбона, верхнепермские богатые органическим веществом сланцы, сланцы нижнего и среднего триаса и сланцы верхней юры (Lutz et al., 2021). Флюидопором назначены глинистые породы верхней юры, которые находятся вблизи прослеженного на сейсмических профилях горизонта В.

Дополнительно, в модели были заданы определенные граничные условия, включающие палеоглубину бассейна, закономерности изменения теплового потока и временные изменения температуры на поверхности осадконакопления.

Для определения палеоглубины бассейна использовались кривые колебаний уровня моря, основанные на литологическом составе горных пород, а также данных, основанных на геодинамической истории бассейна осадконакопления. Современный палеопоток был задан на уровне 50 мВт/м^2 (Никитин, 2020; Хуторской и др., 2013; Allen, Allen, 2013).

Для реконструкции истории погружения бассейна использовался анализ тектонического погружения его фундамента, вызванного рифтовым событием в позднем девоне ($D_3\text{fr}$), а также дополнительным этапом развития Высокоарктической крупной магматической провинции в позднем мезозое (HALIP).

Одним из важных аспектов в контексте истории осадконакопления является реконструкция процессов поднятия и эрозии осадочного слоя. В кайнозое Баренцево море неоднократно подвергалось масштабной эрозии. Массивные конусы выноса впадин и прогибов, простирающиеся вдоль западной и северной окраин Баренцева моря, являются свидетельством об обширных эрозионных процессах. Однако, система перемещения материалов от источника до стока плохо изучена. Локальные оценки уровня эрозии в одном и том же регионе различаются и достигают до 1 км. Для региона был взят сценарий низкой эрозии в кайнозое (500 м, Lutz et al., 2021).

Для определения коллекторских толщ был использован литологический состав пород, обнаруженных в скважинах в акватории Баренцева моря. В осадочных толщах верхнего карбона-перми и мезозоя, породы с коллекторскими свойствами были заданы песчаники. В терригенно-карбонатных толщах позднего карбона - ранней перми, условно были выбраны песчаники в качестве коллекторов. В карбонатных толщах девона-карбона в качестве коллекторов использовались карбонатные породы.

Коллекторные свойства выделенных слоев были определены в программном пакете моделирования, исходя из их заданного литологического состава с учетом компактации пород в процессе погружения, а также с использованием закона, связывающего пористость и проницаемость.

3.2 Выделение материнских толщ

По данным Норина и др., 2014, Сулова и др., 2021, а также Lutz et al., 2021 были проанализированы пиролитические характеристики для нефтегазоматеринских толщ в разрезе шельфа Баренцева моря. Для 1D-модели были взяты средние значения по каждой характеристике.

Современное содержание Сорг в визейские глинисто-карбонатных нефтегазоматеринских толщах нижнего карбона меняется в широких пределах от 0,1 до 22,5 %, в среднем составляя около 2 %. ОВ преимущественно III типа (гумусового) с тенденцией к смешаному сапропелево-гумусовому.

Угленосная формация Billefjorden Group нижнего карбона (материнская толща Billefjorden).

Самыми древними потенциальными нефтематеринскими породами в исследуемом регионе могут являться угленосные терригенные отложения нижнего карбона (фамен-серпуховской) биллефьорденской серии. Эти глинистые породы обладают высоким потенциалом генерации углеводородов, характерным для нефтематеринских пород. Для моделирования были приняты содержание общего органического углерода: равное 7,5 мас. % по массе и водородный индекс НI в размере 250 мг УВ/г Сорг в угленосных материнской толщах Billefjorden Group (Норина и др, 2014, Сусллова и др., 2021, Lutz et al., 2021).

Формация Tempelfjorden Group верхней перми (материнская толща Ørret).

Формация Tempelfjorden Group представлена терригенными породами, глинами, аргиллитами, богатыми органическим веществом. Содержание Сорг обычно составляет <1 мас. %, но может достигать 3 мас. % в нижней части пласта, НI=300 мг УВ/г Сорг. Мощность возможных нефтегазогенерирующих пород была принята 20 м (Норина и др, 2014, Сусллова и др., 2021, Lutz et al., 2021).

Нефтегазоматеринская формация среднего триаса.

В толще среднего триаса возможными нефтегазоматеринскими породами могут быть глинистые породы богатые органическим веществом. Ожидается, что потенциал толщи будет самым высоким. Мощность среднетриасовых глинистых пород до 100 м, с предполагаемым начальным содержанием Сорг 5 мас. % и НI 500 мг УВ/г Сорг (Норина и др, 2014, Сусллова и др., 2021, Lutz et al., 2021).

Нефтегазоматеринская формация верхней юры (материнская толща Hekkinge).

Юрские отложения накапливались на обширных участках Баренцева моря. Нефтематеринские толщи Hekkinge включают в свой состав богатые органикой темные битуминозные аргиллиты и глины морского генезиса. Мощность отложений предполагаемой верхнеюрской нефтегазоматеринской толщи составляет 200 м, начальным содержанием Сорг 5 мас.% и НI 550 мг УВ/г Сорг (Норина и др, 2014, Сусллова и др., 2021, Lutz et al., 2021).

3.3 Результаты одномерного моделирования

1D-Модель состоит из 13 осадочных толщ мощностью 5300 м, охватывающих период времени от 419 млн лет до настоящего времени. Основным литологическим составом толщ

в модели являются терригенные породы (алевролиты, песчаники, глины), в девоне-раннем карбоне преобладают карбонатные породы (известняк).

По модели истории погружения предполагается высокая скорость осадконакопления с позднего девона вплоть по ранний карбон. В карбоне-перми осадконакопление замедляется. Далее после резкого скачка в раннем триасе скорость осадконакопления в среднем триасе по начало раннего мела стабилизируется. Скорость осадконакопления увеличивается с раннего мелового периода до времени начала кайнозойской эрозии в регионе. Фаза основной эрозии предполагается во временном интервале от 30 до 10 млн лет. В ходе размыва нижнемеловые отложения были частично размывы, тогда как верхнемеловые, палеоценовые отложения могли быть полностью эродированы (рис. 18 а). Температура в бассейне повышается по мере продолжающегося осадконакопления с течением времени.

Моделирование истории захоронения и изменения отражательной способности витринита (рис. 18 б) показывает, что породы среднего карбона, верхней перми и среднего триаса, наиболее вероятный интервал нефтематеринских пород в исследуемом регионе. Толщи этих пород достигли достаточной термической зрелости для образования нефти в результате захоронения мощным разрезом.

Рассмотренные материнские породы нижнего карбона достигли температур более 100°C с позднего мела, материнские породы верхней перми — более 90°C с верхнего мела, материнские породы среднего триаса — более 90°C с палеогена. В материнской породе верхней юры наблюдались максимальные температуры около 50-70 °C с верхнего мела по настоящее время.

Зрелость материнских пород рассчитывается с помощью модели созревания EASY%Ro, которая основана на химическом составе угольного витринита (Sweeney and Burnham, 1990).

Одномерная модель показывает, что самая нижняя нефтегазоматеринская толща нижнего карбона (Billefjorden Group) к настоящему времени находится в нефтяном окне по зрелости. Образование нефти здесь возможно с раннего мела (~130 Ма, рис. 18б) на глубине 2000 м.

Образование нефти в нефтематеринской толще верхней перми (Ørret) возможно с конца мелового периода (~80 Ма, рис. 18б) на глубине 1900 м.

Образование нефти в нефтематеринской толще среднего триаса возможно с эоцена (~40 Ма, рис. 18б) на глубине 2200 м.

Нефтематеринская толща верхней юры (*Hekkinge*), скорее всего, еще не подошла к нефтяному окну, следовательно нефтегазообразование в этой толще в регионе исследования пока невозможно.

Ни одна из толщ не достигла уровня главной фазы газообразования.

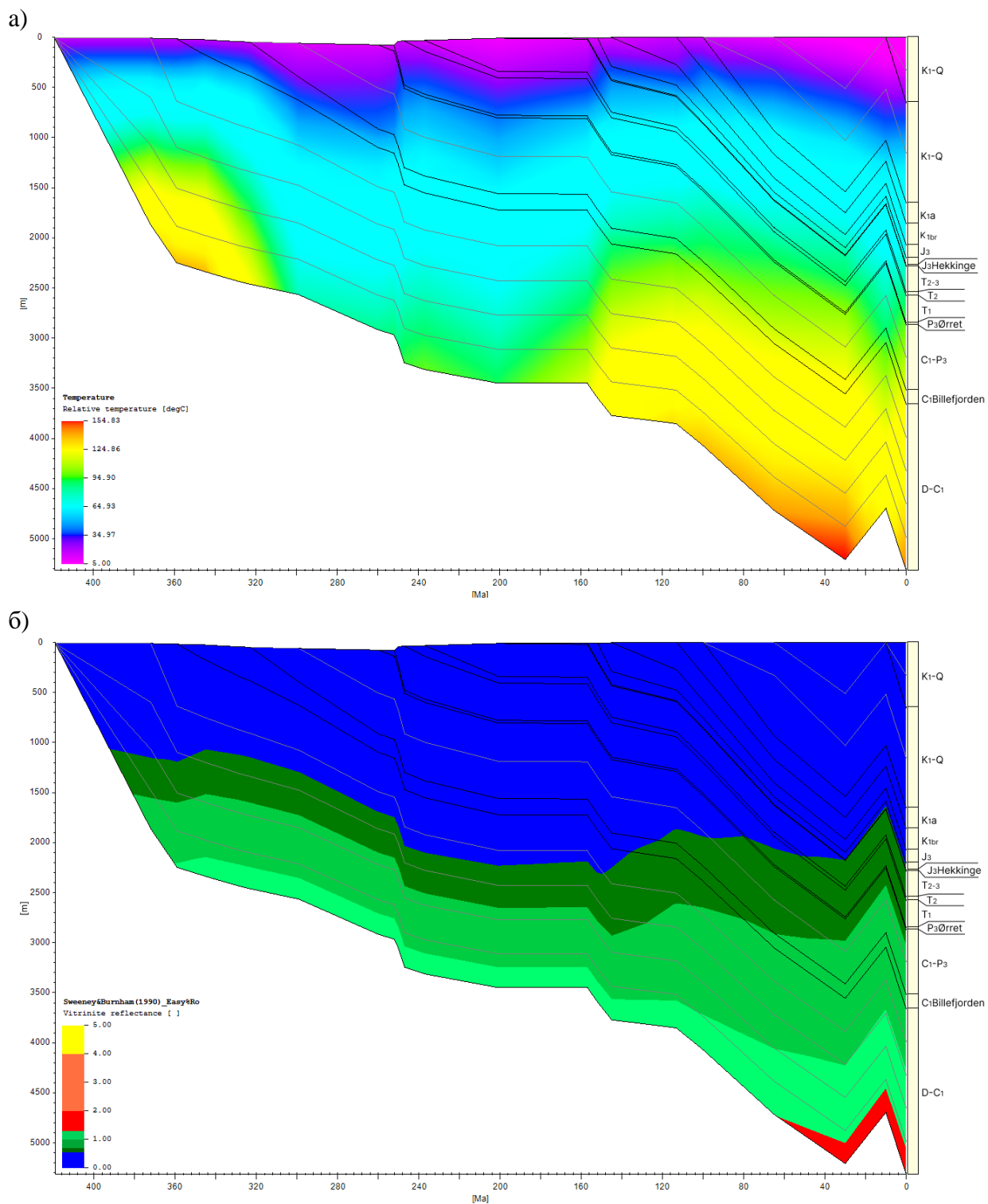


Рисунок 18. История погружения осадочных комплексов и изменение температуры T(a), изменение отражательной способности витринита R₀(б) для псевдоскважины на глубинном разрезе AN1625.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ 3D., полученных от НИИГА-ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга в районе прогиба Св. Анны на Северо-Восточной границе Баренцева моря было выполнено:

1. Сбор и анализ геолого-геофизической информации по исследуемому региону. Сравнение и корреляция данных с ближайшими регионами позволили предположить о возможных скоплениях углеводородов в толщах региона исследования;
2. По временным сейсмическим разрезам и данных из скважин было прослежено 6 сеймостратиграфических горизонта (А, II, I, В, М, М'), к которым в дальнейшем появилась возможность привязать возможные нефтегазоматеринские толщи от верхнего палеозоя до верхней юры;
3. На основе интерпретации сейсмических данных по прослеженным горизонтам были построены карты изохрон;
4. Одномерное моделирование нефтегазоносных систем и выявлены потенциально нефтегазогенерирующие толщи и определить потенциальные нефтегазоносные комплексы. Материнские породы нижнего карбона, верхней перми и среднего триаса характеризуются высоким нефтяным потенциалом и находятся в «нефтяном окне», тогда как позднеюрская формация остается незрелой. И в то же время ни одна из толщ не достигла уровня главной фазы газообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

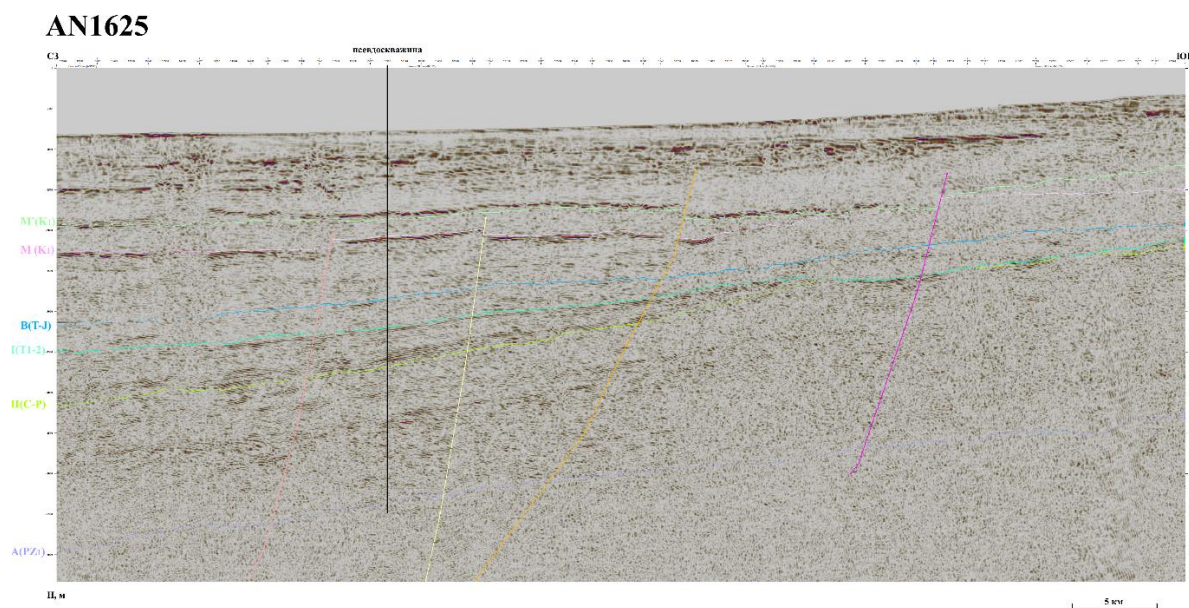
1. Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г., Кораго Е.А., Корчинская М.В., Куприянова Н.В., Повышева Л.Г., Преображенская Э.Н., Пчелина Т.М., Столбов Н.М., Суворова Е.Б., Супруненко О.И., Сулова В.В., Устинов Н.В., Устрицкий В.И., Фефилова Л.А. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 (4)
2. Бискэ Г.С. Геология России. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2019. – с. 178–187
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист U-41-44 – Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 233 с.
4. Казанин Г.С., Шлыкова В.В., Павлов С.П., Шкарубо С.И. Геологическое строение и нефтегазоносность северной части Баренцева моря // Нефть. Газ. Новации. – 2016. – № 1. – С. 26-29
5. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А., Ильин В.Ф., Гусев Е.А., Крылов А.А., Горбунов Д.А. Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2. С. 21–57.
6. Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А. Вертикальная катагенетическая зональность осадочного чехла северо-восточной части Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. Изд-во: Наука (М), № 5, 2020. с. 14-36.
7. Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А., Горских П.П. Глубинное строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского шельфа. Отв. ред. К.Е. Дегтярев. — М.: ГЕОС, 2020. — 148 с.
8. Норина Д.А., Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Условия осадконакопления и нефтегазоматеринский потенциал триасовых отложений Баренцевоморского бассейна с Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. Изд-во Моск. ун-та (М.), № 1, 2014. с. 6-16.
9. Старцева К.Ф. Этапы формирования Восточно-Баренцевского и Северо-Карского бассейнов на основе сейсмостратиграфического анализа – МГУ, 2018. –165 с.
10. Старцева К.Ф. История развития углеводородных систем Восточно-Баренцевоморского осадочного бассейна по данным двухмерного моделирования // Геология нефти и газа. – 2018. – № 5. – С. 15–28.
11. Сулова А.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В., Большакова М.А. Суткин Р.С., Туре Г.К. Характеристики нефтегазоматеринских толщ Баренцево-Карского региона – основа бассейнового анализа и прогноза ресурсов // Neftegaz.RU, № 2, 2021 (Электронное издание)

12. Тимонин Н.И. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона. // ЛИТОСФЕРА, 2009, № 2, с. 41–55
13. Холодилов В.А. Геология, нефтегазоносность и научные основы стратегии освоения ресурсов Нефти и газа Баренцева и Карского морей. Диссертаци на соискание ученой степени. М., ООО «Газфлот», 2006, 217 с.
14. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. Геотермия арктических морей. // Труды геологического института. 2013. – 232 с
15. Blakey R. 2021. Paleotectonic and paleogeographic history of the Arctic region. *Atlantic Geology*, 57, pp. 7–39.
16. Budzik P. Arctic Oil and Natural Gas Potential // U.S. Energy Information Administration, Office of Integrated Analysis and Forecasting, Oil and Gas Division. October 2009. Электронный ресурс. URL: <https://www.eia.gov/analysis/studies/archive/2009/arctic/index.html> (дата обращения: 02.12.2020).
17. Dibner, V.D., 1998. *Geology of Franz Josef Land*, Norsk Polarinstitut, Oslo, 146 pp.
18. Drachev S., Malyshev N.A. and Nikishin A.M. 2011. Tectonic History and Petroleum Geology of the Russian Arctic Shelves. Article. The Arctic Technology Conference, Huston. 16 p.
19. Ershova V., Anfinson O., Prokopiev A., Khudoley A., Stockli D., Faleide J. I. Gaina C., Malyshev N. 2018. Detrital zircon (U-Th)/He ages from Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic. *Journal of Geodynamics*, 119, pp. 210–220.
20. Gee D.G., Pease V. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica: introduction // *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs, 2004. Vol. 30. pp. 1–3.
21. Klett, T.R., 2017. Geology and Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the East Barents Basins Province and the Novaya Zemlya Basins and Admiralty Arch Province, 2008, chap. O of Moore, T.E., and Gautier, D.L., eds., *The 2008 Circum-Arctic Resource Appraisal*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1824. 27 p.
22. Khutorskoi, M.D., Podgornykh, L.V., Gramberg, Igor S; Leonov, Yu G (2003): Thermal tomography of the West Arctic Basin. *Geotectonics*, 37, 245-260.
23. Lindquist S., 1999. South and North Barents Triassic-Jurassic Total Petroleum System of the Russian Offshore Arctic. U. S. Department of the Interior U. S. Geological Survey. On-Line Edition.
24. Lutz, R., Klitzke, P., Weniger, P., Blumenberg, M., Franke, D., Reinhardt, L., Ehrhardt, A., Berglar, K., 2021. Basin and petroleum systems modelling in the northern Norwegian Barents Sea. *Mar. Petrol. Geol.* 130 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105128>.

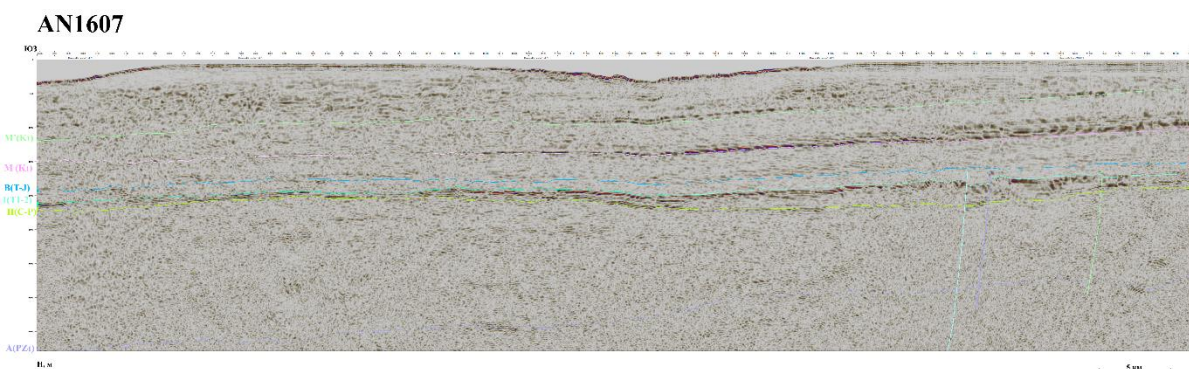
25. Stoupakova A.V., Henriksen E., Burlin Yu.K., Larsen G.B., Milne J.K., Kiryukhina T.A., Golynchik P.O., Bordunov S.I., Ogarkova M.P., Suslova A.A. The geological evolution and hydrocarbon potential of the Barents and Kara shelves // *Arctic Petroleum Geology*. London. *Memoirs*. 2011. Vol. 35. P. 325–344.
26. Vernikovsky V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Koulakov I.Yu. 2013. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic. *Russian Geology and Geophysics*, 54, pp. 838–858.

ПРИЛОЖЕНИЯ

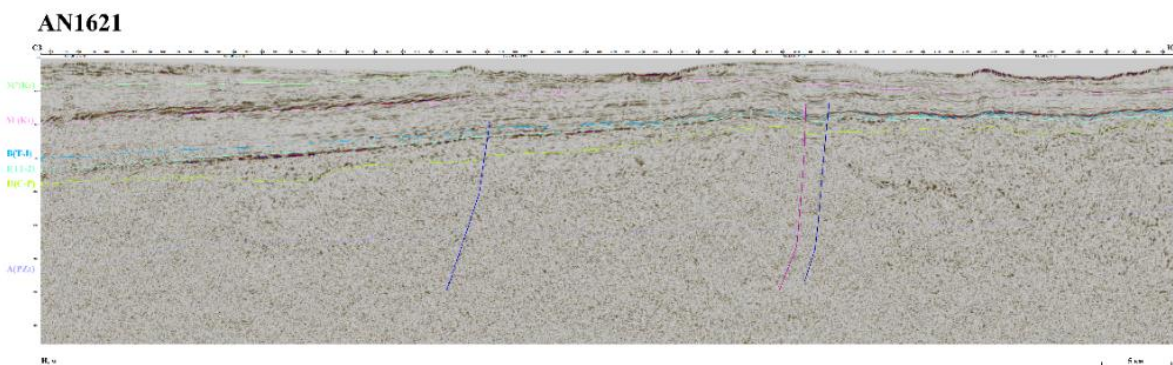
1. Рисунок 1. Сейсмический разрез по профилю AN1625 с прослеженными геологическими горизонтами



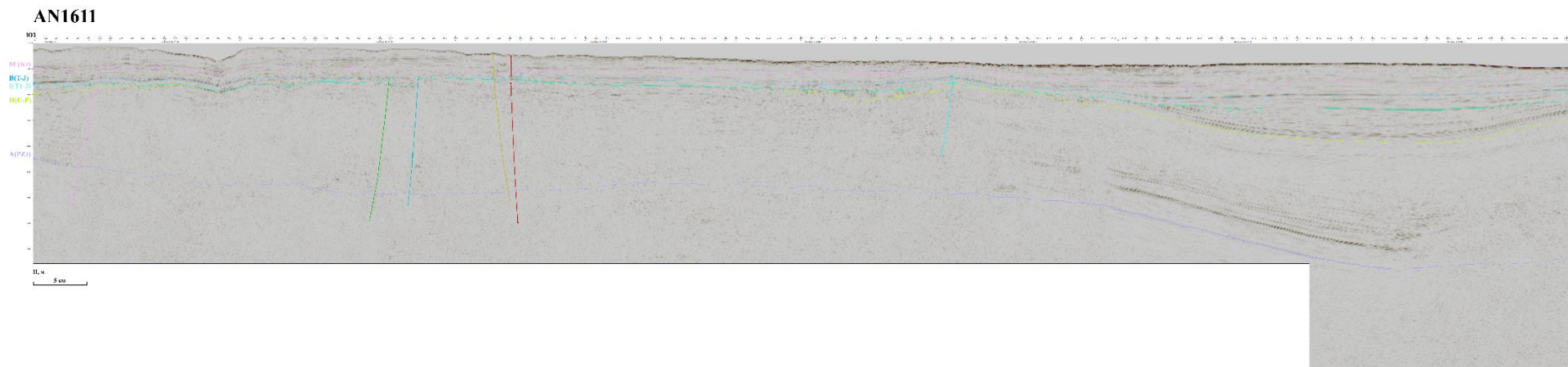
2. Рисунок 2. Сейсмический разрез по профилю AN1607 с прослеженными геологическими горизонтами



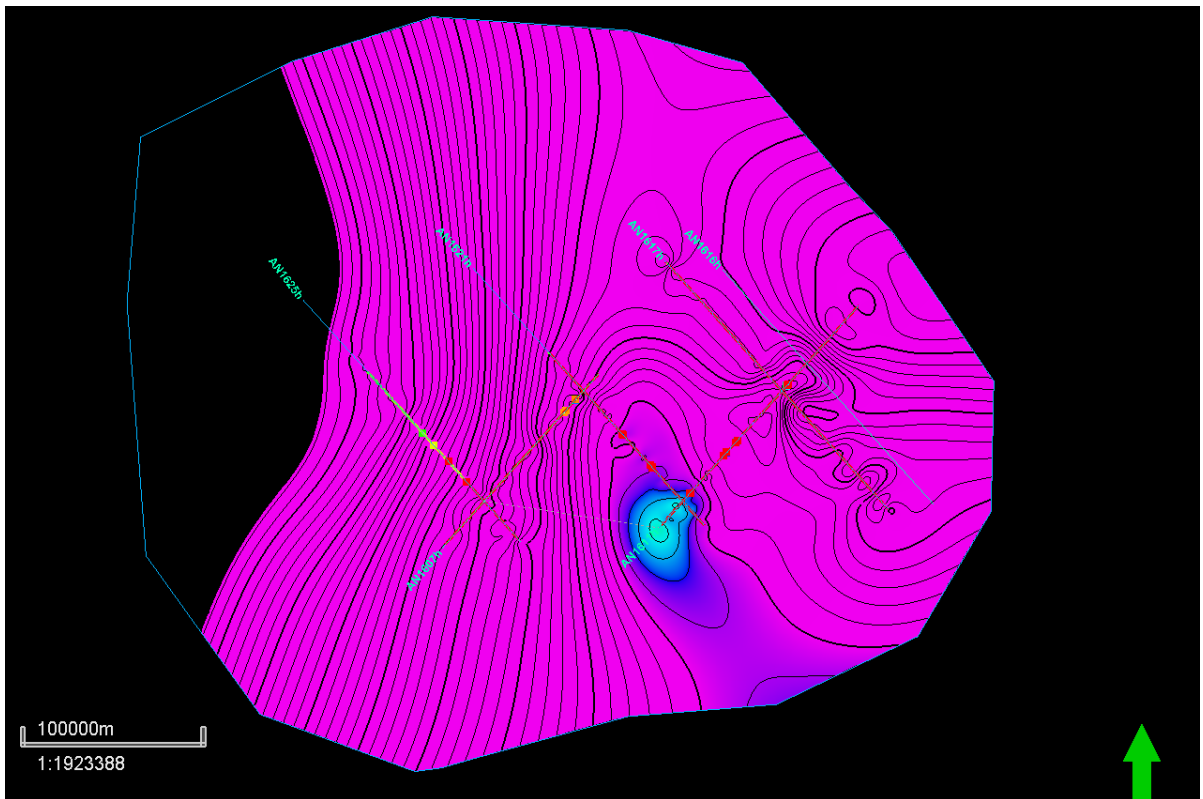
3. Рисунок 3. Сейсмический разрез по профилю AN1621 с прослеженными геологическими горизонтами



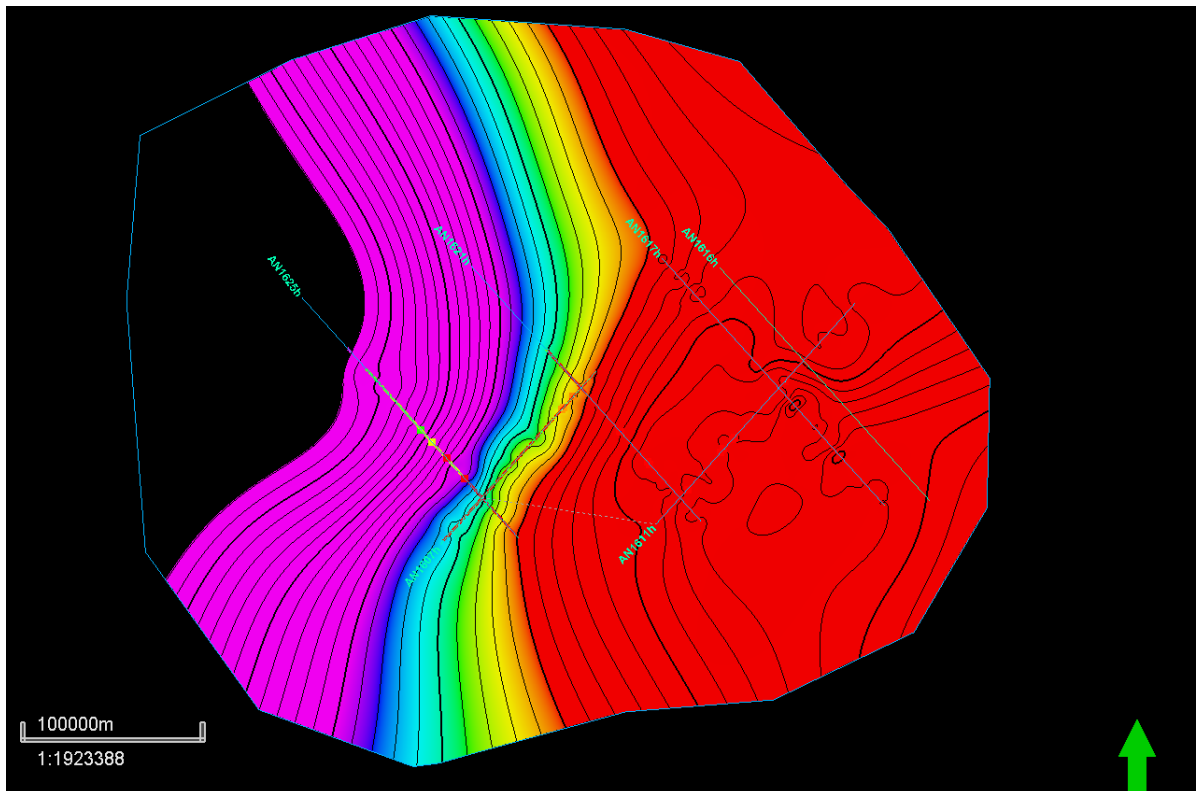
4. Рисунок 4. Сейсмический разрез по профилю AN1611 с прослеженными геологическими горизонтами



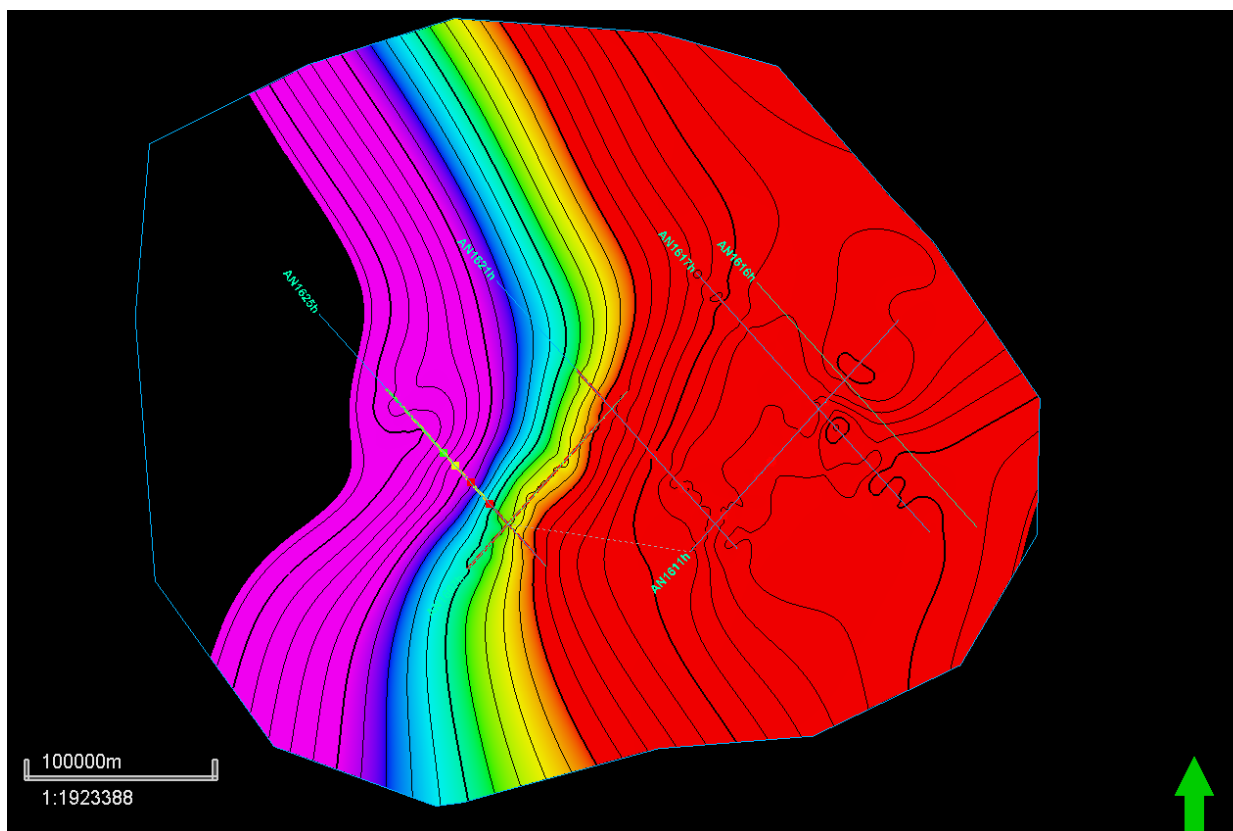
5. Рисунок 5. Карта изохрон сейсмостратиграфического горизонта А



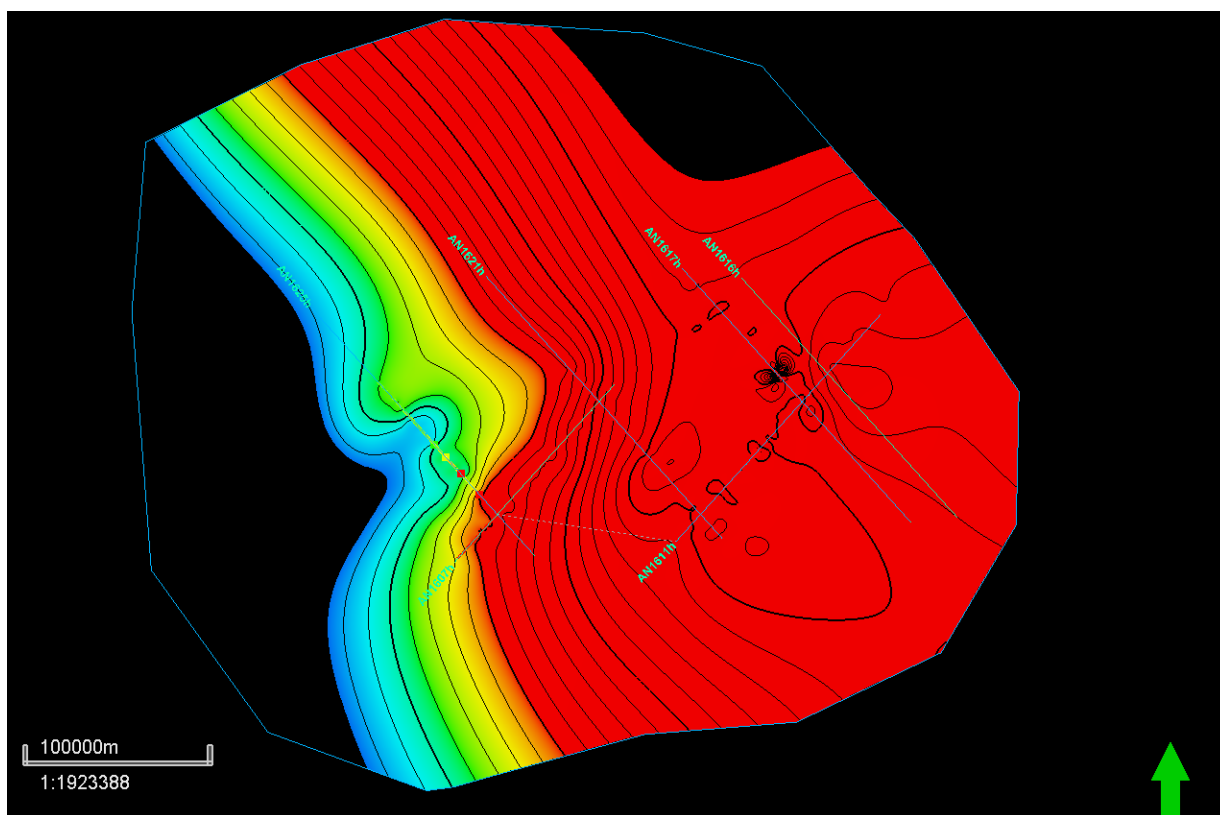
6. Рисунок 6. Карта изохрон сейсмостратиграфического горизонта I



7. Рисунок 7. Карта изохрон сейсмостратиграфического горизонта B



8. Карта изохрон сеймостратиграфического горизонта М



9. Карта изохрон сеймостратиграфического горизонта М'

