

УДК 551.242.056+551.462.5

ГЕОДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ЦЕНТРАЛЬНО-КАРСКОМ БАССЕЙНЕ

© 2022 г. Н. О. Сорохтин¹, *, С. Л. Никифоров¹, Р. А. Ананьев¹,
Н. Н. Дмитриевский¹, Е. А. Мороз², Е. А. Сухих², Н. Е. Козлов³, И. В. Чикирев³,
А. И. Фриденберг⁴, А. А. Колюбакин⁴

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

⁴ООО “РН-Эксплорэйшн”, Москва, Россия

*e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

Поступила в редакцию 19.08.2021 г.

После доработки 04.03.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В статье рассматриваются вопросы геодинамической эволюции Карско-Баренцевоморского шельфа и влияние структурообразующих процессов на характер рельефообразования. Совокупность полученных данных позволяет предположить, что рельеф западной части Российской Арктики был сформирован в результате полициклических процессов закрытия океанов: Протоатлантического, Палеоуральского и Япетус. Системный анализ палеогеодинамических реконструкций эволюции континентальной коры арктического региона позволяет с высокой степенью достоверности выявлять пространственно-временные закономерности формирования рельефа, прогнозировать области локализации опасных явлений на морском дне и обосновывать геоморфологические критерии поиска месторождений углеводородного сырья не глубокого заложения.

Ключевые слова: геодинамика, геоморфология, арктический шельф, рельеф дна, опасные процессы, грабен, Карское море, локальное растяжение

DOI: 10.31857/S0030157422040116

ВВЕДЕНИЕ

Континентальная кора западной части арктического шельфа России как по составу, так и по строению резко отличается от океанической. Она, главным образом, образуется в зонах поддвига литосферных плит. Часть “молодых” платформ могла быть сформирована и за счет столкновения островных дуг и захвата фрагментов древней океанической коры, включающих в себя не только основные, но и серпентинизированные ультраосновные породы.

Исследования площадных характеристик рельефа дна ряда шельфовых областей, к которым можно отнести образования Баренцевоморской плиты и части Западно-Сибирской плиты (молодой платформы) позволяют решить фундаментальные проблемы, наиболее важной из которых является определение гетерогенного строения фундамента и геодинамической природы погребенных под осадочным чехлом участков литосферы с океаническим типом коры, обрамленных кон-

тинентально-коровыми образованиями. Примером таких образований могут служить впадины Баренцева и Карского морей, а также участки Западно-Сибирской молодой платформы (ЗСП). На сегодняшний день не существует однозначных способов их типизации. Важность данного положения трудно переоценить, т.к. именно от него зависят основы построения пространственно-временных параметров дальнейшей геодинамической эволюции континентально-коровой системы региона, условий восстановления и характера накопления осадочного чехла, закономерностей распределения во времени и пространстве коллекторов и ловушек, а также прогноза накопления промышленно значимых концентраций углеводородного сырья [7, 8]. Кроме этого, адекватное восстановление причинно-следственных связей экзогенных и эндогенных процессов геодинамической системы региона позволит обосновать прогноз вероятных катастрофических событий на морском дне и дать им количественную оценку.

Одним из новых методов, который подтверждает геодинамические построения, может являться геолого-геоморфологический анализ, направленный на решение обратной задачи [6]. Этот метод был выбран не случайно, так как в процессах образования рельефа были учтены параметры его происхождения, масштабов проявления и возраста консолидации. Поэтому, характер и особенности проявления структурообразующих процессов в современных формах рельефа разного генезиса отражает отдельные этапы (параметры) его прошлой геодинамической эволюции. Данная методика предполагает проведение геодинамического анализа основных закономерностей эволюции литосферы описываемого региона и насыщение общей модели фактурными геолого-геофизическими и геоморфологическими данными. На основании предлагаемой методики решается задача интерпретации данных, полученных при изучении рельефа дна в экспедициях НИС “Академик Николай Страхов” в 2019–2020 гг.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Древняя Восточно-Европейская платформа (ВЕП) в протерозое неоднократно испытывала процессы раскола и коллизии с Североамериканской литосферной плитой [11, 19]. Во время закрытия Свекофеннского палеоокеана и формирования суперконтинента Мегаетя Штилле (1.9–1.8 млрд лет назад) были сформированы структурно-вещественные комплексы свекофенид Балтийского щита и Кетилид южной Гренландии и Канады. Благодаря этому, впоследствии, была сформирована алмазоносная провинция восточной части Балтийского щита и Архангельской области [18]. О геодинамических процессах в раннем и среднем рифее (1650–1030 млн лет назад) достоверные геологические данные в данном регионе отсутствуют. Известно, что в Перитиманской области и в Кандалакшско-Двинском бассейне в интервале 1350–1050 млн лет развивались структуры прогибания фундамента и накопления континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [11]. Тогда же на северо-восточной оконечности ВЕП начинают формироваться шельфовые и склоновые осадочные комплексы пассивной окраины континента [4, 9]. По-видимому, в это время происходило раскрытие океана Палеояпетус, разделившего Канадско-Гренландский континент и структурно-вещественные комплексы Балтийского щита. Около 1.7 млрд лет назад произошел распад суперконтинента Мегаетя Штилле, продолжавшийся до позднего рифея (около 1000 млн лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент – Мезогея (Родиния) [2, 19]. В это время в северо-западной части ВЕП формируется Дальсландская складчатая об-

ласть, являющаяся продолжением Гренвильского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеояпетус [1, 19]. В венде (600–535 млн лет назад) процессы ее выравнивания привели к формированию континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе [12] и прибрежно-морских образований на севере в районе п-ова Варангер в Норвегии [17]. Одновременно с этим продолжалось накопление осадков шельфового и континентально-склонового типов на северной и северо-восточной пассивной окраине ВЕП. Дальсландский орогенез привел к формированию целого ряда закономерно расположенных в пространстве грабеновых структур в ее северо-восточных областях. При этом тектонические условия их развития характеризуются практически полной амагматичностью разрезов, что указывает на отраженный характер проявления данных процессов. Условия относительного тектонического покоя в восточной и северо-восточной частях ВЕП в течение продолжительного отрезка времени, именно около 815 млн лет (т.е. с 1350 по 535 млн лет назад), свидетельствуют о возможном накоплении огромных масс осадков на склоне и в подножии континента [9].

Процесс закрытия Палеоуральского океана и формирования Уральской складчатой системы происходил в раннекаменноугольном–раннетриасовом периодах и сопровождался многостадийным и неравномерным сближением пассивной окраины ВЕП с Западно-Сибирской плиты (ЗСП). При этом западная часть ЗСП была надвинута на древний континент, что привело к образованию коллизионной структуры Урала сложной конфигурации. Пространственно-временная миграция коллизионных процессов развивались последовательно с раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 245 млн лет назад) на севере [3]. В это же время основная часть Баренцевоморско-Печорской литосферной плиты субдуцировала под Южно-Карский сегмент ЗСП, формируя поднятие архипелага Новая Земля. Тогда же ее северная часть (Северо-Карский сегмент) была обдуцирована на Сибирский кратон и сформировала складчатую систему Таймыра. Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием в ней постколлизионных гранитов с возрастом около 264 млн лет [5]. В результате этого между ВЕП и ЗСП была сформирована орогенная структура Полярного Урала, архипелага Новая Земля и п-ова Таймыр, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных, зоны складчатости, местами осложненные трансформными разломами. В это же время, некогда единая Баренцевоморско-Печорская литосферная плита была окончательно разделена на Баренцевомор-



Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция западной части Арктики для палеозой–раннемезозойского этапа (535–241 млн лет назад) [5]: 1 – континентальные терригенные осадки венда (600–535 млн лет назад), 2 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты, 3 – складчатые образования североатлантических каледонид в раннем ордовике – позднем девоне (480–362 млн лет назад), 4 – складчатые образования полярного Урала, Новой Земли и п-ова Таймыр в ранней перми – раннем триасе (290–241 млн лет назад), 5 – пассивная окраина континента, 6 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 7 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 8 – трансформный разлом, 9 – контур современной береговой линии.

скую (Свальбардскую), Печорскую и Северо-Карскую (рис. 1).

Каледонский и Герцинский этапы тектогенеза привели к формированию единого суперконтинента Пангея, в северной части которого были коллизионно совмещены литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними оказались зажатыми молодые литосферные плиты с гренвильским и герцинским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Баренцевоморско-Печорскую молодые платформы [7]. По-видимому, в это же время была сформирована и Евразийская океаническая впадина,

основную часть которой занимает Канадская или Американо-Азиатская котловина.

Столкновение разновозрастных литосферных плит и образование складчатости на их границах приводило к возникновению систем закономерно расположенных в пространстве разрывных нарушений и специфической складчатости. На рис. 2 отображены закономерности их распределения в пределах Баренцевоморско-Карского региона, которые неизбежно должны были возникать в результате закрытия океанов Япетус и Палеоуральский. Очень важными факторами понимания истории развития региона являются характер столкновения литосферных плит и геометрия взаимодействующих геологических тел. В этот же

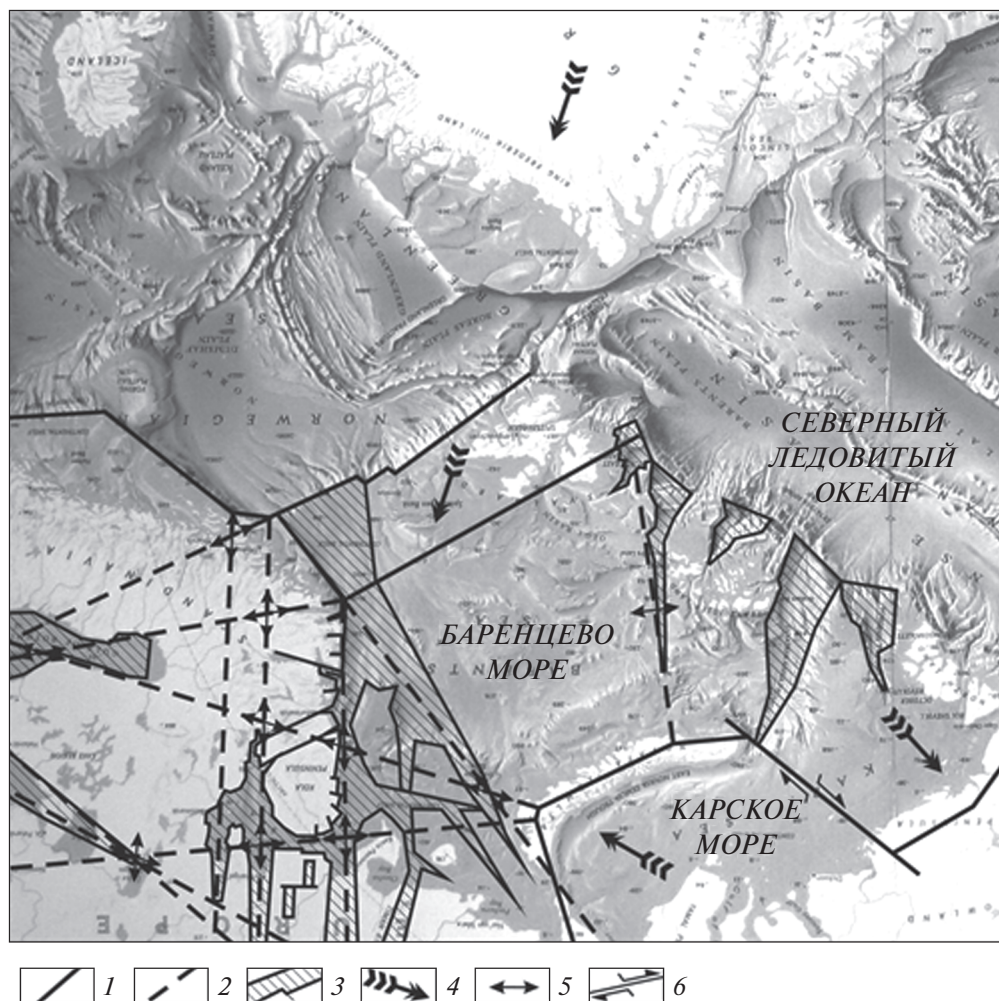


Рис. 2. Схема разрывных нарушений в западной части Российской Арктики в палеозое – раннем мезозое (535–241 млн лет назад) [6]: 1 – граница литосферных плит, 2 – основные линейменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите, 3 – континентальные рифты, 4 – генерализованный вектор движения литосферных плит, 5 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 6 – разлом трансформного типа.

период произошло формирование Норвежско-Мезенской системы рифтов, которые наложались на авлакогены гренвильского этапа тектогенеза. В результате столкновения Гренландии, Баренцевоморской плиты и Балтийского щита в зоне тройного сочленения, а чуть позже – “наползания” северной части Западно-Сибирской платформы на восточную часть Баренцевоморской плиты, был в основном сформирован современный структурный облик западной части Российской Арктики. При этом складчатая система северного Урала, арх. Новая Земля и п-ова Таймыр приобрела причудливо-изогнутую геометрическую форму, повлиявшую, в свою очередь, на развитие системы глубинных разрывных нарушений и распределение областей магматической активности региона [7]. В это время на периферии Баренцевоморской и Северо-Карской плит образовывался ряд специфических субпараллельных

рифтов клинообразной формы. Наиболее крупными из них являются грабены Святой Анны и Воронина на востоке и желоб Франц-Виктория между Землей Франца-Иосифа и архипелагом Шпицберген на западе (рис. 2). Морфология данных структур указывает на процессы растяжения северной части Баренцевоморской литосферной плиты с явными признаками вращения. На это указывает факт их клиновидного раскрытия в процессе активной фазы формирования. Процессы зарождения и дальнейшего развития этих структур тесно связаны с динамикой взаимодействия литосферных плит при закрытии Палеоуральского океана.

Следует отметить, что в условиях столкновения литосферных плит одного типа более древняя всегда погружается (субдуцирует) под более молодую [10]. В нашем случае фундамент Баренцевоморской плиты сложен полискладчатыми

образованиями дорифейских и рифейских структурно-вещественных комплексов, тогда как аналогичные структуры Западно-Сибирской плиты представлены палеозой-триасовыми образованиями. В то же время северная часть Сибирского кратона сформирована древними гранито-гнейсовыми комплексами архея и нижнего протерозоя.

Закрытие северной части Палеоуральского океана в пермь—раннетриасовое время привело к столкновению нескольких литосферных плит между собой. Коллизия Баренцевоморской и Западно-Сибирской молодых литосферных плит осложнилась их столкновением с древней Сибирской платформой. В результате этого Баренцевоморская плита погружалась под более молодую Западно-Сибирскую на юге и одновременно надвигалась на древнюю Сибирскую платформу на севере. Подобная сложная конфигурация тройного сочленения зоны коллизии привело к формированию трансформного разлома с правосторонним сдвигом, смещающего Новоземельский и Таймырский ее сегменты (рис. 2).

Принципиальная кинематическая схема этого рельефообразующего геодинамического процесса отражена на рис. 3. Если предположить, что Баренцевоморская литосферная плита двигалась поступательно и прямолинейно относительно неподвижных и расположенных к востоку литосферных плит, а коэффициент трения в зоне их взаимодействия был равен нулю, то в идеальном случае будет реализована кинематическая схема, отраженная на рис. 3а. В реальности же, погружающаяся в мантию литосферная плита всегда испытывает намного большую силу трения, нежели та, которая надвигается (обдущирует). Следовательно, скорость пододвигания южной части Баренцевоморской плиты была гораздо меньшей, нежели скорость надвигания ее северной части. Это свидетельствует о том, что изображенная на рис. 3а геодинамическая обстановка в природе принципиально не реализуема. Получается, что скорость V_1 всегда больше скорости V , что неизбежно должно приводить к возникновению закономерно распределенных в теле исследуемой плиты деформаций растяжения и сжатия. Так, северный сегмент Баренцевоморской литосферной плиты неизбежно должен был перемещаться с большей скоростью, нежели его южная часть, а в ее теле должны были возникать клиновидные расколы, которые веерообразно разделили северную часть плиты на более мелкие сегменты (рис. 3б). Кроме этого, формирующийся на границе плит трансформный разлом, который представлен Северо-Сибирским порогом, должен был сопровождаться деформациями сжатия и коробления, приводящими к формированию изоклиальной складчатости в области его развития [13]. Кроме этого, разность скоростей движения отдельных литосферных блоков в теле плиты должна была

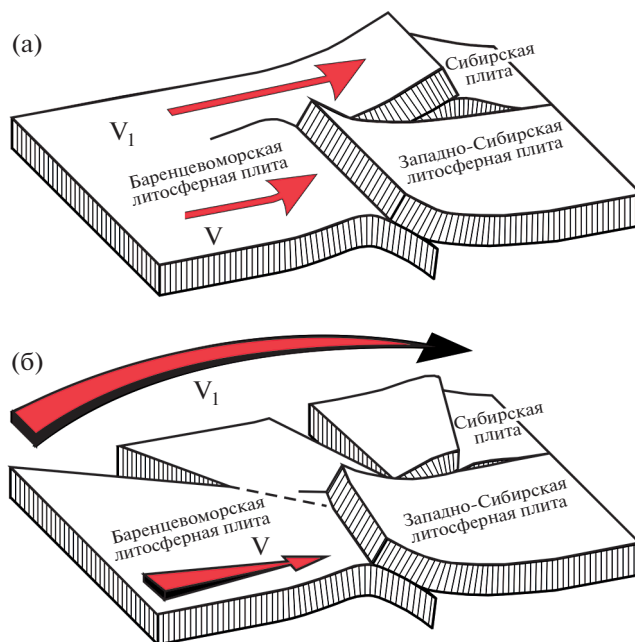


Рис. 3. Принципиальная схема тройного сочленения разновозрастных континентальных литосферных плит. Пояснения в тексте.

приводить к возникновению эффекта их вращения относительно друг друга. Согласно этой схеме, северная оконечность южного сегмента Баренцевоморской плиты подгибалась вправо вслед за северным сегментом (рис. 3б). Если обратить внимание на географическую карту, то именно так ведет себя ось складчатости в северной оконечности Новоземельской орогенной структуры (рис. 2). Здесь следует отметить, что Северо-Карский сегмент Баренцевоморской плиты после возникновения крупного рифта Святой Анны был практически отделен от нее и мог в дальнейшем перемещаться в пространстве самостоятельно.

В процессе поступательного движения Баренцевоморской литосферной плиты в сторону молодой Западно-Сибирской и древней Сибирской платформ возраст формирования клиновидных рифтов должен был меняться с запада на восток в современных румбах от древних к молодым. Это обусловлено тем, что процесс их последовательного зарождения и развития связан с конфигурацией тройной зоны сочленения плит и степенью удаленности от зоны коллизии. Наиболее древние клиновидные рифты исследуемого региона должны были зарождаться на ранней стадии столкновения и в тылу Баренцевоморской плиты, а поздние — на ее фронте и на завершающей стадии, т.е. около 245 млн. лет назад. Эти выводы хорошо согласуются с данными, которые обосновывают возрастное смещение с запада на восток времени формирования клиновидных рифтов,



Рис. 4. Наложенная структурная организация Баренцево-Карского региона [4]: 1 – поднятия и валы: I–IV – поднятия Баренцевоморской плиты: I – Земли Франца-Иосифа, II – Персея, III – Центрально-Баренцевское, IV – Адмиралтейское; V–IX – мегавалы Южно-Карской плиты: V – Викуловский, VI – Кропоткинский, VII – Русановский, VIII – Воронинский, IX – Обручевский; 2 – прогибы, впадины и синеклизы: X–XIV – Свальбардская и Печорская плиты: X – Святой Анны, XI – Нордкапский, XII – Восточно-Баренцевоморская, XIII – Печорская, XIV – Ижмо-Печорская; 3 – Норвежско-Мезенская система рифтов; 4 – потенциально нефтегазоносные структуры и выявленные месторождения углеводородов; 5 – контур современной береговой линии.

обрамляющих Баренцевоморскую литосферную плиту с севера [14].

Процессы формирования структурного ансамбля описываемого региона с одной стороны имеют закономерный облик коллизионной зоны сочленения нескольких литосферных плит, а с другой, отражают условия их эволюции на ранних стадиях развития (рис. 4). Чехольные комплексы Баренцевоморской (Свальбардской), Печорской и Южно-Карской плит имеют различную структурную организацию, что обусловлено неравномерным пространственно-временным тектоническим воздействием зоны коллизии. Так, восточно-баренцевоморский регион характеризуется закономерным распределением в пространстве

достаточно широких и вытянутых параллельно сuture герцинид Урала антиклинальных поднятий (Персея и Центрально-Баренцевское), которые отделены от нее Восточно-Баренцевоморской и Святоканнинской синклиналиными впадинами (рис. 4). Нордкапский прогиб был в основном сформирован в результате развития структур в каледонское время, а его южная часть является типичным предгорным прогибом. При этом не следует забывать, что поднятия архипелага Земля Франца-Иосифа, как впрочем, и архипелагов Северная Земля и Шпицберген, были сформированы не столько благодаря данным процессам, сколько в результате более позднего изостатического выравнивания края континента

при раскрытии в кайнозой Северного Ледовитого океана.

Крупное прогибание фундамента Баренцево-морской плиты и формирование Восточно-Баренцево-морской впадины, с одной стороны, вызвано развитием краевого прогиба, а с другой, отражает ее неоднородность и присутствие коры океанического типа. Это, по-видимому, и послужило причиной развития столь широкого по своим параметрам прогибания фундамента, т.к. впадины этого типа обычно имеют достаточно узкую и вытянутую форму. Часто при развитии процессов коробления чехла возникают характерные седловидные образования, которые разделяют их на сегменты. В качестве примера такой структуры можно рассматривать Лудловскую седловину, которая разделяет Восточно-Баренцево-морскую впадину на Северо- и Южно-Баренцево-морскую впадины. Они возникли, скорее всего, в результате изменения углов простирания коллизионной зоны и, как следствие, развития сдвиговых деформаций. Следует отметить тот факт, что перечисленные структуры осложнены развитием наложенной в более позднюю эпоху системы рифтов, которые только усилили процессы проседания фундамента.

Анализируя полученные результаты можно заключить, что развивающиеся в пределах Баренцево-Карского региона структуры прогибания фундамента имеют различную природу. Часть из них формировалась за счет растяжения литосферы, а другие — в результате эволюционного проседания фундамента. К первым можно отнести структуры Норвежско-Мезенской системы рифтов, грабены Воронина, Святой Анны и Франц-Виктория, а ко вторым Южно-Баренцево-морскую впадину, Медвежинско-Эджинскую зону прогибов и целый ряд линейных прогибов южной и центральной частей Карского моря.

При этом закономерным является то, что первый тип структур, как правило, характеризуется магматизмом нормальной щелочности, сопоставимый с океаническими базальтами, а второй представлен субщелочными разностями [5]. На стадии отмирания активной фазы коллизии в эпоху тектонической релаксации системы и разрушения орогенной структуры, именно на границе контрастных сред должны формироваться глубинные разрывные нарушения, по которым происходит внедрение магматитов мантийного ряда. Связано это с тем, что изостатическое выравнивание блоков коры разного состава, плотности и удельного веса приводит к их вертикальным перемещениям относительно друг друга с разной скоростью. Щелочность состава магм при этом зависит от глубины их зарождения, а, следовательно, и от мощности литосферной плиты, которая все-

гда выше, нежели в активно развивающихся рифтовых системах.

Как уже отмечалось выше, во время закрытия Палеоуральского океана 290–241 млн лет назад была сформирована складчатая система Урала, арх. Новой Земли и п-ова Таймыр. Обращает на себя внимание характерная для островных дуг вогнутость Новоземельского сегмента складчатой системы, которая закономерно повлияла на распределение полей напряжения в южной и центральной частях задугового пространства, которым является Карское море (рис. 5). Известно, что векторы направленности сил сжатия всегда перпендикулярны длинной оси складчатости и вдоль них реализуются сдвиговые деформации. Геометрия тыловой зоны палеосубдукции в пределах арх. Новая Земля такова, что они пересекаются в центральной части Южно-Карского морского бассейна (рис. 5).

За пределами области пересечения векторов полей напряжения сжатия могут возникать условия локального растяжения, связанные с тем, что сдвиговые деформации в этих зонах формируют характерные трещины отрыва, которые часто образуются при возникновении нормальных напряжений, превышающих предел прочности горных пород. Углы смещения по формирующимся таким способом сдвигам должны соответствовать углам крайних векторов, по которым они реализуются. Обобщая сказанное можно заключить, что описываемые векторы реализуемых в пространстве полей внутренних сил фактически являются макромасштабными аналогами изменения тензоров напряжения, которые приняты для единичных объемов сплошной среды.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Комплексные геолого-геофизические исследования были проведены на шельфе Карского моря в 41-м и 49-м рейсах НИС “Академик Страх” в 2019–2020 гг. [15, 16]. Батиметрический промер выполнялся при помощи многолучевого эхолота Reson Seabat 8111, входящего в состав штатной судовой гидроакустической системы картирования морского дна. Сбор и обработка данных проводилась с помощью программы Teledyne PDS. Проведенные изыскания позволили выявить несколько характерных участков, в пределах которых нашли свое отражение рельефогенерирующие процессы, связанные с региональными геодинамическими событиями фанерозоя.

Один из таких полигонов расположен в пределах центральной части Карского моря на глубинах от 50 до 240 м, при средних глубинах 60–90 м (см. рис. 5). Перепад глубин на участке составляет 190 м. Преобладают субгоризонтальные поверх-

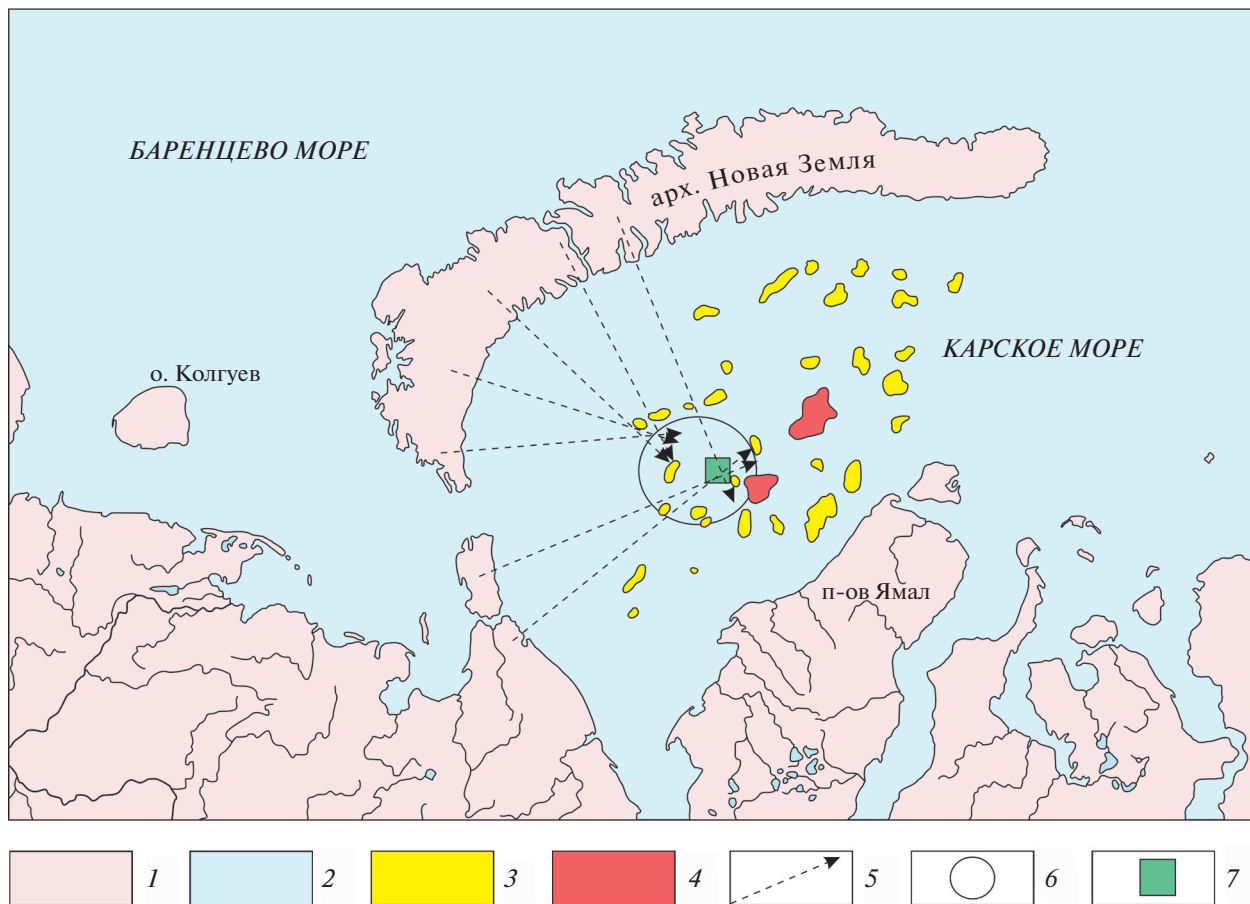


Рис. 5. Схема распределения векторов полей напряжения в Карском море: 1 – суша, 2 – шельф, 3 – месторождения нефти и газа, 4 – месторождения газоконденсатов, 5 – векторы полей напряжения, 6 – область пересечения векторов полей напряжений, 7 – полигон, на котором проводились детальные исследования.

ности и очень пологие склоны (до 4°). На склонах грабенообразных понижений и эрозионных врезов углы наклона варьируют от 8° – 15° до 35° . Для термокарстовых западин характерны склоны средней крутизны и пологие (4° – 8°). Полигон представляет собой эрозионно-денудационную равнину, смоделированную водно-ледниковыми и криогенными процессами с последующей голоценовой морской аккумуляцией, наложенную на более древнюю и глубоко (до 160 м) расчлененную грабенообразную структуру (рис. 6).

В пределах полигона можно выделить несколько различающихся между собой областей. В нижнем ярусе рельефа обнаруживаются глубокая грабенообразная долина, осложненная многочисленными руслами и сопутствующими им останцовыми формами рельефа на бортах (рис. 6, А). На севере от нее ответвляется несколько выклинивающихся “рукавов” (рис. 6, Б, В), а в южной части полигона наблюдается сужающийся канал, уходящий за пределы исследуемой территории (рис. 6, Г). В юго-восточной части полигона на глубинах 100–125 м выделяется круп-

ное поле с многочисленными отрицательными формами рельефа предположительно термокарстового происхождения, огибающее останцовые формы фоновой равнины (рис. 6). По морфологическим признакам можно предположить, что термокарстовые поля наследуют структурные формы рельефа и расположены в области более интенсивного осадконакопления, перекрывшего мощной толщей линейные зоны проседания фундамента. В северной части полигона выделяется возвышенная равнина, глубиной 45–70 м., а в южной – относительно пониженная (85–100 м) с многочисленными следами мелких и средних форм айсбергового выпаживания (рис. 6).

Доминирующей формой рельефа является грабенообразная долина, которая представляет собой извилистую в плане линейную депрессию длиной 18 км и относительной глубиной до 160 м (рис. 6, профиль 1-1'). Углы наклона ее склонов достигают 15° – 20° в среднем и до 27° – 30° на наиболее крутых участках. Ширина депрессии по бровкам 1.5–1.7 км в южной и центральной частях понижения и 2.8–3 км в северной части.

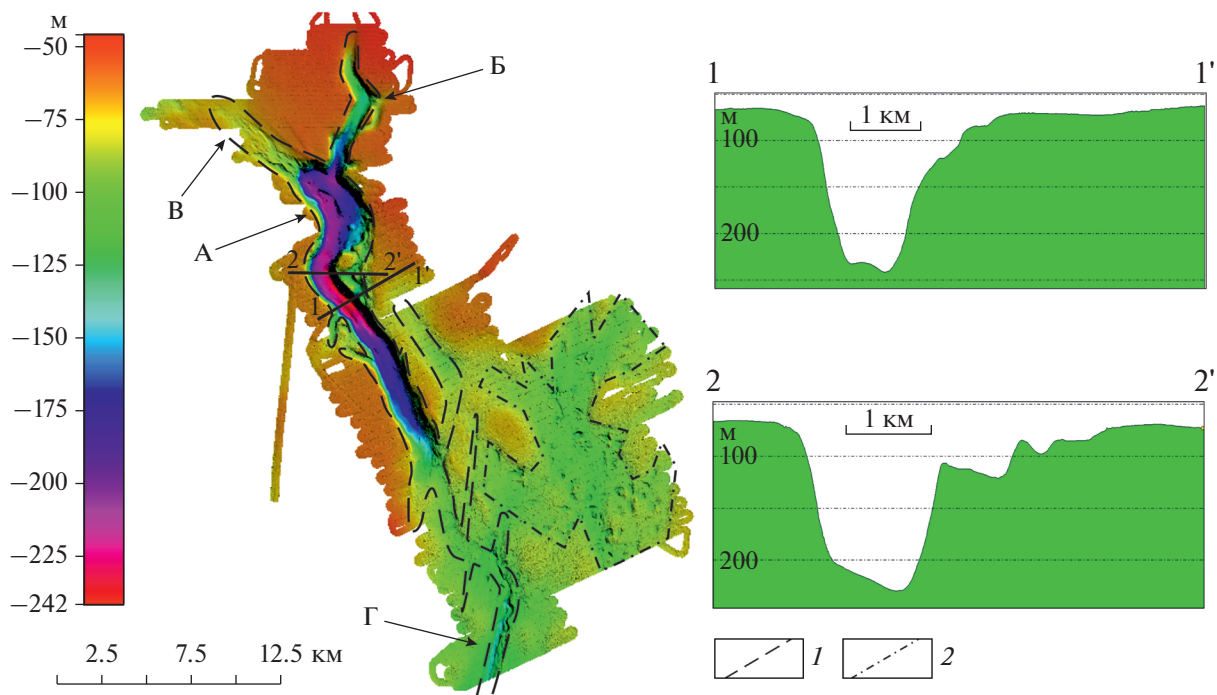


Рис. 6. Цифровая модель рельефа дна детального полигона с линиями профилей и границами областей (см. рис. 5). Соотношение масштабов поперечных профилей 1:10. 1 – генерализованная зона развития грабена, 2 – генерализованная область развития термокарста. Пояснения к остальным обозначениям в тексте.

В донной части грабена обнаруживаются валы, холмы и ложбины, осложняющие его формы рельефа. Самым значительным является вал, тянувшийся на 7 км вдоль дна депрессии в ее центральной части. Он имеет высоту 5–8 м и ширину 300–400 м. Мелкие ложбины опоясывают вал с обеих сторон. В северной части полигона на восточном борту донной части грабенообразной структуры можно обнаружить две террасовидные поверхности на относительных высотах в 30 и 60 м шириной в 300–1000 и 400–600 м соответственно. Более высокая террасовидная площадка выражена сильнее, т.к. имеет почти плоскую поверхность. У более низкой “террасы” поверхность находится под углом 1°–2°, а местами достигает 4°.

Склоны грабена с обеих сторон осложнены обработанными эрозией поверхностями, состоящими из холмов останцовой природы и реликтами русел, создающими вокруг них понижения глубиной 30–50 м (рис. 6, профиль 2-2'). Русла на этих поверхностях образуют рисунок, схожий с рисунком меандрирования. Склоны холмов средней крутизны составляют 5°–8°, до 10°, вершины плоские. Абсолютные высоты вершин всех холмов соответствуют высотам фоновой равнины. Ступенчатый характер склонов может быть связан с обрушением склонов, оползневыми процессами и проседанием крупных блоков по зонам трещиноватости, которую наследует и эрозионная сеть.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в ходе исследований данные позволяют восстановить пространственно-временную систему проявления рельефообразующих процессов в центральной части Карского моря.

К наиболее ранним из них можно отнести тектонические процессы, связанные с закрытием Палеоуральского океана и формированием системы разрывных нарушений в коре северо-западной оконечности Западно-Сибирской молодой платформы, к которой относится Южно-Карская впадина. Построенная нами кинематическая схема в пределах исследуемого полигона позволяет утверждать, что в области регионального сжатия могут формироваться зоны локального растяжения (рис. 7). На рис. 7 видно, что в тыловой зоне пересекающихся векторов полей регионального сжатия возникает характерная грабенообразная структура, напоминающая трещину отрыва с явными следами растяжения и сдвига.

Процесс формирования локализованных в пространстве зон растяжения в центральной части Южно-Карской котловины закономерен, т.к. отражает процессы геометрической вариативности коллизионной зоны архипелага Новая Земля, о. Вайгач и северной оконечности Полярного Урала. Системный подход к проблемам изучения структурной организации подобных геодинами-

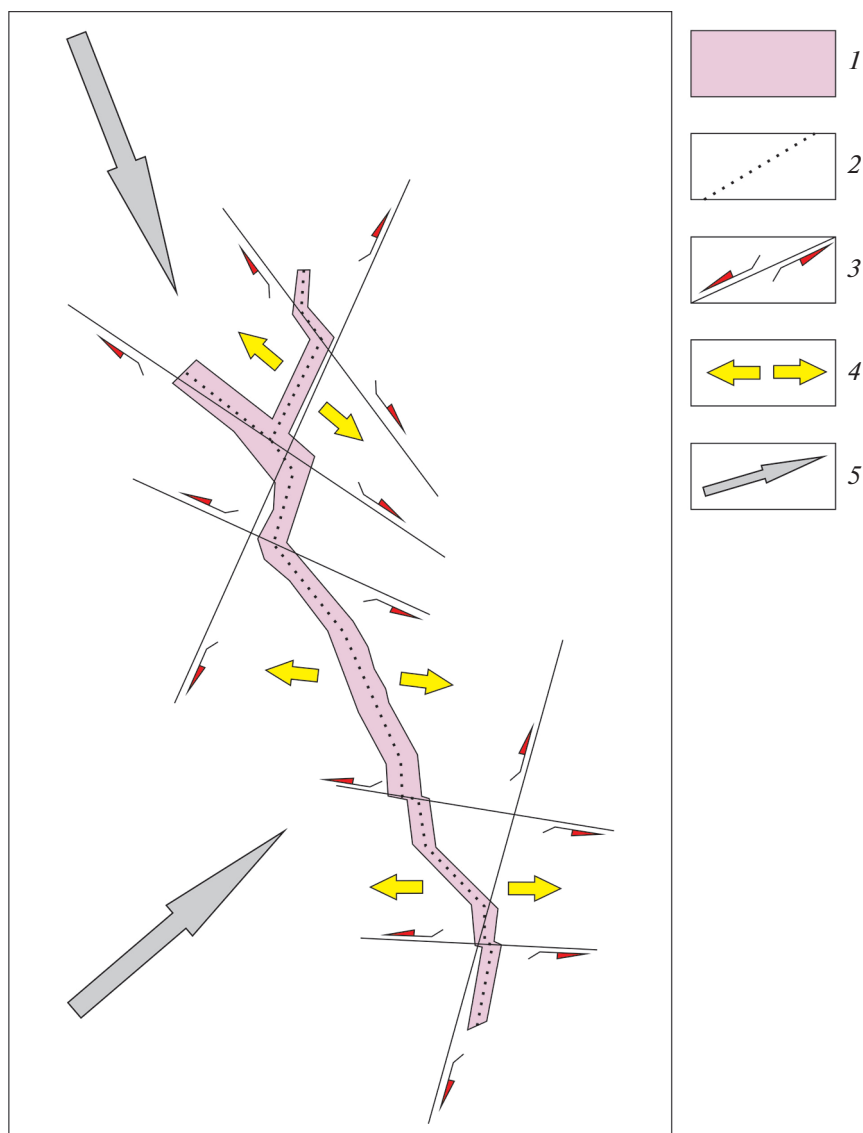


Рис. 7. Кинематическая схема деформаций грабенообразной структуры, изображенной на рис. 6: 1 – контуры грабенообразной структуры, 2 – ось грабена, 3 – сдвиги, 4 – направления векторов полей локального растяжения, 5 – направление векторов полей регионального сжатия.

ческих обстановок позволяет нам утверждать, что при региональном сжатии природных геологических систем всегда будут возникать области и участки локального растяжения, характеризующиеся процессами грабенообразования и, даже, рифтогенеза. Данные исследования наиболее важны в областях локализации месторождений нефти и газа, т.к. описанные выше процессы ведут к углеводородной деградации осадочного чехла отдельных зон региона.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания по темам №№ FMWE-2021-0005, FMWE-2021-0004, FMWE-2021-0015, FMWE-2021-0016, FWWZ-2019-0053, FWWZ-2019-0052 и 0135-2019-0076.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
2. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 42–59.
3. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
4. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцево-морской фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.

5. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2500000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М. : Изд-во ин-та Литосферы, 1996. 94 с.
6. Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Кошель С.М., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция и морфо-структурный анализ западной части арктического шельфа России // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 123–137. <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2016-1/1-123-137>
7. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция западной части арктического шельфа России. // Вестник РАЕН. 2010. Т. 10. № 1. С. 32–41.
8. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В. Потенциальная нефтегазоносность западной части арктического шельфа России и прогнозные критерии поиска УВ сырья в прибрежной зоне Кольского полуострова // Вестник МГТУ. 2010. Т. 13. № 4–1. С. 736–750.
9. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В. Геология и потенциальная нефтегазоносность полуострова Рыбачий (Кольский полуостров) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 5. С. 14–19. <http://vniioeng.mcn.ru/inform/geolog/sod41>
10. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
11. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
12. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений // Труды ГИН. 1978. Вып. 308. 202 с.
13. Шпилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.
14. Geology of Franz Josef Land / Dibner V.D. (Ed.). Oslo: Norsk Polarinstutt, 1998. № 146. 190 p.
15. Nikiforov S.L., Ananiev R.A., Dmitrevskiy N.N. et al. Geological and Geophysical Studies on Cruise 41 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in Arctic Seas in 2019 // Oceanology. 2020. V. 60. № 2. P. 295–296. <https://doi.org/10.1134/S0001437020010178>
16. Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Ananiev R.A. et al. Comprehensive Research in the Western Arctic Seas on Cruise 49 of the R/V Akademik Nikolay Strakhov in 2020 // Oceanology. 2021. V. 61. № 3. P. 439–441. <https://doi.org/10.1134/S0001437021030115>
17. Raaben M.E., Lubtsov V.V., Predovsky A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula). Nor. Geol. Unders. Spesial Publ. Trondheim, 1995. P. 233–246.
18. Sorokhtin N.O. The origins of natural Diamonds. Scrivener Publishing Wiley, 2019. 532 p. <http://www.scrivenerpublishing.com/cart/title.php?id=470>.
19. Sorokhtin N.O., Kozlov N.E., Glaznev V.N., Martynov E.V. A Study in Earth's Geological Evolution (The Baltic Shield). John Wiley & Sons, Inc. 2020. 592 p.

Geodynamics of the Russian Arctic Shelf and Relief-Forming Processes in the Central Kara Basin

N. O. Sorokhtin^{a, #}, S. L. Nikiforov^a, R. A. Ananiev^a, N. N. Dmitrevskiy^a, E. A. Moroz^b, E. A. Sukhih^b,
N. E. Kozlov^c, I. V. Chikirev^c, A. I. Fridenberg^d, A. A. Koluibakin^d

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

^bGeological Institute RAS, Moscow, Russia

^cGeological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

^dLLC “RN-Exploration”, Moscow, Russia

[#]e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

The article deals with the issues of geodynamic evolution of the Kara – Barents Sea shelf and the influence of structure-forming processes on the nature of relief formation. The totality of the data obtained allows us to assume that the relief of the western part of the Russian Arctic was formed as a result of the polycyclic processes of the closure of the Proto-Atlantic, Paleouralian and Iapetus oceans. A systematic analysis of paleogeodynamic reconstructions of the evolution of the continental crust of the Arctic region makes it possible to identify with a high degree of reliability the spatio-temporal patterns of relief formation, predict areas of localization of hazardous phenomena on the seabed, and substantiate geomorphological criteria for the search for hydrocarbon deposits of shallow bedding.

Keywords: geodynamics, geomorphology, Arctic shelf, bottom topography, hazardous processes, graben, Kara Sea, local extension