

УДК 551.242.056+551.462.8+553.981

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНАСЫЩЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2024 г. Н. О. Сорохтин^{1, *}, С. Л. Никифоров¹, Л. И. Лобковский¹,
Р. А. Ананьев¹, О. П. Корсакова², И. В. Чикирев², В. А. Путанс¹, Н. Н. Дмитриевский¹,
Н. Е. Козлов², Е. А. Сухих³, А. П. Денисова³, Е. А. Мороз³, Н. В. Куликов⁴

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ООО «Арктические технологии», Москва, Россия

Поступила в редакцию 04.03.2024 г.

После доработки 07.03.2024 г.

Принята к публикации 18.04.2024 г.

В статье рассматриваются вопросы выявления пространственно-временных закономерностей формирования потенциально нефтегазонасыщенного региона и условий газонасыщения современных осадков в зоне сочленения двух разновозрастных континентальных литосферных плит: древней (архейской) – Русской и молодой с гренвилевским фундаментом – Баренцевоморской. Дается описание геодинамической эволюции региона, приводятся данные геологического строения структурно-вещественных комплексов неопротерозоя полуостровов Средний и Рыбачий (Кольский п-ов) и прилегающих к ним акваторий Баренцева моря. Совокупность приведенных данных позволяет предположить, что рельеф западной части Российской Арктики был в основном сформирован в результате процессов закрытия Протоатлантического и Уральского палеоокеанов, а позже и палеоокеана Япетус. Нефтегазовый потенциал описываемого региона был сформирован в результате проявления многостадийного и продолжительного по времени процесса, который развивался в фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Баренцевоморско-Печорской плиты (БПП).

Ключевые слова: геодинамика, арктический шельф, углеводородное сырье, п-ова Средний и Рыбачий, Баренцево море, метан, покмарки, сейсмоакустика

DOI: 10.31857/S0030157424060118, **EDN:** FHRWOU

ВВЕДЕНИЕ

Определение условий и способов генерации и созревания углеводородного сырья, выявление возможных областей их локализации в пространстве и времени является крайне важной проблемой, т. к. позволяет оценить их прогнозные ресурсы и технологические условия извлечения из недр. Для этого необходимо определить характер геодинамической эволюции региона и увязать процессы эндогенной и экзогенной активности литосферы с формированием промышленно значимых концентраций не только нефти и газа, но и полезных ископаемых в целом.

Наиболее древние осадочные комплексы, с которыми может быть связана генерация углеводородного сырья в западной части арктического шельфа России и северной Норвегии, по нашему мнению, представлены толщами осадков

пассивной окраины континента средне-поздне-рифейского возраста (1350–620 млн лет назад). Этот период времени продолжительностью около 730 млн лет позволил сформировать на склоне и в основании континента (северное ограничение Балтийского щита) многокилометровые и обогащенные органикой толщи осадков, которые в процессе эволюции дрейфовали совместно с ним из приэкваториальных областей в приполярные. По данным В.Е. Хаина [34] и О.Г. Сорохтина [29], Балтийский щит на рубеже 1.0 млрд лет назад был включен в состав суперконтинента Мезогей (Родиния) и находился на 10–30 градусе северной широты, а позже переместился в приполярные области. Об этом свидетельствуют находки тиллитов и тиллоидов в континентальных терригенных осадках венда (650–570 млн лет назад) в северо-западной оконечности Балтийского

шита [35]. Под действием литостатического давления в них могли формироваться залежи нефти и газа, подобные тем месторождениям, которые в мезокайнозой были сформированы на континентальных склонах Атлантического океана.

Фрагменты описываемого осадочного комплекса, представленного самыми верхними частями разреза, сегодня наблюдаются в зоне сочленения архейского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Баренцево-морско-Печорской плитой (БПП), а их совокупная мощность достигает 20-и км [18].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

В позднем венде—раннем кембрии около 620—540 млн лет назад произошло сочленение северной и северо-восточной оконечностей Русской плиты с Баренцево-Печорской плитой, которая впоследствии была разделена на Баренцево-морскую (Свальбардскую), Северо-Карскую и Печорскую [34]. Именно в данный период впервые сложилась близкая к современному облику структура Восточно-Европейской платформы. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея [30, 43]. Процесс приращения Восточно-Европейской платформы с севера в современных румбах протекал без интенсивной складчатости и магматизма в зоне сочленения плит, что косвенно указывает на касательное сдвиговое приращение единой литосферной плиты или серии эшелонированных островных дуг докембрийского возраста [28]. Сочленение двух разновозрастных литосферных плит привело к надвиганию шельфовых и континентально-склоновых образований среднего и позднего рифея и венда на окраину Русской плиты и формированию в районе полуостровов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур [25]. Описанные факты мы связываем с правосторонне-сдвиговым (трансформным) сочленением двух литосферных плит, при котором разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей ее части. При этом наиболее молодые фрагменты разреза шельфовых и континентально-склоновых образований Восточно-Европейской платформы были взброшены на край плиты, а частью срезаны, перемещены и сгружены в юго-восточном направлении [20]. Эти процессы привели к увеличению степени складчатости и метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации в пределах Канинской

и Тиманской части разреза, а также к проявлению контрастного магматизма от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-диабазового. Еще южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру, о чем свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа [34].

Выявление силур—раннедевонского и девон—каменноугольного несогласий в чехольных комплексах Свальбардской плиты свидетельствует о многостадийном процессе закрытия океана Япетус к западу от нее и формирования орогенного комплекса Североатлантических Каледонид Норвегии в позднем девоне около 375—362 млн лет назад [23, 24]. На ранней стадии произошло наращивание Свальбардской плиты с запада и формирование складчатой системы субмеридионального (в современных румбах) простираения [34]. Кроме того, в разрезе последнего складчатые образования осложнены крупноамплитудными левосторонними сдвигами, что помогает определить вектор движения литосферных плит друг относительно друга. Также в низах разреза западного блока Шпицбергена выявлены глаукофановые сланцы, свидетельствующие о субдукции более древней Североамериканской плиты под Свальбардскую в этом районе.

Рассматривая процессы закрытия Палеоуральского океана, следует отметить, что в разрезе Свальбардской плиты отраженные события тектонической активизации Герцинского этапа привели к формированию несогласного перекрытия верхнепалеозойских отложений триас-юрскими терригенно-карбонатными толщами [24]. Процесс формирования Уральской складчатой системы сопровождался многостадийным и неравномерным ее сближением и пододвиганием пассивной окраины Восточно-Европейской и Баренцево-морской плиты под активную окраину Западно-Сибирской молодой платформы. Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 265 млн лет назад) на севере [12]. Пассивная окраина Северо-Карской плиты при этом была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему [18, 27].

В результате завершения Каледонского и Герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещенными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними были зажаты

литосферные плиты с гренвилемским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Баренцевоморско-Печорскую платформы.

Столь сложно сконфигурированное коллизонное сочленение разновозрастных литосферных плит наряду с образованием складчатых систем формировало в их теле систему закономерно расположенных в пространстве разрывных нарушений и специфической складчатости перекрывающих их чехольных комплексов. На рис. 1 отражены условия закономерного образования рифтогенных структур и крупного трансформного разлома в пределах Баренцевоморско-Карского региона, которые неизбежно должны были возникать в результате закрытия палеоокеанов Япетус и Уральский [21, 22]. Характерная углообразная конфигурация коллизонных структур Гренладской и Южно-Карской (Западно-Сибирской) с объединенной в Восточно-Европейскую платформу Русской и Баренцевоморской плитами привело к формированию ортогональной Норвежско-Мезенской системы рифтов (рис. 1). Узлы пересечения наиболее крупных линеамен-

тов зачастую маркируются магматическими комплексами и характеризуются условиями интенсивного прогибания фундамента [42].

Детальные геолого-геофизические исследования в зоне перехода континент — океан в северной части Балтийского щита показали, что на полуострове Рыбачий и в прилегающей к нему акватории Баренцева моря развиты всбросо-сдвиговые, надвиговые и сбросовые структуры, формирующиеся на плечах Норвежско-Мезенской системы рифтогенеза палеозойского времени и образующие блоковую структуру в зоне перехода от древних архейских комплексов Балтийского щита к Баренцевоморской литосферной плите гренвилемского возраста (рис. 2).

Анализ полученных данных показывает закономерное пространственное соподчинение структур проседания в пределах развития грабена Варангер к северу от Кольского п-ова (северная оконечность Балтийского щита) и развития структурных элементов клавишного типа на п-ове Рыбачий. Так, центральная часть п-ова Рыбачий является структурой проседания, ограниченной

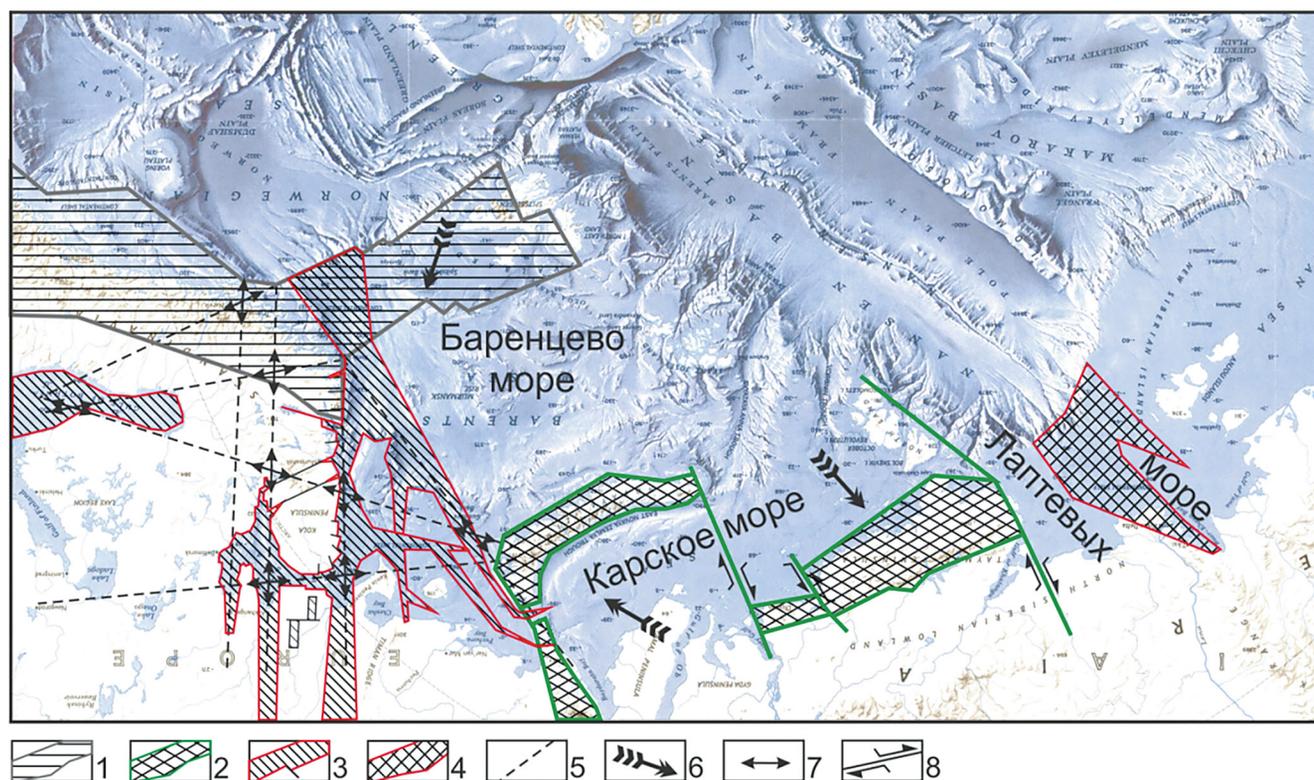


Рис. 1. Реконструкция разрывных нарушений в Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформах в Фанерозое (650–241 млн лет назад): 1 – каледонская фаза складчатости и границы каледонид Норвегии; 2 – герцинская фаза складчатости и формирование Уральской и Таймырской складчатых систем; 3 – рифты Норвежско-Мезенской и Печорской системы; 4 – область формирования континентально-рифтогенных структур на продолжении хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане; 5 – генерализованные линеаменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите и маркирующие зоны развития глубинных разломов; 6 – генерализованное направление перемещения литосферных плит; 7 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 8 – сдвиговая зона трансформного типа.

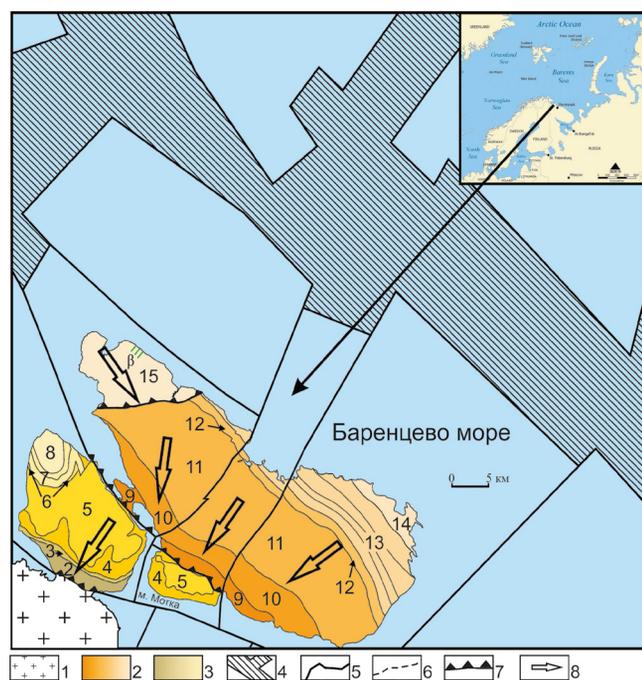


Рис. 2. Схема геологического и блокового строения прибрежной зоны северо-восточной оконечности Балтийского щита с использованием данных [13]. 1 – архейские комплексы Балтийского щита (хребет Мустатунтури), 2 – неопротерозойские (рифейские) комплексы п-ова Рыбачий, 3 – неопротерозойские (рифей–вендские?) комплексы п-ова Средний, 4 – границы блоков коры, 5 – границы стратиграфических подразделений, 6–7 – разрывные нарушения: 6 – с неясной кинематикой, 7 – всбросо-надвиги и надвиги, 8 – векторы движения блоков коры. Цифры на карте: 2–6 – свиты кильдинской серии: 2 – пярярвинская; 3 – палвинская; 4 – поропелонская; 5 – землепахтинская; 6 – каруярвинская; 7–8 – свиты волоковой серии: 7 – куяканская; 8 – пуманская; 9–11 – свиты эйновской серии: 9 – мотовская; 10 – лонская; 11 – перевальная; 12–15 – свиты баргоутной серии: 12 – майская; 13 – зубовская; 14 – цыпнаволоцкая; 15 – скарбеевская.

крупноамплитудными сдвигами. Горизонтальные амплитуды смещения по ним достигают 100–150 м, а вертикальная составляющая – около 60 м в северной части.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ П-ОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

В пределах исследуемого региона выделяется две структурно-формационные зоны: перикратонного опускания, включающая территорию п-ова Средний, о. Кильдин и мыса Мотка (п-ов Рыбачий), и пассивной окраины, занимающая значительную часть территории п-ова Рыбачий. Считается, что осадочные образования п-ова Рыбачий слагают аллохтонную пластину, надвинутую на отложения п-ова Средний (рис. 2).

Зона перикратонного опускания. Согласно существующей стратиграфической схеме среди отложений, распространенных на п-ове Средний и мысе Мотка (рис. 2), выделяются две серии (снизу вверх): кильдинская (пярярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и каруярвинская свиты) и волоковая (куяканская и пуманская свиты).

Кильдинская и волоковая серии сложены аркозовыми, олигомиктовыми, кварцевыми крупно-, среднезернистыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами. Подчиненную роль в разрезе играют конгломераты и гравелиты. Карбонатные породы представлены в основном доломитами, которые встречаются лишь среди отложений палвинской и каруярвинской свит. Степень преобразования пород п-ова Средний не превышает позднего (глубинного) катагенеза, о чем говорит широкое развитие в псаммитах регенерационного цемента и инкорпорационного сочленения зерен [14].

Отложения кильдинской и волоковой серий характеризуются высокой степенью дифференциации материала, химической зрелостью, сортированностью и окатанностью алевропсаммитовых фракций. Формирование отложений кильдинской и волоковой серий происходило в подводно-дельтовых обстановках, о чем говорят структурно-текстурные признаки (преобладание в разрезе хорошо- и среднесортированных псаммитов, однонаправленная косая слоистость, сменяющаяся разнонаправленной и др.).

Зона пассивной окраины. Эйновская и баргоутная серия п-ова Рыбачий характеризуются флишоидным строением и представлены переслаиванием псефитов, псаммитов, алевролитов и алевропелитов. Ярко выражена тенденция уменьшения доли грубообломочных пород за счет увеличения объема тонкозернистых разностей снизу вверх по разрезу для отдельных свит и в целом. Степень изменения пород п-ова Рыбачий отвечает стадии метагенеза, о чем говорит широкое развитие в псаммитах хлорита, серицита и эпидота.

Характер ритмичности комплекса п-ова Рыбачьего и закономерности ее изменения в направлении снизу (мотовская свита) вверх (цыпнаволоцкая свита) свидетельствуют о нормальной последовательности отложений, отвечающей трансгрессии бассейна в условиях лавинной седиментации, когда каждый последующий слой формировался в условиях более удаленных от береговой линии, чем предыдущий. С лавинным типом седиментации согласуются петрографические

(широкое развитие кварцевых граувакк, несортированность и неокатанность алевропсаммитовых фракций) и геохимические (низкая степень дифференциации осадочного материала, его химическая незрелость) свойства пород. Отложения эйновской серии могут рассматриваться как проксимальные фации подводного конуса выноса, а баргоутной — как дистальные [14].

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ П-ОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

Вопрос о возрасте отложений п-овов Средний и Рыбачий окончательно не решен. Лишь отложения кильдинской серии имеет достаточно надежно доказанный позднерифейский возраст. Цифры 1059–762 млн лет получены калий-аргоновым методом по глаукониту из песчаников, залегающих в нижней части серии (палвинская свита) [2]. Кроме того, по комплексу микрофоссилий, акритарх и цианобактерий также определен позднерифейский возраст для отложений кильдинской серии, поропелонской и каруярвинской свит [11, 40].

Изучение столбчатых построек строматолитов среди карбонатных прослоев кильдинской серии на о. Кильдин также свидетельствует о ее принадлежности к верхнему рифею [10, 39].

Менее определен возраст волоковой серии. Исходя из ее залегания непосредственно выше кильдинской серии и по аналогии с опорными разрезами верхнего докембрия смежных районов Б.М. Келлер с Б.С. Соколовым и Ю.Р. Беккер предполагают ее вендский возраст [1, 7]. Правомерность такого предположения подтверждается не только размывом и несогласием на границе волоковой и кильдинской серий, но и обнаружением в них комплекса микрофоссилий позднерифейского возраста [11]. Таким образом, возраст волоковой серии можно условно принять как позднерифейско–вендский.

По комплексу микрофоссилий отложения п-ова Рыбачьего Б.В. Тимофеев относил к нижнему–среднему рифею [32], а Н.С. Михайлова — условно к верхнему рифею–венду, при этом отмечая в нижней части разреза (эйновская серия) микрофоссилии характерные для среднего рифея, а в верхней части (баргоутная серия) — микрофоссилии типичные для позднего рифея [11]. Следует заметить, что представление о вендском возрасте пород п-ова Рыбачий было основано на данных В.З. Негруцы о стратиграфическом контакте между отложениями мотовской свиты и комплексом пород п-ова Средний [13].

Последующие исследования подтвердили точку зрения А.А. Полканова об аллохтонном залегании отложений п-ова Рыбачий на породах п-ова Средний [19], что позволяет отнести отложения комплекса п-ова Рыбачий к среднему–верхнему рифею. Данное предположение подтверждается и тем, что сланцы скарбеевской и цыпнаволоксской свит, венчающих разрез п-ова Рыбачьего, по литолого-геохимическим данным хорошо коррелируются с породами формации Конгсфиорд, залегающих в основании всего спарагмитового комплекса северной Норвегии [8]. Позднерифейский возраст для последних считается наиболее вероятным [41].

РЕЛЬЕФ П-ОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

Рельеф полуостровов Средний и Рыбачий представлен слабо холмистой пластовой равниной, основой которой является блоковая морфоструктура. Это обусловило прямолинейность береговой линии, а также наличие оконтуривающих крутых, часто обрывистых уступов, обращенных к морю. Подводные склоны круто снижаются до глубины 50–70 м и более. Поверхности п-ва Средний приподняты до высоты 300–334 м над уровнем моря (н. у. м.) и полого понижается на юго-запад. При этом северо-восточный и восточный склоны отличаются довольно крутым уклоном. Для п-ва Рыбачий, поверхность которого возвышается до 200–300 м н. у. м., характерен общий пологий уклон в северо-восточном направлении.

В морфологии поверхности полуостровов отчетливо проявляется структурно обусловленная ориентировка узких междуречий, долин рек и ручьев, ложбин. Здесь преобладает линейность северо-восточного направления [31], т. е. вдоль восточных их берегов. Местами она сочетается с линейностью северо-западного направления, параллельной простиранию северо-восточных берегов полуостровов Рыбачий и Средний.

На большей части поверхности полуостровов отмечается тонкий и прерывистый покров элювия из продуктов разрушения пород рифея и венда. Четвертичные рыхлые отложения на полуостровах маломощные и представлены в основном на их побережье, где они образуют береговые формы рельефа. Наиболее древние из береговых форм представлены отчетливо выраженными абразионными уступами и сериями галечниковых береговых валов. Положение верхней морской границы маркировано

прибрежно-морскими отложениями, формирующими береговые валы на высоте 88–96 м н. у. м. По данным Б.И. Кошечкина [9], аккумулятивные береговые формы представлены в виде террас на высоте от 60 до 70 м н. у. м. Береговые образования раннеголоценового возраста, сложенные песчаными осадками, встречаются в теле морской террасы и отмечены на отметках 43–50 м н. у. м. на северо-восточной оконечности п-ва Рыбачий. В основном они были сформированы во время эвстатической трансгрессии Тапес примерно 10.5–7 тыс. лет назад, вызванной таянием Лаврентийского ледникового щита. Осадки этого этапа характеризуются наличием теплолюбивой фауны *Arctica islandica* [9].

Наиболее морфологически выраженные береговые формы в виде серии галечниковых и песчаных береговых валов и террас сформировались на высоте от 13–15 м н. у. м. до современной береговой линии. В современном рельефе побережья отчетливо представлены средне- и позднеголоценовые береговые образования в виде террас, склонов разной крутизны без выраженных береговых форм и с сериями береговых валов, сформированных после трансгрессии Тапес. Они были изучены и хронологически привязаны на побережье губы Маталаниеми п-ова Средний (рис. 3). Здесь же на высоте 96 м н. у. м. установлена и верхняя

морская граница, а также положение главной береговой линии на высоте 75 м н. у. м., маркирующей максимум трансгрессии Тапес [38].

Приведенные выше значения палеоуровней береговой линии, маркирующих развитие трансгрессии Тапес, могут оказаться искаженными, т. к. в постледниковое время данный регион подвергся значительному изостатическому выравниванию, выраженному в интенсивном поднятии суши. Так, в центральной части баренцево-морского побережья Кольского полуострова (пос. Дальние Зеленцы и пос. Териберка), максимальная скорость поднятия в интервале времени 12.5–11 тыс. лет назад составляло примерно 30–40 мм/год. В районах г. Никель и г. Полярный интенсивное поднятие происходило в интервале времени 11–10 тыс. лет назад со скоростью до 40–60 мм/год [33, 37]. После 8 тыс. лет назад отмечается медленная регрессия береговой линии со средней скоростью от 2 до 4 мм/год.

Ледниковые образования встречаются редко, хотя эратические валуны гранитоидов и гнейсов распространены повсеместно. Так краевой грядовый рельеф напорных морен, образованных в среднем дриасе (около 14.0–14.6 тыс. лет назад) фрагментарно представлен на побережье залива Большая Мотка и Эйно губы, а также в пределах узкой полосы на юге полуострова

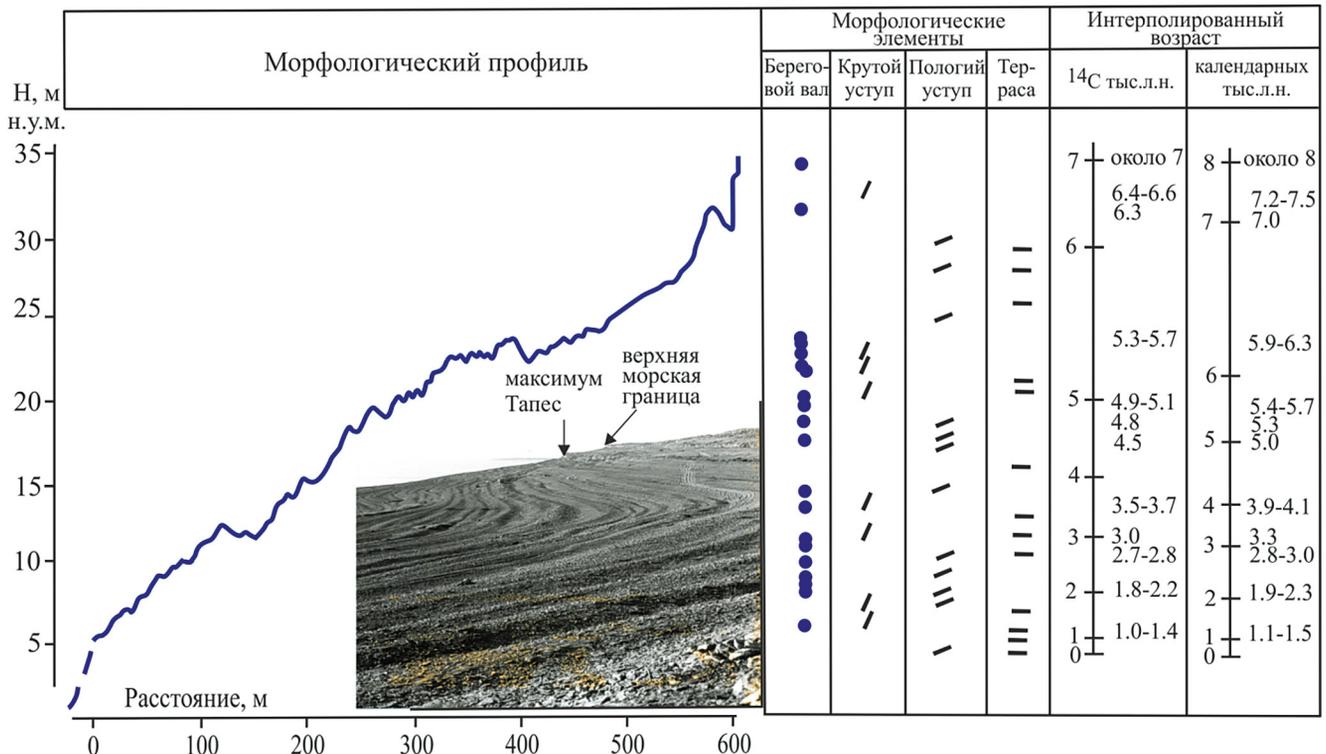


Рис. 3. Береговые формы рельефа на побережье губы Маталаниеми, сформированные после регрессивной фазы развития морского бассейна Тапес, на врезке – фото верхней части берегового склона с видом на северо-запад (по данным из работы [36]).

Рыбачий. Кроме того, речные долины, открытые к востоку и северу, местами заполнены флювиогляциальными отложениями, формирующими дельты.

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ МОРСКОГО ДНА НА ДЕТАЛЬНЫХ УЧАСТКАХ В РАЙОНЕ П-ВА РЫБАЧИЙ

В прибрежной зоне п-ва Рыбачий в 2018–2022 гг. в ходе экспедиционных исследований на НИС “Академик Николай Страхов” [15, 17] и НИС “Академик Борис Петров” [16] была проведена съемка морского дна с помощью акустического комплекса, куда входят многолучевой эхолот и сейсмопрофилограф [5]. За пределами 12-и мильной зоны были изучены два детальных

участка и выявлены признаки газонасыщенности осадочного чехла (рис. 4).

Геофизические исследования МОВ-ОГТ п-ва Рыбачий, а так же прибрежной акватории Баренцева моря, выполненные вкрест простирания грабенообразной структуры и южного обрамления Варангерской ветви Норвежско–Мезенской системы рифтов (рис. 4) показали, что структуры континентальной окраины Балтийского щита архейского возраста плавно погружаются в северном направлении, где перекрываются осадочными толщами рифея, а мористее – толщами палеозоя, мезозоя и кайнозоя [4] (рис. 5).

Батиметрические исследования на детальных участках в районе п-ва Рыбачий показали высокий потенциал газонасыщенности осадочного чехла (рисунки 6, 7). Полигон 1 (рис. 6) располагается на борту грабенообразной структуры в 25 км

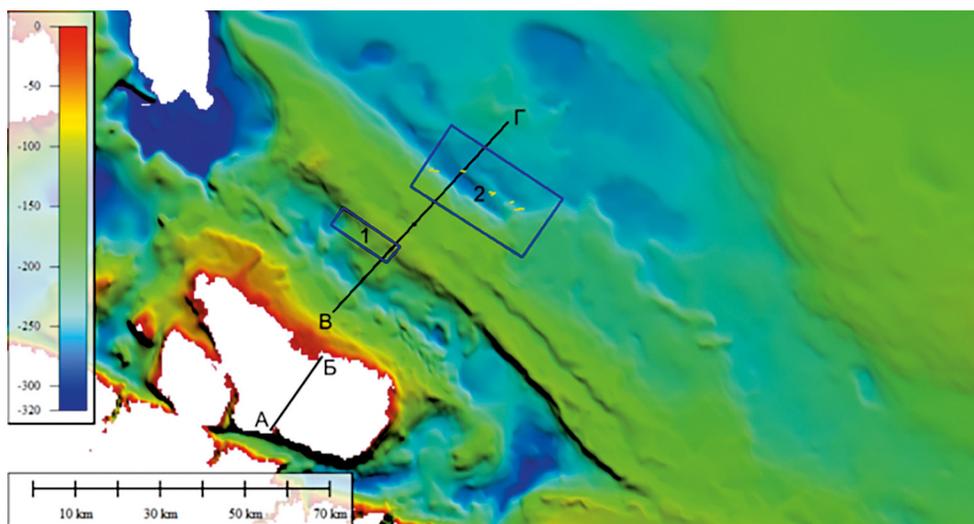


Рис. 4. Схема размещения детальных участков батиметрической съемки (1 и 2) и сейсмогеологических разрезов МОВ-ОГТ на п-ве Рыбачий (А–Б) и в прибрежной акватории Баренцева моря (В–Г).

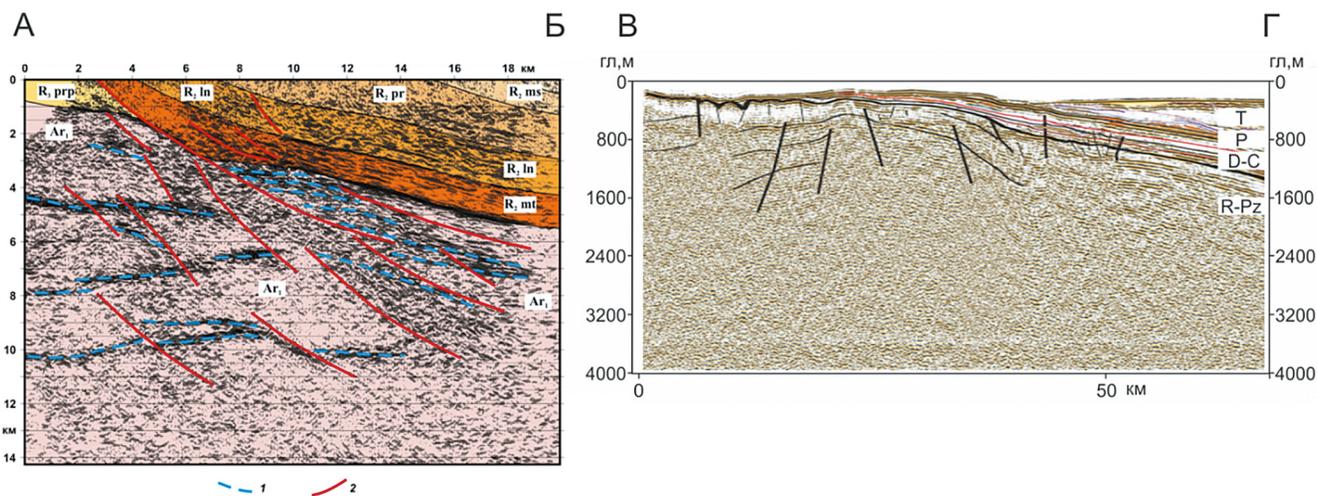


Рис. 5. Сейсмогеологические разрезы МОВ-ОГТ на п-ве Рыбачий (А–Б) и в прибрежной акватории Баренцева моря (В–Г). 1 – границы в разрезе архея, 2 – разломы по [4]. Местоположение профилей см. на рис. 4.

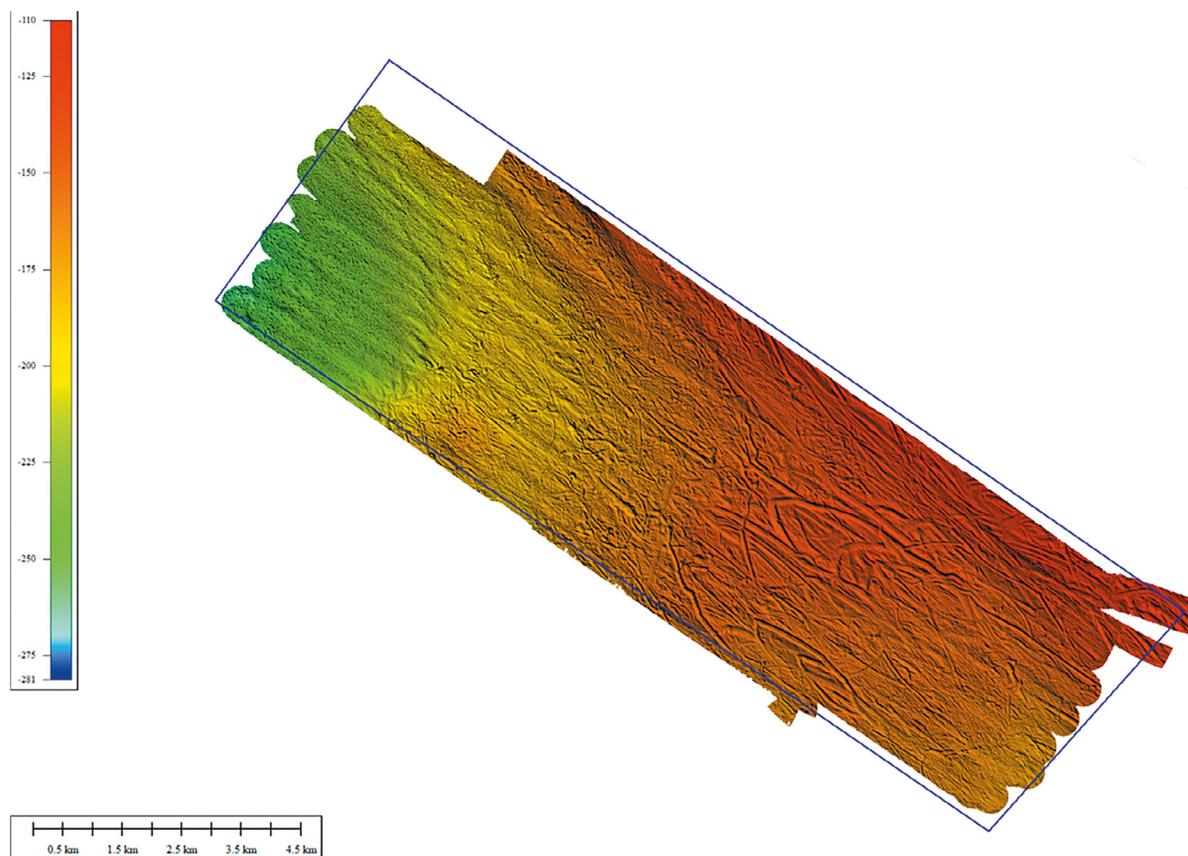


Рис. 6. Цифровая модель рельефа дна детального полигона 1 на рис. 4. Слева приведена шкала глубин. Пояснения в тексте.

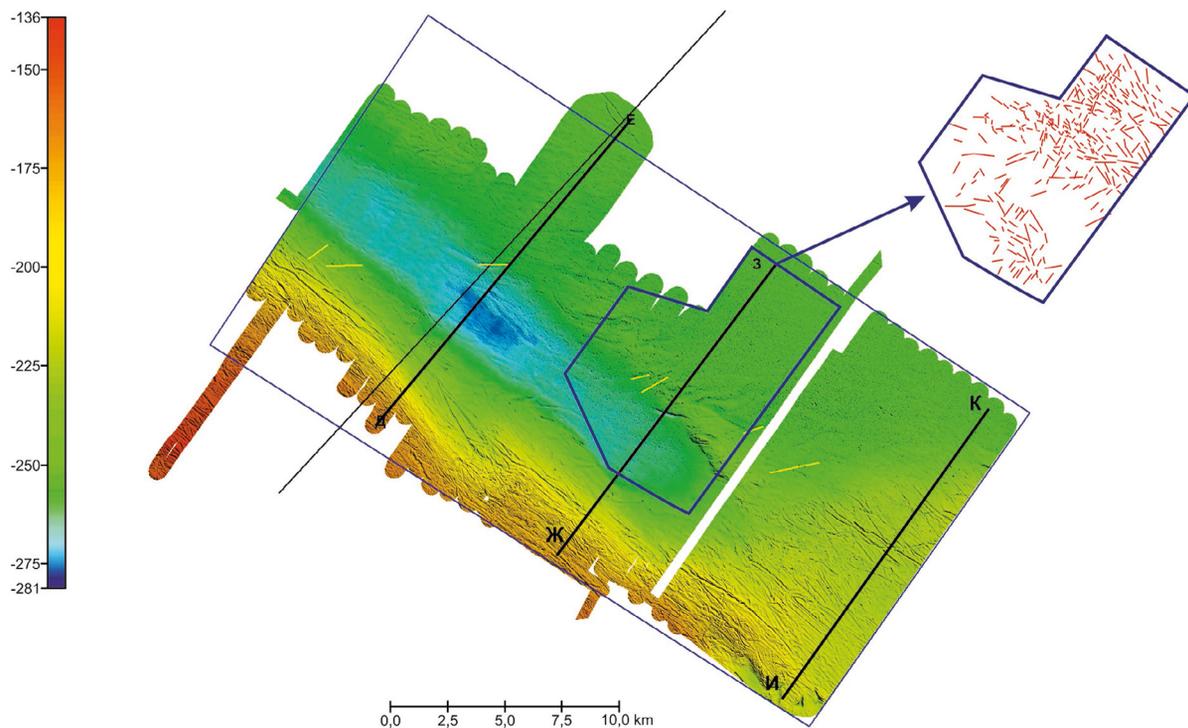


Рис. 7. Цифровая модель рельефа дна детального полигона 2 (см. рис. 4). Слева приведена шкала глубин. В центральной части полигона выделена область проведения дешифрирования линейных структур, образованных покмарками. Справа вверху приведены данные дешифрирования участка морского дна с выделением ориентировок покмарок. Профили Parasound Д–Е, Ж–З и И–К приведены на рис. 8.

от береговой линии п-ова Рыбачий (рис. 4). Рельеф полигона представляет собой полого наклоненную к западу поверхность дна, осложненную следами айсбергового выпахивания и полями газовых воронок (покмарок). Глубина моря в пределах полигона изменяется от 125 м в восточной части до 265 м в западной.

Борозды ледового выпахивания, широко распространенные на арктическом шельфе [17, 36], отмечены на полигоне 1 в диапазоне глубин 125–200 м. Наиболее крупные борозды распространены на глубинах, не превышающих 150 м, ширина этих борозд достигает 170 м по бровке. Крутизна стенок борозд варьирует от 4° до 11° в рельефе дна. Борозды выпахивания меньшего размера располагаются в диапазоне глубин от 150 до 185 м. Ширина таких борозд по бровке варьирует от 20 до 45 м, в плане борозды данного типа характеризуются большей линейностью. В интервале глубин 185–200 м обнаруживаются формы выпахивания, схожие с развитыми на предыдущем гипсометрическом уровне, однако, плотность распределения их по дну существенно ниже.

Таким образом, морфометрические характеристики и конфигурация борозд напрямую коррелируют с их гипсометрическим положением. Время формирования форм выпахивания меньшего размера, расположенных на глубинах более 150 м, по-видимому, относится к начальной стадии позднеплейстоцен–голоценовой морской трансгрессии. Крупные борозды поздней генерации формировались на более поздних этапах трансгрессии, так как они не прослеживаются ниже изобаты 150 м, а на меньших глубинах пререзают борозды ранней генерации.

В западной части полигона ниже глубины 200 м формы ледовой экзарации по данным многолучевой съемки не обнаруживаются. Для этого участка характерны многочисленные кратеры газовых воронок — покмарок, развитые на поверхности нижней части склона. Воронки в плане имеют форму от округлой до слабо вытянутой, средний диаметр кратеров составляет 30 м.

В рамках Полигона 2 на рисунках 4 и 7 в рельефе дна выделяется три типа ярко выраженных геоморфологических структур с четкими границами, которые отражаются на сопутствующих сейсмоакустических разрезах:

1. Поднятия с простирием СЗ-ЮВ, одно из которых сопряжено с достаточно резким повышением дна от 225 до 150 м в сторону берега, и таким образом, образует поверхность склона около 5°. На сейсмоакустических разрезах сопряжено с выходом акустического фундамента рифей–мезозо-

йского возраста практически на поверхность дна. Также наблюдается небольшое поднятие в форме клинообразного вала к востоку от центра исследованной области. Вал на глубинах 230 м вытянут по оси СЗ-ЮВ и имеет ярко выраженные границы в рельефе дна (рис. 8, профили Д–Е и Ж–З). В рельефе обоих поднятий наблюдаются длинные узкие полосы, которые в данном регионе традиционно интерпретируются как следы ледниковой экзарации, связанной с процессами айсбергового выпахивания поверхности дна. Время проявления этих процессов связано последним в истории Земли оледенением, происходившим около 18 тыс. лет назад.

2. Понижение рельефа (ложбина) имеет форму сглаженной дуги общей ориентации СЗ-ЮВ. Она ограничена достаточно резкими (до 7°) поднятиями, на “плечах” которых также наблюдаются борозды ледникового выпахивания. Большинство из них вытянуто по линиям СЗ-ЮВ, однако в восточной части ложбины наблюдается несколько “закругленных” борозд, так называемые возвратные структуры разворота. Скорее всего, это связано с приливо-отливными их перемещениями вдоль берегов. Приблизительно по центру ложбины наблюдается локальное резкое понижение дна овальной формы (ориентация оси сохраняется СЗ-ЮВ). Дно ложбины в целом медленно поднимается к юго-востоку, пока не упирается в описанный выше клиновидный вал. Также в ложбине в рельефе дна начинают встречаться мелкие покмарки, которые связаны с выходами растворенного во флюиде газа на поверхность. Их количество увеличивается на западном борту, но особенно велико оно в зоне максимального понижения рельефа (рис. 7).

3. Сравнительно ровное дно с небольшими перепадами глубин и с невысокими холмами до 10–15 м. Данный тип рельефа начинается к востоку от ложбины и клиновидного вала и простирается до краев полигона. Здесь тоже присутствуют борозды выпахивания, но главная особенность этой зоны заключается в наличии хорошо выраженных в рельефе многочисленных покмарок, которые формируют характерную ноздреватую структуру поверхности дна. Наряду с этим действующие сипы в описываемом регионе не обнаружены [6], что может указывать на незначительный объем, импульсный характер выхода нефтегазонасыщенных флюидов из осадочного чехла в водную толщу, либо на полное отсутствие флюидной активности в настоящее время. В некоторых случаях цепочки покмарок образуют прямые линии, которые были нами

выявлены в результате дешифрирования поверхности дна в пределах центральной части описываемого полигона (рис. 7). По нашему мнению, высокая плотность и выраженная линейность распространения покмарок обусловлена их приуроченностью к разрывным нарушениям, выделяемым по геофизическим данным (рис. 5) [4].

Проведенная съемка сеймопрофилографом Parasound показала наличие некоторого числа от-

ражающих границ. Местами границы довольно яркие, однако ни одна из них не обладает достаточной выдержанностью, чтобы сформировать региональный рефlector (опорный отражающий горизонт). Тем не менее, распределение характеристик волнового поля, а также соотношение наблюдаемых акустических границ, позволяет выделить две региональные поверхности несогласия (рис. 8). Поверхность 1 выделяется по местам

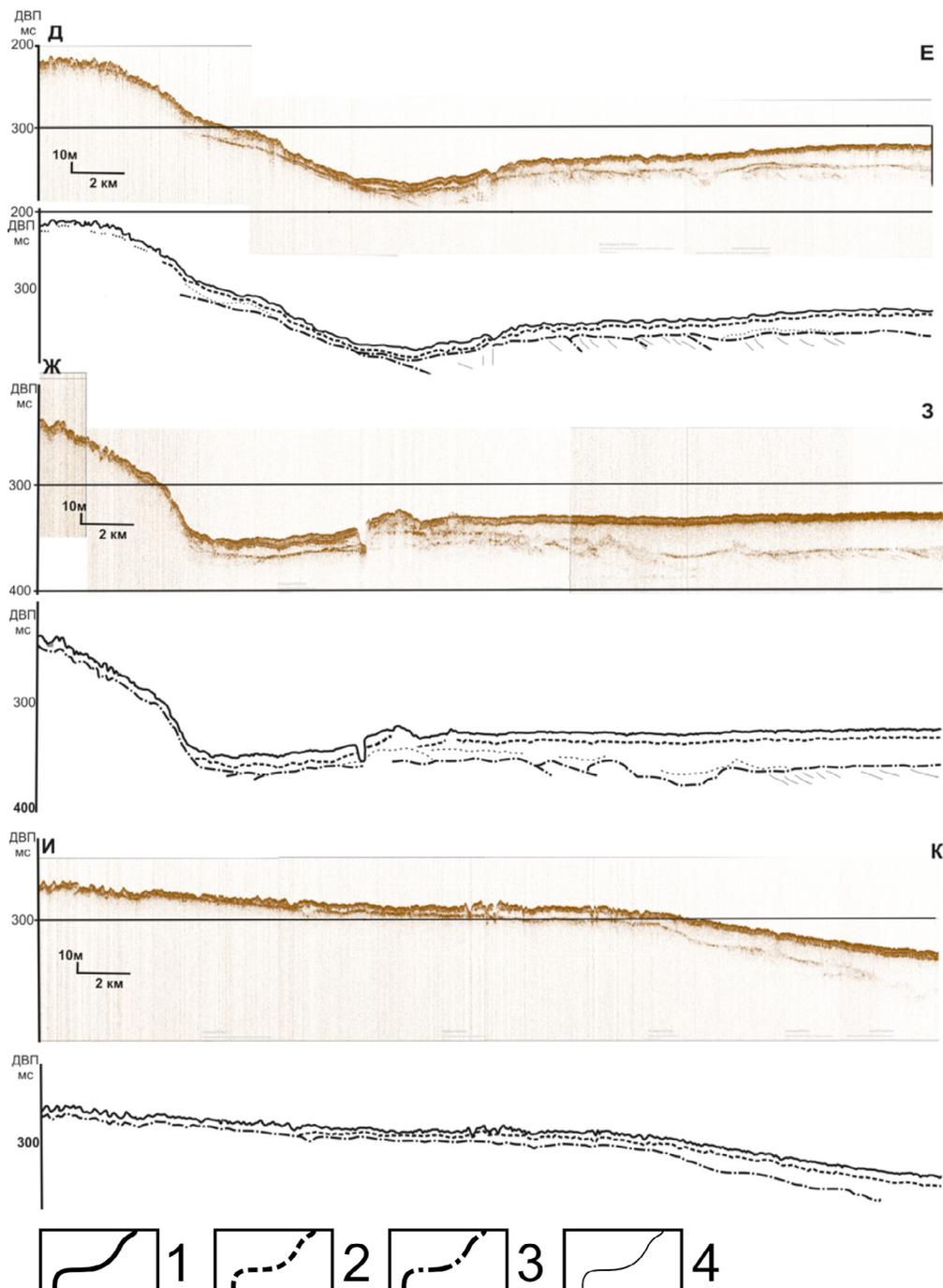


Рис. 8. Сейсмоакустические разрезы по профилям, отображенные на рис. 7, и их интерпретация: 1 – поверхность дна, 2 – поверхность 1-го регионального несогласия, 3 – поверхность 2-го регионального несогласия, 4 – внутренние границы толщи осадков.

резкого изменения характеристик акустического сигнала. Она представляет условный уровень, на котором вместо формирования отражающей границы происходит резкое рассеяние сигнала и последовательность выраженных отражений сменяется зоной акустической прозрачности. В юго-восточной части полигона она выклинивается. Поверхность 2 имеет слабый отражающий горизонт со сложным рельефом, состоящий из набора мелких отражающих площадок, которые в совокупности отмечают зону контакта двух акустически прозрачных пачек, внутри которых наблюдаются локальные отражающие границы. Поверхность 2 представляет собой верхнее региональное несогласие между рыхлыми четвертичными отложениями и консолидированными породами акустического фундамента протерозой–мезозойского возраста.

При увеличении фрагмента сейсмоакустического разреза отчетливо видна структурная неоднородность в поверхностном слое осадков, которая может быть интерпретирована как подводящие каналы к покмаркам и отражать условия дегазации более глубоких слоев осадочного чехла (рис. 9).

РЕЗУЛЬТАТЫ АЭРОГАЗОВОЙ СЪЕМКИ НА П-ОВАХ РЫБАЧИЙ И СРЕДНИЙ

Проведенная на п-ове Рыбачий аэрогазовая съемка позволила обнаружить приповерхностные ореолы эманации метана и пропана в приземном слое воздуха [3] (рис. 10, 11). Проведенные исследования выявили закономерное возрастание содержания метана в приземном слое атмосферы в областях распространения рифейских пород на западе и востоке п-ова Рыбачий. Эти области достаточно однородны в плане, особенно по содержанию пропана, и полностью повторяют главные черты геологического строения и структурной организации п-ова Рыбачий. Следует также от-

метить, что обе указанные изометричные аномальные области повышенных содержаний легких углеводородов пространственно приурочены к областям относительно понижения рельефа в береговой зоне запада и востока п-ова Рыбачий. Здесь наблюдаются пологие области пенеплена, выделяемым отметками в 25–100 м, на общем фоне отметок высот в диапазоне 150–350 м. В совокупности эти две региональные газовые аномалии показывают относительно повышенное содержание легких углеводородов в материнских породах, обладающих относительно высокой проницаемостью и пониженной устойчивостью к процессам денудации.

Еще одной выразительной особенностью распределения легких углеводородов является линейная аномальная зона, вытянутая в субмеридиональном направлении от южного до северного побережья п-ова Рыбачий в его центральной части. Такая зона просматривается как в аномалиях по метану (рис. 10), так и по пропану (рис. 11), где она занимает несколько более широкое пространственное положение. Выдержанная ориентированность этой зоны и ее пространственная приуроченность к локальной области понижения высотных отметок (долина, пересекающая возвышенности к западу и востоку от нее) позволяет предполагать связь этой зоны с тектоникой рифейского осадочного чехла (рис. 12). При этом можно однозначно утверждать об отсутствии связи с составом пород процессов выделения углеводородных газов, поскольку в этой области представлены достаточно однородные геологические комплексы, с преимущественной запад–северо-западной ориентировкой.

Почти изометричная локальная аномалия повышения концентрации метана располагается к востоку от описанной выше линейной зоны. Эта аномалия в основной своей части приурочена к относительно депрессии рельефа в прибрежной

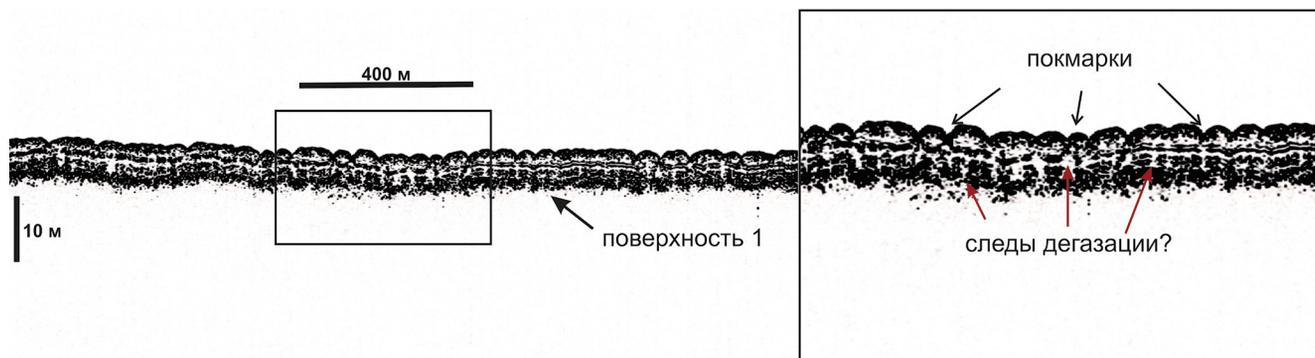


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустического разреза (рис. 8) со следами структурной неоднородности в поверхностном слое осадков.

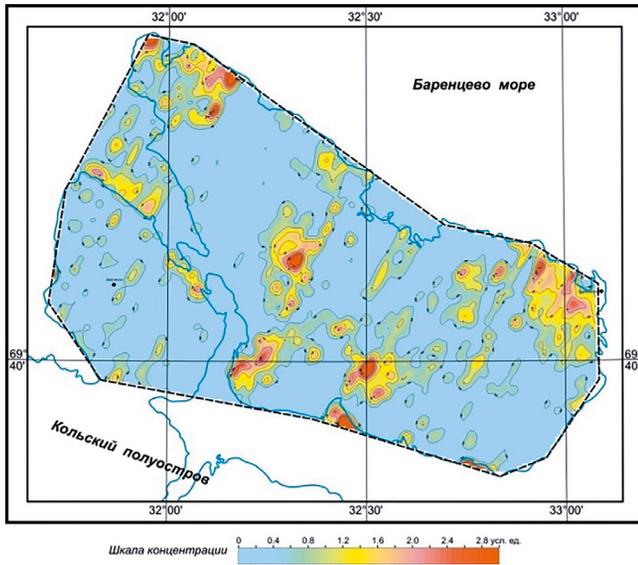


Рис. 10. Карта результатов газовой съемки по метану [3].

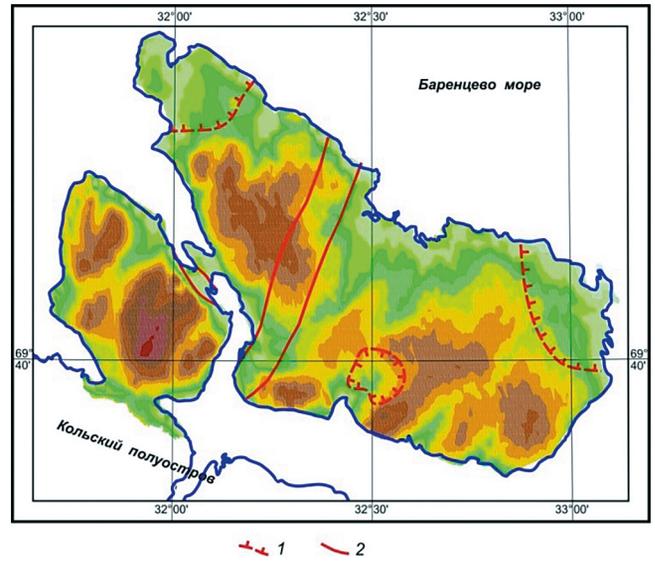


Рис. 11. Карта рельефа п-овов Средний и Рыбачий с результатами интерпретации данных газовой съемки по пропану [3]. 1 – изометричные области аномальных содержаний пропана; 2 – линейные зоны с аномальными содержаниями пропана. Затемненные участки – возвышенности.

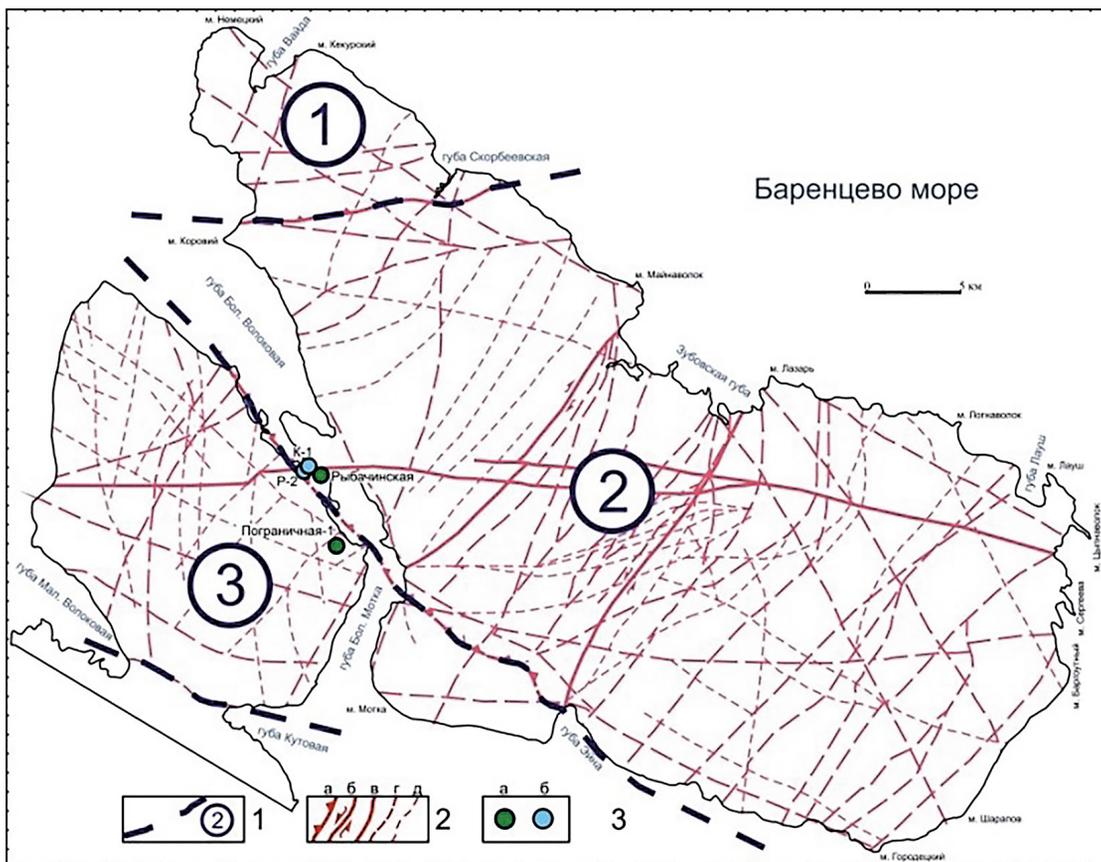


Рис. 12. Структурно-тектоническая схема районирования п-овов Средний и Рыбачий по [23]. 1 – структурно-фациальные зоны (цифры в кружках): 1 – Северная или Скорбеевская, 2 – Центральная или собственно Рыбачинская, 3 – Южная (п-ов Средний и м. Мотка п-ова Рыбачий); 2 – разрывные нарушения: а–в – первого ранга: а – надвиги и всбро-сдвиги, б – сдвиги, в – разломы с неясной кинематикой; г – второго ранга; д – разломы третьего ранга; 3 – места расположения скважин: а – пробуренных параметрических, б – пробуренных поисковых.

области юга п-ова Рыбачий и соответствует типичным породам этой серии. Наблюдается также локальная зона незначительных по амплитуде аномалий по метану (рис. 10) и пропану (рис. 11), пространственно совпадающая с субширотной зоной тектонического контакта пород п-ова Средний и Рыбачий. Эта небольшая по размерам зона, вероятно, является областью вывода на поверхность летучих легких углеводородов, которые присутствуют в рифейских породах осадочного чехла.

ВЫВОДЫ

Исследования структурно-вещественных комплексов северо-западной части Тимано-Варангерского пояса показали, что полого залегающие и слабометаморфизованные осадочные толщи неопротерозоя (рифей) могут обладать очень большим нефтегазоносным потенциалом как традиционного, так и нетрадиционного типов. Изучение физических свойств горных пород разреза выявило наличие благоприятных условий для формирования залежей УВ сырья и, в первую очередь, для скоплений “сланцевого газа” [26].

На п-овах Средний и Рыбачий были выявлены аномально высокие концентрации углеводородных газов в рифейских отложениях. Значения коэффициента $CH_4/\Sigma TV$ в пробах (от 2.4 до 40.0) не отличаются от показателей, характерных для обычных газоконденсатных и газонефтяных месторождений в отложениях фанерозоя [23, 24]. Широкое распространение покмарок в прибрежной зоне к северу от Кольского п-ова, в соответствующей полосе развития рифейских и палеозойских отложений также могут указывать на повышенное содержание в них УВ газов, маркирующих зоны локализации месторождений нефти и газа.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИОРАН FMWE-2024-0018 (анализ геодинамической эволюции региона), № FMWE-2024-0019 (исследования геоморфологических особенностей развития региона), грантов РНФ № 22-67-00025 (изучение процессов газонасыщения осадочных толщ в зоне перехода суша—море) и № 22-77-10091 (анализ сейсмоакустических данных морского дна Баренцева моря).

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия, Л.: Недра, 1988. 288 с.

2. Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1123–1126.
3. Гололобов и др. Отчет по комплексной аэрогеофизической (магнитной, гамма-спектрометрической, газовой на метан и пропан) съемке масштаба 1:50000 на территории Мурманской области (район п-овов Средний и Рыбачий). ФГУ НПП “Геологоразведка”. СПб., 2003. Фонды ЗАО МНГ, Мурманск.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 197 с.
5. Дмитриевский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г. Использование сейсмоакустического комплекса для исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в восточной Арктике // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 412–417.
6. Иванов А.Ю., Матросова Е.Р., Кучейко А.Ю. и др. Поиск и обнаружение естественных нефтепроявлений в морях России по данным космической радиолокации // Исследование Земли из космоса. 2020. № 5. С. 43–62.
7. Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний докембрий севера Мурманской области // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 5. С. 1154–1157.
8. Коноплева Н.Г. О стратиграфии рифейских отложений полуострова Рыбачьего // Новые данные по геологии и стратиграфии Северо-Запада РСФСР. Тр. Министерства геологии РСФСР. 1977. Вып. 6. С. 62–80.
9. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
10. Крылов И.Н., Любцов В.В. Строматолитовые бигермы острова Кильдин // Природа и хозяйство Севера. 1976. Вып. 4. С. 50–56.
11. Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1989. 130 с.
12. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
13. Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего, Рыбачьего и острова Кильдина // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175. С. 153–186.
14. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцево-морский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
15. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др. Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик

- Николай Страхов” в 2019 г. // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.
16. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Геолого-геофизические, геоморфологические и гидрофизические исследования в Баренцевом и Карском морях в 51-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” в 2022 г. // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 5. С. 858–861.
 17. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитриевский Н.Н. и др. Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в Баренцевом море // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887.
 18. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраин и внутр. морей РАН, 1996. 94 с.
 19. Полканов А.А. Геологический очерк Кольского полуострова // *Тр. Аркт. ин-та*. 1936. Т. 53. 171 с.
 20. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // *Докл. РАН*. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
 21. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Мартынов Е.В. и др. Метаморфиты Мурманского домена (Кольский полуостров) в сравнении с древнейшими ассоциациями пород северо-востока Балтийского щита, Канады и Гренландии // *Геохимия*. 2008. № 6. С. 660–665.
 22. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция Восточной части Балтийского щита // *Известия секции наук о Земле РАЕН*. 2008. Вып. 18. С. 5–19.
 23. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н. и др. Архей и неопротерозой полуостровов Рыбачий и Средний (Балтийский щит): геология, геодинамика, нефтегазоносность и алмазоносность. Апатиты: Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2022. 853 с.
 24. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В. Геология и потенциальная нефтегазоносность п-ова Рыбачий (Кольский полуостров) // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2011. № 5. С. 14–19.
 25. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В. Потенциальная нефтегазоносность западной части Арктического шельфа России и прогностические критерии поиска УВ сырья в прибрежной зоне Кольского полуострова // *Вестник МГТУ (Труды Мурманского Государственного университета)*. 2010. Т. 13. № 14/1. С. 736–750.
 26. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е. и др. Нефтегазоносность неопротерозойских осадочных комплексов Тимано-Варангерского пояса // *Вестник МГТУ (Труды Мурманского Государственного университета)*. 2014. Т. 17. № 2. С. 349–363.
 27. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Никифоров С.Л. Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // *Арктика: экология и экономика*. 2015. № 2(18). С. 14–25.
 28. Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Кошель С.М., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция и морфоструктурный анализ западной части арктического шельфа России // *Вестник МГТУ*. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 123–137.
 29. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М. – Ижевск: Институт компьютерных исследований; НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 2007. 452 с.
 30. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
 31. Стрелков С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // *Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1973. С. 5–80.
 32. Тимофеев Б.В. Микрорифитологическое исследование древних свит. Л.: Наука, 1966. 147 с.
 33. Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Шихирина К.А. Предварительные данные об изменении уровня Баренцева моря в районе хребта Мустатунтури, северо-запад Мурманской области // *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2023. Т. 20. С. 211–217.
 34. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
 35. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
 36. Ananyev R., Dmitrevskiy N., Jakobsson M. et al. Sea-ice ploughmarks in the eastern Laptev Sea, East Siberian Arctic shelf // *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient* / Dowdeswell J.A., Canals M., Jakobsson M. et al. (eds). Geological Society, London, Memoirs. 2016. V. 46. P. 301–302.
 37. Kolka V., Tolstobrov D., Corner G.D. et al. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change on the Barents Sea coast at Teriberka, Kola Peninsula, northwestern Russia // *The Holocene*. 2023. V. 33(9). P. 1060–1072.
 38. Møller J.J., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Corner G.D. Holocene raised beach-ridges and sea-ice pushed boulders on Kola Peninsula, Northwest Russia: indicators of climatic change // *The Holocene*. 2002. V. 12. № 2. P. 169–176.
 39. Raaben M.E., Lyubtsov V.V. Stromatolites on Kildin Island, Kanin Peninsula (Russia) and Grasdalen Formation and Porsanger Dolomite (Northern Norway) // *Norwegian-Russian Collaboration Programme “North Area”, 1-st International Barents Symposium, 21–24 October, 1993, Kirkenes, Norway. Abstract Volume*. P. 33.

40. *Samuelsson J.* Biostratigraphy of Kildin Island and Sredni Peninsula: preliminary results // Norwegian-Russian Collaboration Programme “North Area”, 1-st International Barents Symposium (Abstracts), 21–24 October, 1993, Kirkenes, Norway. Abstract Volume. P. 39.
41. *Siedlecka A., Roberts D.* The bedrock geology of Varranger Peninsula, Finmark, North Norway: an excursion guide. *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* 1992. V. 5. 45 p.
42. *Sorokhtin N.O., Chilingar G.V., Kozlov N.E., Shin S.* The Oil and Gas Potential of the Eurasian Western Arctic Shelf // *Energy Sources. Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects.* 2012. V. 34. Is. 23. P. 2220–2233.
43. *Sorokhtin O.G., Chilingarian G.V., Sorokhtin N.O.* Evolution of Earth and its climate // *Elsevier Science. Developments in Earth and Environmental Sciences.* 2011. V. 10. 763 p.

GEODYNAMIC, GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF GAS-SATURATED STRATA IN THE WESTERN RUSSIAN ARCTIC (RYBACHY PENINSULA AND ADJACENT WATERS OF THE BARENTS SEA)

N. O. Sorokhtin^{a, *}, S. L. Nikiforov^a, L. I. Lobkovsky^a, R. A. Ananiev^a,
O. P. Korsakova^b, I. V. Chikirev^b, V. A. Putans^a, N. N. Dmitrevsky^a, N. E. Kozlov^b,
E. A. Sukhikh^c, A. P. Denisova^c, E. A. Moroz^c, N. V. Kulikov^d

^a *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

^b *Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia*

^c *Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

^d *LLC “Arctic technologies”, Moscow, Russia*

* *e-mail: nsorokhtin@ocean.ru*

The Arctic shelf is an area of national priority for Russia. Huge reserves of hydrocarbon raw materials in addition to transport and logistics communications are concentrated within its borders. The article discusses the issues of identifying the spatiotemporal patterns of the formation of a potentially oil-and-gas-bearing region in the junction zone of two continental lithospheric plates of different ages: the ancient Archean (Russian) and the young Barents Sea plate (with the Grenville basement). A description of the geodynamic evolution of the region is given, and data on the geological structure of the Neoproterozoic complexes of the Sredny and Rybachy peninsulas (Kola Peninsula) and the adjacent water areas of the Barents Sea are provided. The totality of the data presented suggests that the relief of the western part of the Russian Arctic was mainly formed as a result of the processes of closure of the Proto-Atlantic and Ural paleo-oceans (and later the Japetus paleo-ocean). The oil and gas potential of the described region was formed as a result of a multi-stage and time-long process that led to the enrichment of Neoproterozoic complexes of the northern part of the Kola Peninsula and the adjacent waters of the Barents Sea with hydrocarbon raw materials.

Keywords: geodynamics, Arctic shelf, hydrocarbons, Sredny and Rybachy Peninsulas, Barents Sea, methane, pockmarks, seismic and acoustic methods