

УДК 551.242.056+551.462.5

Н. О. Сорохтин, С. Л. Никифоров, С. М. Кошель, Н. Е. Козлов

Геодинамическая эволюция и морфоструктурный анализ западной части арктического шельфа России

N. O. Sorokhtin, S. L. Nikiforov, S. M. Koshel, N. E. Kozlov

Geodynamic evolution and morphostructural analysis of the Western sector of the Russian Arctic shelf

Аннотация. В статье рассматриваются вопросы геодинамической эволюции Баренцевоморского шельфа и влияние структурообразующих процессов на характер рельефообразования. Совокупность полученных данных позволяет предположить, что Норвежско-Мезенская система рифтов, грабены Воронина, Святой Анны и Франц-Виктория были сформированы за счет процессов растяжения литосферы, а Восточно-Баренцевоморская впадина и Медвежинско-Эджинская зона прогибов образовались на стадии зарождения литосферной плиты за счет столкновения нескольких островных дуг и являются останцами древней океанической коры. Разработанная авторами методика морфоструктурного анализа позволила решить обратную задачу, разделить наиболее крупные впадины региона на два основных генетических типа по морфологическим признакам и подтвердила сделанные выводы.

Abstract. The paper considers issues of the Barents Sea shelf geodynamic evolution and influence of basement geologic structural processes on seabed morphology in their interaction. The obtained data have made possible to assume that the Norwegian-Mezenskaya rift system, Voronin graben, St. Anne and Victoria grabens were formed at the expense of the lithosphere stretching processes, but the Vostochno-Barentsevomorskaya basin and Medvezinsko-Edzinskaya area of depressions developed on the initial stage of lithosphere plate evolution due to collision of several island arcs and now all of them are outliers of the ancient oceanic crust. The technique of morphostructural analysis developed by the authors has allowed solve the inverse problem, and under morphological approach split all largest depressions on two main genetic types that confirm received geodynamic conclusion.

Ключевые слова: геодинамика, морфоструктурный анализ, Баренцевоморский шельф, рельеф.
Key words: geodynamics, morphostructural analysis, the Barents Sea shelf, seabed morphology.

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 за счет переработки океанической коры и затачиваемых туда осадков. Однако часть "молодых" платформ могла быть сформирована и за счет столкновения ряда 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 платформы, позволяют решить ряд фундаментальных проблем, наиболее важной из которых является определение гетерогенного строения фундамента и геодинамической природы погребенных под осадочным чехлом участков литосферы с океаническим типом коры, обрамленных континентально-коровыми образованиями. Примером таких образований могут служить многочисленные впадины Баренцева и Карского морей, а также участки Западно-Сибирской платформы. Однако на сегодняшний день не существует однозначных способов их типизации, невозможно определить механизмы формирования рельефа и утверждать с высокой долей вероятности, что та или иная впадина в пределах континентального массива была образована благодаря наложенным рифтогенным процессам, а не каким-либо другим способом на стадии формирования литосферной плиты. 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, прогноза накопления промышленно значимых концентраций углеводородного сырья и т. д. 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 (или отрицает) геодинамические построения, может являться геоморфологический анализ, направленный на решение обратной задачи. Геоморфологические методы были выбраны не случайно, т. к. наука геоморфология изучает в комплексе рельеф (морфология), его происхождение и возраст. Поэтому характер и особенности проявления структурообразующих процессов

и современных форм рельефа разного генезиса отражают отдельные этапы (параметры) прошлой геодинамической эволюции.

Геодинамическая эволюция

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) в протерозое неоднократно испытывала процессы раскола и коллизии с Североамериканской литосферной плитой [1]. Во время закрытия Свекофеннского палеоокеана и формирования суперконтинента Мегаяя Штилле (1,9–1,8 млрд лет назад) были сформированы структурно-вещественные комплексы свекофеннид Балтийского щита и Кетилид южной Гренландии и Канады. В раннем и среднем рифее (1 650–1 350 млн лет назад) достоверные геологические данные в этом регионе отсутствуют. Известно лишь, что в Перитиманской области и в Кандалакшско-Двинском бассейне в интервале 1 350–1 050 млн лет развивались структуры прогибания фундамента и накопления континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [1]. Тогда же на северо-восточной оконечности ВЕП начинают формироваться шельфовые и склоновые осадочные комплексы пассивной окраины континента [2]. 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 Мегаяя Штилле, продолжавшийся до позднего рифея (около 1 000 млн лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент Мезогейя (Родиния). В это время в северо-западной части ВЕП формируется Дальсландская складчатая область, являющаяся продолжением Гренвильского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеояпетус. В венде (650–570 млн лет) процессы ее выравнивания привели к формированию континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе [3] и прибрежно-морских образований на севере в районе п-ова Варангер в Норвегии [4]. 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 их проявления (рис. 1). Условия относительного тектонического покоя в восточной и северо-восточной частях ВЕП в течение продолжительного отрезка времени, а именно: около 780 млн лет (т. е. с 1 350 по 570 млн лет назад) свидетельствуют о возможном накоплении огромных масс осадков на склоне и в подножии континента. По данным О. Г. Сорохтина [5], в это время континент последовательно мигрировал из приэкваториальной зоны Земли, где он находился в момент формирования Мезогейи (около 1,0 млрд лет назад), в высокоширотные и приполярные области (около 800–650 млн лет).

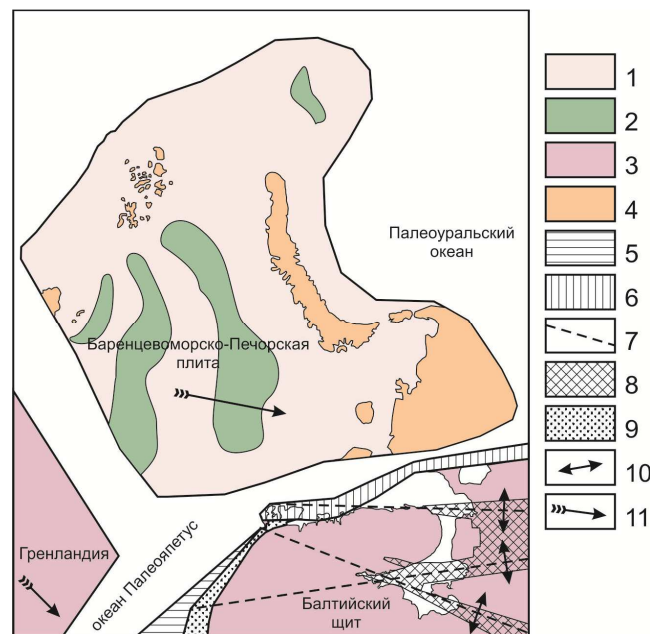


Рис. 1. Плитотектоническая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и прилегающего арктического шельфа в рифее – венде (1 350–540 млн лет назад). 1–2 – Баренцево-Печорская литосферная плита: 1 – осадочно-вулканогенные комплексы островодужного типа; 2 – участки коры океанического типа; 3 – континентальные плиты архейского возраста; 4 – участки современной суши в пределах Баренцево-Печорской плиты; 5 – складчатые образования среднего – позднего рифея дальсландской области (1 200–900 млн лет); 6 – средне-, позднерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты (1 350–620 млн лет); 7 – основные линияменты на Балтийском щите; 8 – рифтогенные образования позднего рифея; 9 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет); 10 – векторы растягивающих напряжений в литосферной плите; 11 – генерализованное направление перемещения плит

Рифейские осадочные толщи обнажены в пределах п-ова Варангер в северной Норвегии, п-овах Средний, Рыбачий и о. Кильдин на северной оконечности Кольского п-ова, а также на Канином носу и Тиманском выступе Архангельской области. В геологической литературе эти образования выделяются как Тимано-Варангерская система байкалитид [6; 7] и представляют собой моноклинальное напластование средне-, позднерифейских и вендских метаморфизованных осадочных комплексов тектонически взброшенных, а местами надвинутых на архейские и раннепротерозойские образования Русской плиты [8]. В северо-западной части разреза поверхность моноклинали полого погружается в сторону Баренцева моря с углами наклона 2–5° и далее его увеличением до 5–10° [7].

Осадочные комплексы среднего рифея представлены сероцветными полимиктовыми конглобрекциями, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов и псаммитов. В верхних частях разреза наблюдается переслаивание сероцветных аргиллитов, алевролитов, полимиктовых псаммитов и конгломератов с линзами и конкрециями карбонатных пород. Позднерифейские и вендские образования представлены переслаиванием разноцветных кварцевых, олигомиктовых и аркозовых псаммитов, алевролитов, пелитов и доломитов. В разрезе встречаются прослои полимиктовых конглобрекций с обломками фосфоритов и карбонатных стяжений. Вторичные преобразования соответствуют стадии метагенеза и начального метаморфизма [9].

Геодинамические условия накопления перечисленных комплексов отвечают единому латеральному ряду шельфовых, континентально-склоновых и подножно-континентальных образований [2]. Присутствие в разрезе фосфоритов и карбонатных стяжений указывает на существование в то время эпиконтинентальных морских условий с возможным наличием зоны апвеллинга. Полное отсутствие магматической деятельности, метаморфизма и складчатости свидетельствует о том, что в данной части ВЕП не существовало активной окраины континента как на стадии заложения окраино-континентального осадочного бассейна, так и в последующие эпохи.

В позднем венде – раннем кембрии, около 620–540 млн лет назад произошло сочленение северной и северо-восточной оконечности ВЕП с Баренцево-Печорской плитой (БПП), которая впоследствии была разделена на Баренцевоморскую (Свальбардскую), Северо-Карскую и Печорскую [1]. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогей (Родиния) [10]. Процесс столкновения двух литосферных плит вероятно протекал в условиях отсутствия процессов интенсивной складчатости и магматизма на границах, что подтверждается их касательным сдвиговым сочленением. Строение фундамента Карско-Баренцевоморской плиты неоднородно и представлено как континентально-коровыми образованиями, так и обособленными участками коры океанического типа, как правило, вытянутой формы [11]. Их генезис до сих пор полностью не выяснен. Согласно нашим построениям, данная литосферная плита была сформирована за счет столкновения серии эшелонированных островных дуг докембрийского возраста подобно тому, как это происходило при закрытии Палеоуральского океана и формировании Западно-Сибирской платформы (рис. 2).

Процесс тектонического сочленения двух плит привел к надвиганию шельфовых и континентально-склоновых образований среднего и позднего рифея и венда на окраину ВЕП и формированию в районе п-овов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и малоамплитудных взбросо-надвиговых структур. А. П. Симонов с соавторами [7] отмечает, что процессы формирования Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжены с резким (до трех раз) уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте. Там же отсутствуют осадочные толщи раннего рифея, которые появляются лишь в самой юго-восточной части пояса [1]. По нашим данным, столкновение двух разновозрастных литосферных плит происходило в результате их правосторонне-сдвигового проскальзывания относительно друг друга по разлому трансформного типа. При этом разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей его части (рис. 1). 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. Более древние, раннерифейские, комплексы, слагавшие нижние уровни склона и подножья пассивной окраины континента, скорее всего, были захоронены в подошве сформированной шовной зоны. Эти процессы привели к увеличению степени проявления складчатости и метаморфизма, вплоть до образования зеленосланцевой фации в пределах Канинской и Тиманской частей разреза, а также к проявлению контрастного магматизма от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-диабазового на юго-востоке. Еще южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру, о чем свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа на восточной ее оконечности [1].

Фундамент БПП обнажается в пределах Северо-Восточной Земли Шпицбергена, северной части арх. Новая Земля, на п-ове Таймыр, также вскрыт бурением на островах Земли Франца-Иосифа и в пределах Печорской плиты. Разрез представлен полискладчатыми и метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми и двуслюдяными, углистыми и графитсодержащими, хлорит-сирицитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, кальцифирами

и конгломератами. Эти комплексы прорваны гранитами рифея и венда. Возраст фундамента составляет около 1,55–1,3 млрд лет [1; 11; 12].



Рис. 2. Мощность земной коры Баренцево-Карского шельфа и данные геотермических измерений по [11] с дополнениями: 1 – суша; 2 – шельф; 3 – континентальный склон; 4 – выделенные по геофизическим данным участки с океанической корой; 5 – изолинии глубин подошвы земной коры, км; 6 – пункты геотермических измерений, мВт/м²; 7 – линия геолого-геофизического профиля (рис. 4)

После архейской геодинамической активизации последующий этап развития планеты стал значительно более спокойным, а скорость накопления массы континентальной коры – сопоставимой с современной [5; 13] (рис. 3). Из этого следует, что за 250 млн лет (с 1,55 по 1,3 млрд лет назад) фундамент Баренцевоморско-Печорской литосферной плиты не смог бы разрастись до современных размеров из одной островной дуги. Скорее всего, данная литосферная плита и схожая с ней Западно-Сибирская платформа были образованы за счет столкновения нескольких крупных островных дуг с корой континентального типа, между которыми остались зажатые фрагменты океанической коры.

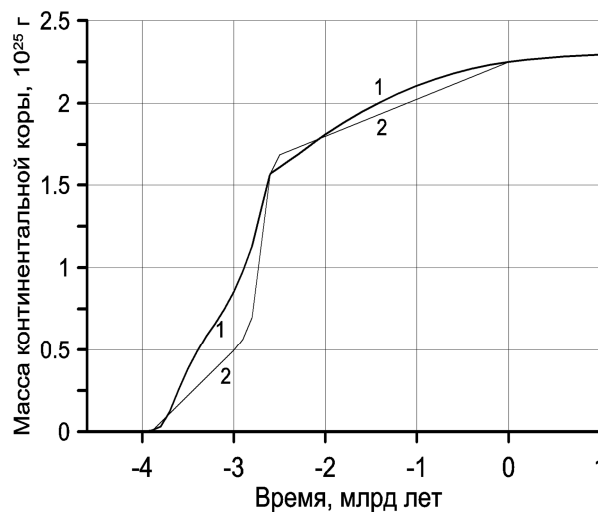


Рис. 3. Рост массы континентальной коры: 1 – [5]; 2 – [13]

Накопление осадочного чехла в пределах Баренцевоморской плиты начинается с формирования карбонатно-терригенных осадков кембрия и силура, развитых преимущественно в наиболее глубоко погруженных западных ее частях (рис. 4). Выше, с явным несогласием, залегают силур – раннедевонские и перекрывающие их, также с несогласием, девон – карбоновые терригенные толщи, на которых в свою очередь залегают карбонатные осадки и эвапориты перми и триаса [11].

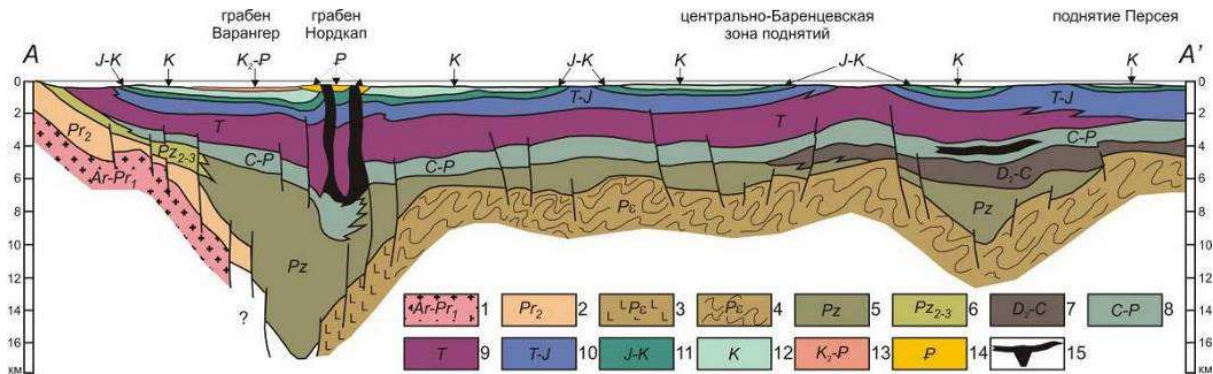


Рис. 4. Геологическое строение центральной части Баренцевоморского шельфа от п-ова Варангер до поднятия Персея (рис. 2) [11]: 1 – фундамент Балтийского щита архейского возраста: полискладчатые, полиметаморфические комплексы тоналит-грондьемитового состава, кристаллические сланцы, амфиболиты; 2 – осадочные комплексы среднего, верхнего рифея и венда: переслаивание аргиллитов, алевролитов, олигомиктовых, аркозовых и полимиктовых псаммитов и конгломератов с линзами карбонатных пород и с прослоями фосфоритосодержащих конглобрекций; 3 – выделенные по геофизическим данным участки с океанической корой докембрийского возраста; 4 – метаморфизованный складчатый фундамент Свальбардской и Северо-Карской плит докембрийского возраста: гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры, кварциты, биотитовые и двуслюдяные сланцы, углистые и графитосодержащие сланцы; 5 – нерасчлененный комплекс палеозоя: песчаники, глины, конгломераты, известняки и углистые прослои; 6 – нерасчлененный комплекс среднего и верхнего палеозоя: песчаники и глины; 7 – нерасчлененный комплекс среднего девона – карбона: песчаники, глины и прослои углистых сланцев; 8 – нерасчлененный комплекс карбон-пермского возраста: песчаники с прослоями глин, конгломераты и известняки; 9 – осадочный комплекс триасового возраста: переслаивание песчаников и глин; 10 – нерасчлененный комплекс триас-юрского возраста: песчаники с прослоями глин; 11 – нерасчлененный комплекс юрско-мелового возраста: песчаники с прослоями глин; 12 – осадочный комплекс мелового возраста: песчаники с редкими прослоями глин; 13 – нерасчлененный комплекс верхнего мел – палеогенового возраста: пески; 14 – осадочный комплекс палеогена: пески; 15 – соляные купола

Силур – раннедевонское и девон – каменноугольное несогласия в осадочных комплексах Свальбардской плиты свидетельствуют о многостадийном процессе закрытия океана Япетус к западу от нее и формированию орогенного комплекса североатлантических каледонид (рис. 5). На ранней стадии осадконакопления произошло наращивание Свальбардской плиты с запада и формирование складчатой системы. На это указывает структурно-вещественное подобие аналогичных комплексов Гренландии и Шпицбергена [1]. Кроме этого, в структурно-вещественных комплексах арх. Шпицберген складчатые образования осложнены крупноамплитудными левосторонними сдвигами, что позволяет определить вектор перемещения литосферных плит относительно друг друга. В основании разреза западного блока Шпицбергена выявлены глаукофановые сланцы, свидетельствующие о субдукции в этом районе более древней Североамериканской плиты под Свальбардскую [1]. Окончательное закрытие океана Япетус и формирование складчатой системы каледонид Норвегии на описываемой территории произошло в позднем девоне, около 375–362 млн лет назад в результате поддвига Североамериканской плиты под Балтийский щит и формирования характерного коллизийного шва на их границе.

Верхнепалеозойские отложения Баренцевоморской плиты со структурным несогласием перекрываются триас – юрскими терригенно-карбонатными толщами, что свидетельствует о процессах активизации герцинской фазы складчатости и закрытия Палеоуральского океана (рис. 4). Как и при закрытии океана Япетус, процесс формирования Уральской складчатой системы сопровождался многостадийным и неравномерным сближением пассивной окраины ВЕП с молодой Западно-Сибирской платформой (ЗСП). При этом западная часть ЗСП была надвинута на древний континент, что привело к образованию коллизийной структуры Урала сложной конфигурации. Пространственно-временная миграция коллизийных процессов развивалась последовательно с раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 265 млн лет назад) на севере [6]. В это же время основная часть Баренцевоморско-Печорской литосферной плиты субдуцировала под Южно-Карский сегмент ЗСП, формируя поднятие арх. Новая Земля. Ее северная часть (Северо-Карский сегмент) была обдуцирована на Сибирский кратон и сформировала складчатую систему Таймыра. Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием в ней постколлизийных гранитов с возрастом около

264 млн лет [11]. В результате этого между ВЕП и Западно-Сибирской плитой (ЗСП) была сформирована орогенная структура Полярного Урала, Пай-Хоя, арх. Новая Земля и п-ова Таймыр, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных зон складчатости, местами осложненных трансформными разломами. В это же время некогда единая Баренцевоморско-Печорская литосферная плита была окончательно разделена на Баренцевоморскую (Свальбардскую), Печорскую и Северо-Карскую (рис. 5).



Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ и прилегающего арктического шельфа в палеозое и раннем мезозое (650–241 млн лет):

- 1 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет);
- 2 – средне-, позднерифейские 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 (505–362 млн лет);
- 4 – складчатые образования Полярного Урала, арх. Новая Земля и п-ова Таймыр в ранней перми – раннем триасе (290–241 млн лет);
- 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

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 зажаты молодые литосферные плиты с гренвилемским и герцинским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Баренцевоморско-Печорскую платформы. По-видимому, в это же время была сформирована и Евразийская океаническая впадина, основную часть которой занимает Канадская, или Американо-Сибирская котловина.

Столкновение разновозрастных литосферных плит и образование складчатости на их границах приводило к возникновению в их теле систем закономерно расположенных в пространстве разрывных нарушений и специфической складчатости. На рис. 6 отображены закономерности их распределения в пределах Баренцевоморско-Карского региона, которые неизбежно должны были возникать в результате закрытия океанов Япетус и Палеоуральский. Очень важным фактором понимания истории развития региона является характер столкновения литосферных плит и геометрия взаимодействующих геологических тел. В этот же период произошло формирование Норвежско-Мезенской системы рифтов, которые наложились на авлакогены гренвилемского 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 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. 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 арх. Шпицберген на западе (рис. 6). Морфология данных структур указывает на процессы растяжения северной части Баренцевоморской

литосферной плиты с явными признаками вращения. Процессы зарождения и дальнейшего развития этих структур тесно связаны с динамикой взаимодействия литосферных плит при закрытии Палеоуральского океана.

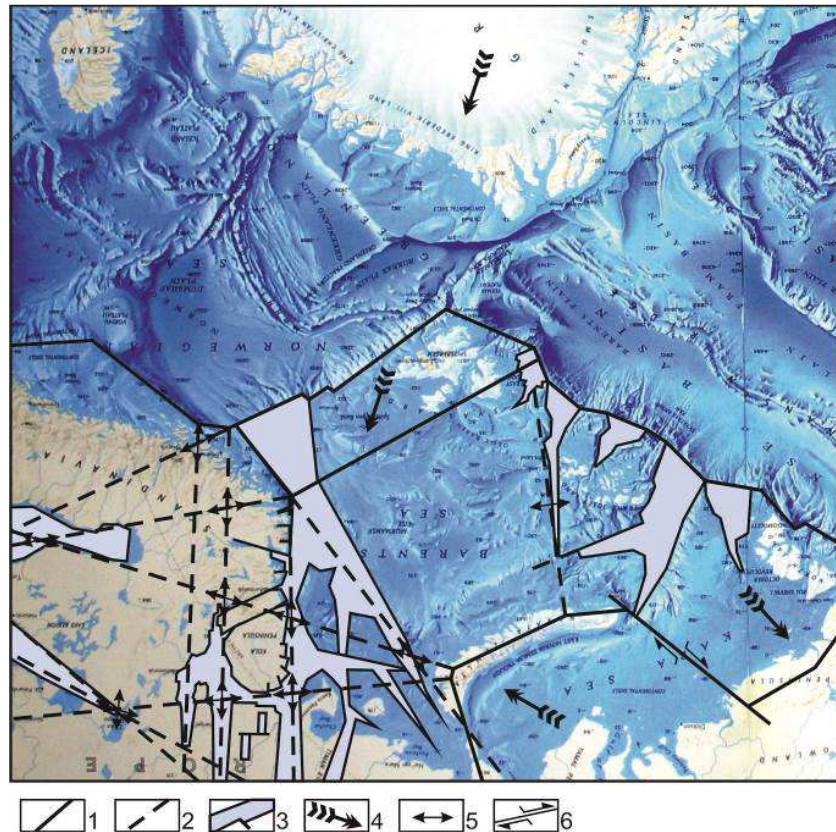


Рис. 6. Схема разрывных нарушений в западной части Российской Арктики в палеозое – раннем мезозое (650–241 млн лет назад): 1 – граница литосферных плит; 2 – основные линияменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите; 3 – континентальные рифты; 4 – генерализованный вектор движения литосферных плит; 5 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере; 6 – разлом трансформного типа

Один из основополагающих законов теории тектоники литосферных плит гласит, что в условиях столкновения литосферных плит одного типа более древняя всегда погружается (субдуцирует) под более молодую [14]. 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. Вместе с тем северная часть Сибирского кратона сформирована древними гранито-гнейсовыми комплексами архея.

Закрытие северной части Палеоуральского океана в пермь – раннетриасовое время привело к столкновению Баренцевоморской плиты с Западно-Сибирской на юге и древней Сибирской на севере. Следовательно, согласно вышеозвученному закону теории тектоники литосферных плит, она субдуцировала под более молодую плиту своей южной частью, а северной обдуцировала на древнюю. Это подтверждается большим количеством геолого-геофизических материалов и не вызывает сомнения в правильности их интерпретации.

Принципиальная схема этого рельефообразующего геодинамического процесса отражена на рис. 7. В первом приближении можно представить, что Баренцевоморская плита двигалась поступательно и прямолинейно относительно неподвижных и расположенных к востоку литосферных блоков (рис. 7, а). Однако это возможно только в том случае, когда коэффициент трения на границе плит равен нулю. В реальности же субдуцирующая плита испытывает намного большее трение, нежели обдуцирующая, поэтому скорость пододвигания южной части Баренцевоморской плиты будет гораздо меньшей, нежели надвигание северной. Это говорит о том, что изображенная на рис. 7, а геодинамическая обстановка принципиально не реализуема в природе. Получается, что скорость V_1 всегда больше V , что неизбежно должно приводить к возникновению закономерно распределенных в теле исследуемой плиты деформаций растяжения и сжатия. Во-первых, северный сегмент начнет "обгонять" свою южную часть, и в ее теле возникнет ряд клиновидных расколов, которые веерообразно разделят северную часть плиты на более мелкие сегменты. Таким образом, разность скоростей движения отдельных блоков в теле литосферной плиты должна приводить к возникновению эффекта их вращения относительно друг друга. Так, северная оконечность южного сегмента

исследуемой нами плиты начнет подгибаться вправо вслед за северным сегментом (рис. 7, б). Если обратить внимание на карту, то именно так ведет себя ось складчатости в северной оконечности Новоземельской орогенной структуры (рис. 5, 6). Во-вторых, северная часть литосферной плиты, двигаясь быстрее своего южного сегмента, начнет отрываться от основного тела и формировать крупную сдвиговую структуру, сопоставимую по параметрам с трансформным разломом, который в нашем случае будет иметь вид правостороннего сдвига. Эта структура совпадает с Северо-Сибирским порогом, развитым на границе между литосферными плитами. Здесь следует отметить, что Северо-Карский сегмент Баренцевоморской плиты после возникновения крупного рифта Св. Анны был практически отделен от нее и мог в дальнейшем перемещаться в пространстве самостоятельно.

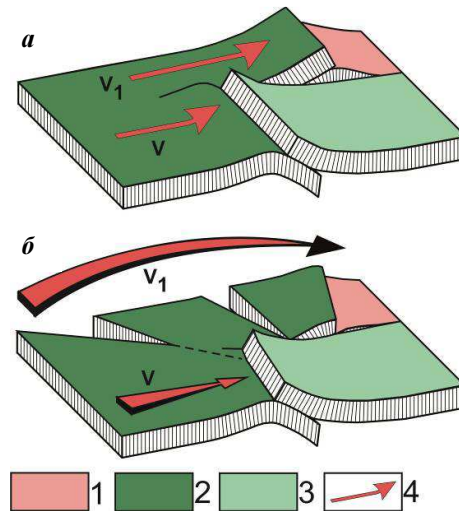


Рис. 7. Принципиальная схема столкновения нескольких разновозрастных литосферных плит:
1–3 – литосферные плиты: 1 – архейского возраста; 2 – позднпротерозойского возраста; 3 – палеозойского возраста

Процессы формирования структурного ансамбля описываемого региона, с одной стороны, имеют закономерный облик коллизионной зоны сочленения двух литосферных плит, а с другой – отражают условия их эволюции на ранних стадиях развития (рис. 8). Наблюдается явное различие в структурной организации чехольных комплексов Баренцевоморской (Свальбардской), Печорской и Южно-Карской плит, каждая из которых была окончательно сформирована в результате их неравномерного тектонического коробления. 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. 8). 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 поднятие арх. Земля Франца-Иосифа, как, впрочем, и арх. Северная Земля и арх. Шпицберген было вызвано не столько благодаря данным процессам, сколько в результате изостатического выравнивания края континента при раскрытии в кайнозой Северного Ледовитого океана.

Морфоструктурный анализ

Крупное прогибание фундамента Баренцевоморской плиты и формирование Восточно-Баренцевоморской впадины, с одной стороны, вызвано развитием краевого прогиба в автохтонной плите, а с другой – отражает ее неоднородность и присутствие коры океанического типа. Это, по-видимому, и послужило причиной развития столь крупного 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-Баренцевоморскую впадину на Северо- и Южно-Баренцевскую впадины. Возникли они, скорее всего, в результате изменения углов простираения коллизионной зоны и, как следствие, развития сдвиговых деформаций и структур коробления. Следует отметить тот факт, что перечисленные структуры осложнены развитием системы рифтов, которые усиливают процессы проседания фундамента.

Анализируя полученные результаты можно заключить, что развивающиеся в пределах Баренцево-Карского региона структуры прогибания 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-Баренцевскую впадину, Медвежинско-Эджинскую зону прогибов (рис. 9). Иными

словами, согласно приведенной на рис. 9 нумерации впадин, к первой группе относятся впадины I и IV, а ко второй – III и VI.

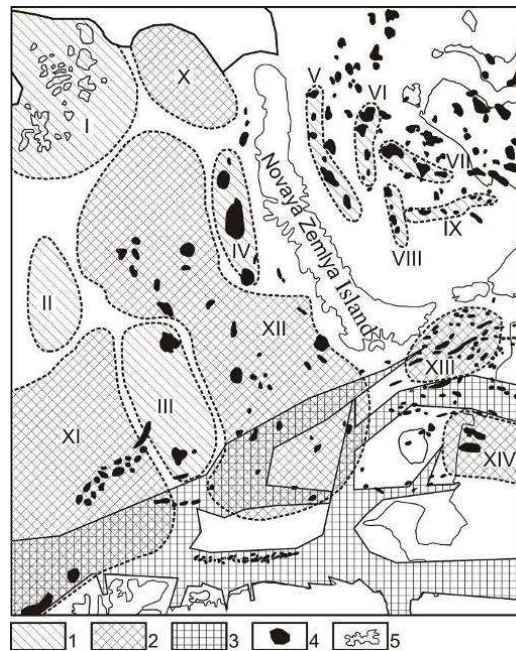


Рис. 8. Наложенная структурная организация Баренцево-Карского региона: 1 – поднятия и валы: I–IV – поднятия Баренцевоморской плиты: I – Земли Франца-Иосифа, II – Персея, III – Центрально-Баренцевское, IV – Адмиралтейское; V–IX – мегавалы Южно-Карской плиты: V – Викуловский, VI – Кропоткинский, VII – 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 береговой линии

При этом закономерным является то, что первый тип структур характеризуется магматизмом нормальной щелочности, сопоставимый с океаническими базальтами, а второй представлен субщелочными разностями. В эпохи тектонической разгрузки и разрушения прилегающей складчатой системы 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. Их щелочность при этом зависит от мощности литосферы, а она всегда выше, нежели в активно развивающихся рифтовых системах.

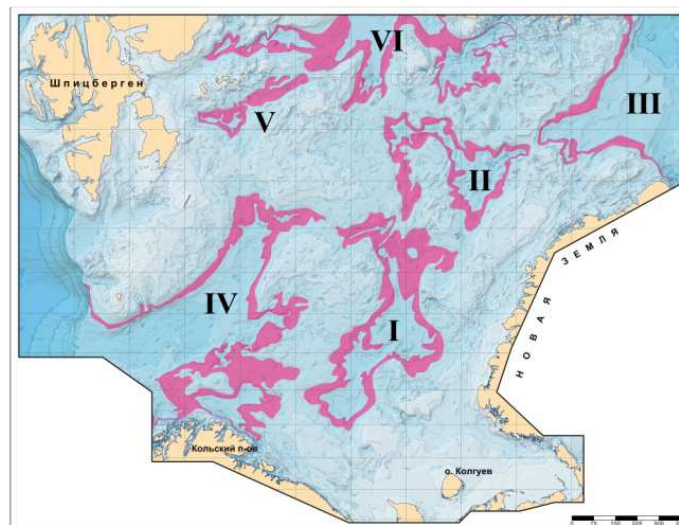


Рис. 9. Основные, наиболее крупные структурные элементы Баренцева моря: 1 – Южно-Баренцевская впадина; 2 – Северо-Баренцевская впадина; 3 – желоб Святой Анны; 4 – Медвежинско-Эджинская зона прогибов; 5 – прогиб Ольги; 6 – желоб Франц-Виктория

Подобные сложные геодинамические построения с описанием развития структурного основания земной коры за большие (даже по геологическим меркам) временные интервалы всегда вызывают полемику исследователей с разным накалом страстей. Это связано как с недостаточным количеством первичного материала, так и разной их трактовкой, особенно в комплексе. В связи с этим авторы предприняли попытку проверить полученные выводы с помощью геоморфологических методов (а именно морфоструктурного анализа), которые направлены на решение обратной задачи. Геоморфологические методы были выбраны не случайно, т. к. наука геоморфология изучает в комплексе рельеф (морфология), его происхождение и возраст. В случае экзогенных форм рельефа связь между морфологией отдельных форм рельефа, их происхождения и возраста хорошо установлена. Это нашло свое отражение при описании и анализе различных моренных образований, подводных дельт и баров, затопленных русел рек и лагун и многих других образований на шельфе. Что касается крупных структурных форм рельефа, которые по размеру относятся к мегаформам, подобного анализа не проводилось. В настоящее время существует стойкое убеждение, что все структуры глубоко переработаны экзогенными рельефообразующими процессами, и их первичный облик уже давно утрачен. Отчасти это утверждение правильно, но не всегда и не везде. Например шельф Баренцева моря. С геоморфологической точки зрения он скорее относится к бордерленду, т. к. имеет большую, а подчас огромную, контрастность рельефа с перепадом высот более 300 м. Здесь глубочайшие структурные впадины соседствуют с не менее ярко выраженными в рельефе структурными поднятиями. Однако не все участки котловин по своим параметрам могут соответствовать проведению морфоструктурного анализа. Так, днища котловин в настоящее время перекрыты мощным слоем осадков. Данное положение относится и к верхним частям склонов, где структурный рельеф значительно изменен за счет перемещения материала с поднятий на более низкие гипсометрические уровни. Наиболее удачным участком являются срединные части склона, наименее подверженные экзогенной переработке. Кроме этого, для "чистоты эксперимента" эмпирическим путем был подобран единый интервал глубин для всех котловин, а именно 260–320 м.

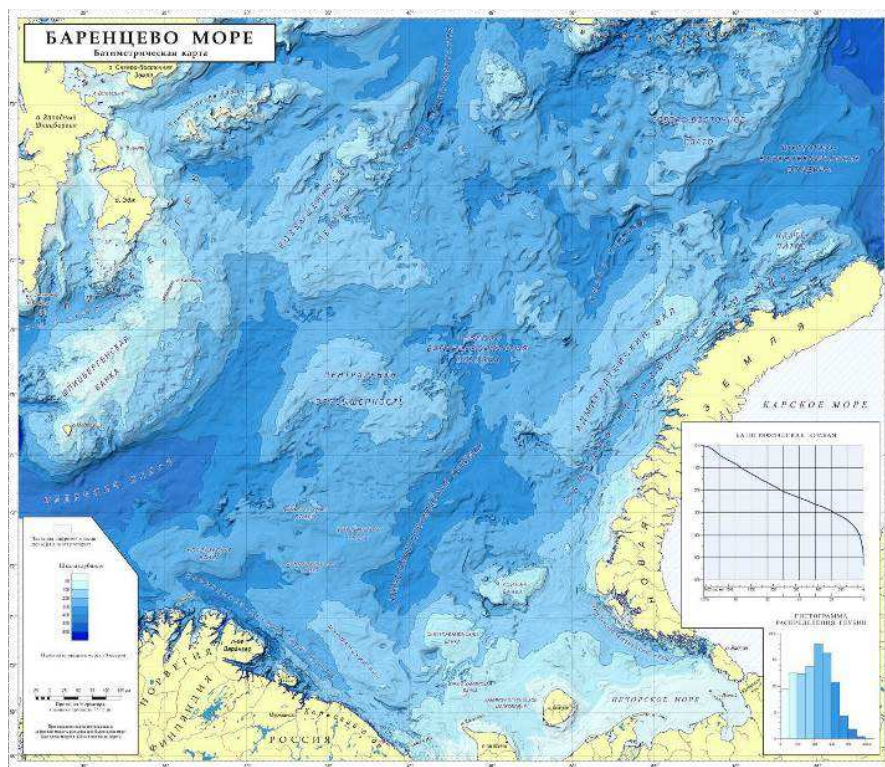


Рис. 10. Цифровая модель рельефа Баренцева моря

Для проведения морфоструктурного анализа за основу была взята цифровая модель рельефа дна Баренцева моря, созданная по методике, описанной в [18; 19]. Шаг сетки модели составляет 500 м в проекции Меркатора с главной параллелью 70°. Батиметрическая карта Баренцева моря, созданная на основе этой модели, представлена на рис. 10. На ней выделены участки, подлежащие анализу (на рис. 9 они выделены малиновым цветом). Далее по каждому склону в рамках выделенных областей были рассчитаны гистограммы распределения углов наклона, профильной кривизны и касательной кривизны. Если с таким морфометрическим показателем, как угол наклона, все хорошо знакомы, то показатель кривизны стал широко использоваться в морфометрическом анализе сравнительно недавно (одной из первых фундаментальных работ, в которой была выполнена классификация форм земной поверхности на основе значений профильной и касательной кривизны была работа [15]). Поэтому следует кратко объяснить суть этих показателей.

Профильная кривизна (*profile curvature*) k_l – это кривизна нормального сечения поверхности, включающего вектор ускорения силы тяжести в данной точке (фактически это кривизна линии тока, проходящей через эту точку). Является мерой относительного замедления (ускорения) потоков вещества, перемещающихся вдоль земной поверхности под действием силы тяжести. При отрицательных значениях вертикальной кривизны потоки ускоряются, а при положительных – замедляются. Геометрически знак вертикальной кривизны отражает вогнутость (при положительных значениях) и выпуклость (при отрицательных) поверхности вдоль направления градиента.

Касательная кривизна (*tangential curvature*) k_s – это кривизна нормального сечения земной поверхности в данной точке плоскостью, ортогональной плоскости, указанной в определении профильной кривизны. Фактически (с поправкой на синус угла наклона) это кривизна изолинии поверхности в данной точке. Является мерой конвергенции потоков, перемещающихся вдоль земной поверхности под действием силы тяжести. При отрицательных значениях горизонтальной кривизны наблюдается конвергентное поведение потоков (линии тока сближаются), при положительных – дивергентное (линии тока расходятся). Геометрически знак горизонтальной кривизны отражает вогнутость (при положительных значениях) и выпуклость (при отрицательных) поверхности в направлении, перпендикулярном направлению градиента.

Перечисленные морфометрические показатели вычисляются по формулам [15; 16]:

$$s = \frac{360^\circ}{2\pi} \arctg \sqrt{f_x^2 + f_y^2}, \quad k_l = \frac{f_{xx}f_y^2 - 2f_{xy}f_xf_y + f_{yy}f_x^2}{p\sqrt{q}}, \quad k_s = \frac{f_{xx}f_x^2 + 2f_{xy}f_xf_y + f_{yy}f_y^2}{p\sqrt{q^3}},$$

где $f_x = \partial f / \partial x$; $f_y = \partial f / \partial y$; $f_{xx} = \partial^2 f / \partial x^2$; $f_{yy} = \partial^2 f / \partial y^2$; $f_{xy} = \partial^2 f / (\partial x \partial y)$; $p = f_x^2 + f_y^2$; $q = 1 + p$; s – угол наклона, град.

Ввиду того, что исследуемые морфометрические показатели имеют распределение с ярко выраженным пиком около нулевых значений, визуальное сравнение гистограмм не представляется возможным. Для того чтобы разница в распределении значений показателей была заметна, требуется выполнить их преобразование, позволяющее выровнять (или привести к нормальному виду) гистограмму. Нами преобразование выполнялось по формуле, предложенной в работе [17]:

$$\theta' = \text{sign}(\theta) \cdot \ln(1 + 10^n |\theta|), \quad (1)$$

где θ – значение преобразуемой величины; n – параметр преобразования; θ' – преобразованное значение. Значения n подбирались интерактивно для каждого из показателей таким образом, чтобы наиболее полно выявить различия в их распределении для склонов разных впадин. В итоге для углов наклона было выбраны значения $n = 4$ и $n = 3$ (два варианта оставлены для иллюстрации действия параметра n на вид распределения), а для обоих видов кривизны – значение $n = 7$.

Следует также отметить, что производные в приведенных формулах вычисляются для сеточной функции, полученные значения являются усредненными на участке размером порядка 1000 м (удвоенный шаг сетки ЦМР).

Итак, с помощью морфоструктурного анализа следовало подтвердить (или опровергнуть) связь морфологии склонов впадин и их происхождением. Вывод геодинамических построений гласил, что в Баренцевом море структуры Норвежско-Мезенской системы рифтов, грабены Воронина, желоба Святой Анны и Франц-Виктория отличаются по генезису от Южно-Баренцевской впадины и Медвежинско-Эджинской зоны прогибов. Согласно условной нумерации впадин на рис. 9, к первой группе относятся впадины II, III, V и VI, а ко второй – I и IV.

Результаты проведенных вычислений применительно к конкретным выделенным участкам представлены на рис. 11, 12 (условные номера отдельных гистограмм соответствуют условным номерам впадин на рис. 9).

Визуальный анализ гистограмм распределения значений углов наклона (после преобразования) показывает следующее (рис. 11, а, б). Все распределения близки к унимодальным и практически симметричны. Четко выделяются две группы. В первую входят варианты I и IV, они отличаются от остальных меньшим значением моды распределения (около $0,08^\circ$), в то время как все другие распределения имеют моду в районе $0,2^\circ$ и более. Среди вариантов II, III, V и VI есть свои незначительные отличия.

Анализ гистограммы распределения значений касательной кривизны (рис. 12, а) позволяет выделить три группы. В первую входят варианты I и IV (унимодальное, симметричное относительно нуля распределение с острым выраженным пиком в районе нуля), во вторую – варианты II и V (практически симметричное относительно нуля бимодальное распределение). Третью группу образуют варианты III и VI, и хотя их сходство выражено не так ярко, но они все-таки явно ближе друг к другу, чем к остальным вариантам (симметричное относительно нуля унимодальное распределение со сглаженным пиком, в варианте VI пик вырождается в практически плоский участок).

Рассматривая распределение значений профильной кривизны (рис. 12, б), можно четко выделить две группы. В первую входят варианты I и IV (унимодальное, симметричное относительно нуля распределение с умеренным пиком в районе нуля), а во вторую – все остальные варианты (практически симметричное, кроме варианта V, относительно нуля бимодальное распределение). Распределение варианта V хоть и близко

по форме к варианту II, но отличается от него некоторой несимметричностью, наблюдается небольшое преобладание положительных значений.

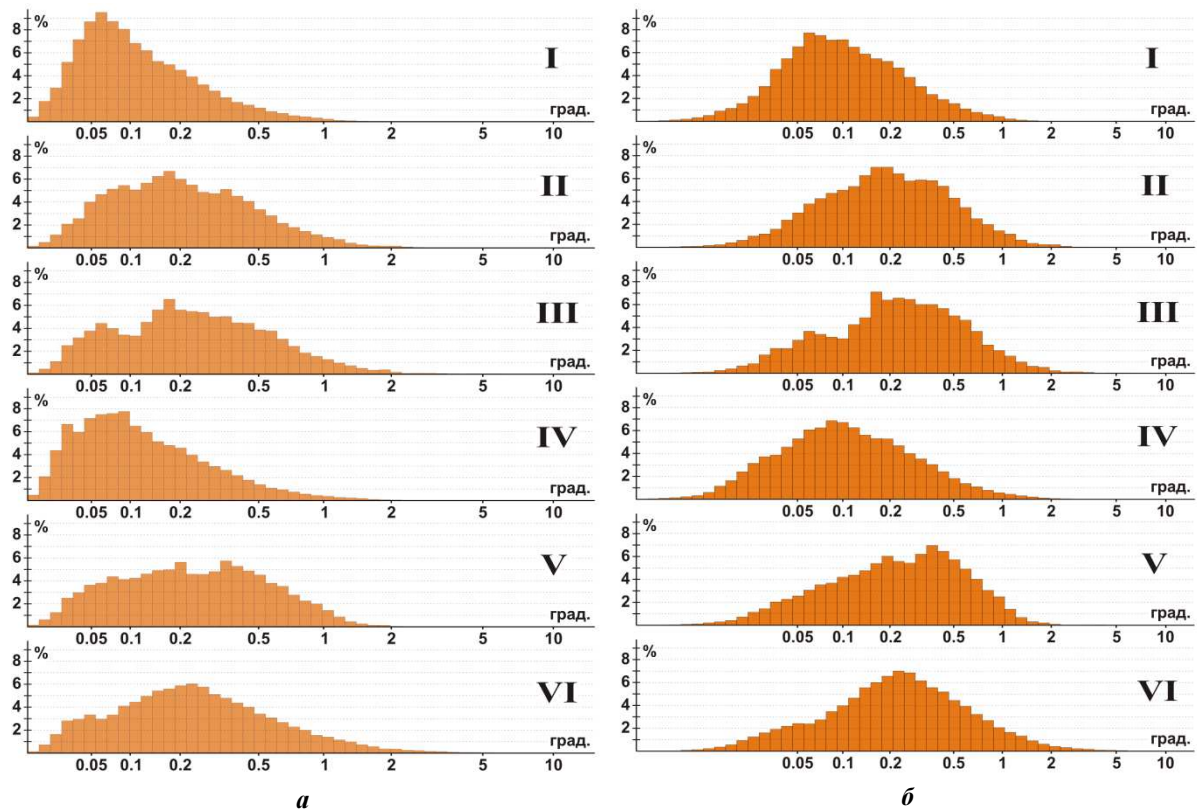


Рис. 11. Гистограммы распределения углов наклона на склонах впадин после выполнения преобразования (1): $a - n = 3$; $b - n = 4$

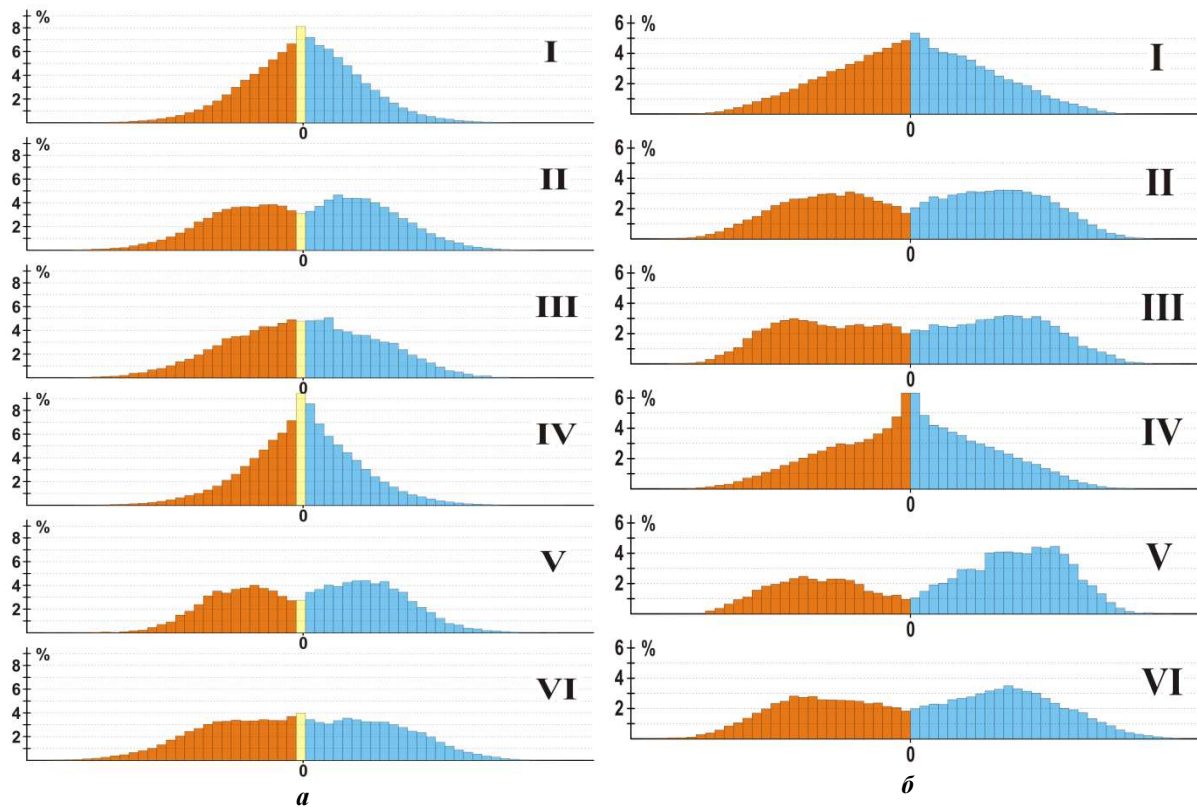


Рис. 12. Гистограммы распределения на склонах впадин (после выполнения преобразования (1) с параметром $n = 7$): a – касательной кривизны; b – профильной кривизны

Проведенный нами анализ морфометрических показателей поверхности дна Баренцевоморского бассейна показал, что выделенные группы впадин по целому ряду параметров согласуются с геодинамическими построениями и позволяют по характеру изменения морфологии склонов судить с определенной степенью вероятности об их происхождении.

Заключение

Проведенные исследования показали, что развивающиеся в пределах Баренцево-Карского региона структуры прогибания имеют различную природу. Норвежско-Мезенская система рифтов, грабены Воронина, Святой Анны и Франц-Виктория были сформированы за счет растяжения литосферы. Южно-Баренцевская впадина и Медвежинско-Эджинская зона прогибов образовались на стадии зарождения литосферной плиты за счет столкновения нескольких островных дуг и являются зажатыми между ними останцами древней океанической коры. При этом Северо-Баренцевский сегмент входит в состав Восточно-Баренцевоморской впадины и, согласно нашим геодинамическим построениям, относится ко второй генетической группе прогибов.

Геоморфологические методы были выбраны не случайно, т. к. наука геоморфология изучает в комплексе рельеф (морфология), его происхождение и возраст. Поэтому по характеру и особенностям проявления структурообразующих процессов и современным формам рельефа разного генезиса можно восстанавливать отдельные этапы (параметры) ее прошлой геодинамической эволюции.

Согласно морфоструктурному анализу поверхности склонов Северо-Баренцевская впадина по морфологическим признакам наиболее близка прогибам первой группы, т. е. рифтам. По геодинамическим же построениям она сформировалась как останец коры океанического типа в обрамлении континентальных блоков. Выявленное противоречие можно легко объяснить, если обратить внимание на характер проявления рифтогенных процессов в северной части Баренцевоморского шельфа (рис. 6). Развитие специфических клинообразных грабенов Франц-Виктория и Св. Анны привело к тому, что области их выклинивания и крупные опережающие разрывные нарушения пересекаются как раз в зоне развития Северо-Баренцевской впадины. Пространственное совмещение двух разновозрастных структурообразующих процессов привело, по-видимому, к затушевыванию раннего структурного плана и доминированию признаков более молодого. Такая же картина может наблюдаться и в области развития прогиба Ольги.

Работа выполнена в рамках государственных заказов № 0149-2014-0032 в части проведения морфоструктурного анализа и № 0231-2015-0008 в части геодинамических построений.

Библиографический список

1. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М. : Научный мир, 2001. 606 с.
2. Негруца В. З., Басалаев А. А., Чикирев И. В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
3. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений) / Отв. ред. М. А. Ахметьев, А. Б. Герман // Труды ГИН. 1978. Вып. 308. 202 с.
4. 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.
5. Сорохтин О. Г., Чилингар Дж. В., Сорохтин Н. О. Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М.-Ижевск : Институт компьютерных исследований, 2010. 751 с.
6. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М. : Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
7. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопроисковых работ на шельфе Баренцева моря? / А. П. Симонов, Д. М. Губерман, Ю. Н. Яковлев, П. П. Снетко, Ф. П. Митрофанов, В. В. Любцов, А. А. Предовский, В. А. Припачкин // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 2. С. 121–140.
8. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты : Изд. КНЦ РАН, 1997. 225 с.
9. Чикирев И. В. Верхнедокембрийские фосфоритсодержащие отложения Кольского полуострова : автореф. ... канд. наук. М., 1995. 18 с.
10. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М. : Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
11. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2 500 000 / отв. ред. Н. А. Богданов, В. Е. Хаин. М. : Изд-во ин-та Литосферы, 1996. 94 с.
12. Вассерман Б. Я. Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 10–16.

13. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М. : Мир, 1988. 384 с.
14. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М. : Наука, 1974. 184 с.
15. Krcho J. Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory // Acta Geographica Universitatis Comenianae, Geographico-Physica. 1973. N 1. P. 7–233.
16. Mitasova H., Hofierka J. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis // Mathematical Geology. 1993. V. 25, N 6. P. 657–669.
17. Shary P. A., Sharaya L. S., Mitusov A. V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // Geoderma. V. 107, N 1–2. P. 1–32.
18. Никифоров С. Л., Кошель С. М., Фроль В. В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2012. № 3. С. 86–92.
19. О методах построения цифровых моделей рельефа дна (на примере Белого моря) / С. Л. Никифоров, С. М. Кошель, В. В. Фроль, О. Е. Попов, О. В. Левченко // Океанология. 2015. Т. 55, № 2. С. 326–336.

References

1. Hain V. E. Tektonika kontinentov i okeanov (god 2000) [Tectonics of continents and oceans (2000)]. М. : Nauchnyi mir, 2001. 606 p.
2. Negrutza V. Z., Basalaeв A. A., Chikirev I. V. Barentsevomorskiy fosforitovyi basseyn [Barents phosphorite pool]. Apatity : Izd-vo KNTs RAN, 1993. 119 p.
3. Chumakov N. M. Dokembrijskie tillity i tilloidy (problemy dokembrijskih oledeneniy) [Precambrian tillites and tilloids (problems of Precambrian glaciations)] / Otv. red. M. A. Ahmetev, A. B. German // Trudy GIN. 1978. Вып. 308. 202 p.
4. 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. Spezial Publ. Trondheim, 1995. P. 233–246.
5. Sorohtin O. G., Chilingar Dzh. V., Sorohtin N. O. Teoriya razvitiya Zemli (proishozhdenie, evolyutsiya i tragicheskoe budushee) [Theory of the Earth (the origin, evolution and tragic future)]. М.-Izhevsk : Institut kompyuternyh issledovaniy, 2010. 751 p.
6. Milanovskiy E. E. Geologiya Rossii i blizhnego zarubezhya (Severnoy Evrazii) [Geology of Russia and foreign countries (Northern Eurasia)]. М. : Izd-vo MGU, 1996. 448 p.
7. Rifeyskaya neft poluoostrova Ryibachiy: mif ili klyuch k printsipialno novomu napravleniyu neftegazoposkovykh работ na shelfe Barentseva morya? [Riphean oil of the Rybachi Peninsula: Mith or key to a fundamentally new direction of oil and gas exploration in the Barents Sea?] / A. P. Simonov, D. M. Guberman, Yu. N. Yakovlev, P. P. Snetko, F. P. Mitrofanov, V. V. Lyubtsov, A. A. Predovskiy, V. A. Pripachkin // Vestnik MGTU. 1998. V. 1, N 2. P. 121–140.
8. Seysmogeologicheskaya model litosfery Severnoy Evropy: Laplandsko-Pechengskiy rayon [Seismogeological model of the lithosphere of Northern Europe: Lapland-Pechenga] / otv. red. N. V. Sharov. Apatity : Izd. KNTs RAN, 1997. 225 p.
9. Chikirev I. V. Verhnedokembrijskie fosforitsoderzhaschie otlozheniya Kolskogo poluoostrova [Upper Precambrian phosphate deposits of the Kola Peninsula] : avtoref. ... kand. nauk. М., 1995. 18 p.
10. Sorohtin O. G., Ushakov S. A. Globalnaya evolyutsiya Zemli [Global evolution of the Earth]. М. : Izd-vo MGU, 1991. 446 p.
11. Ob'yasnitelnaya zapiska k tektonicheskoy karte Barentseva morya i severnoy chasti Evropeyskoy Rossii masshtaba 1 : 2 500 000 [Explanatory memorandum to the tectonic map of the Barents Sea and the northern part of European Russia, scale 1 : 2 500 000] / otv. red. N. A. Bogdanov, V. E. Hain. М. : Izd-vo in-ta Litosfery, 1996. 94 p.
12. Vasserman B. Ya. Razvedannost resursov uglevodorodov Timano-Pechorskoy neftegazonosnoy provintsii na nachalo XXI v. [Exploration of hydrocarbon resources of the Timan-Pechora oil and gas province in the beginning of the XXI century] // Geologiya nefi i gaza. 2001. N 2. P. 10–16.
13. Teylor S. R., Mak-Lennan S. M. Kontinentalnaya kora, ee sostav i evolyutsiya [The continental crust, its structure and evolution]. М. : Mir, 1988. 384 p.
14. Sorohtin O. G. Globalnaya evolyutsiya Zemli [Global evolution of the Earth]. М. : Nauka, 1974. 184 p.
15. Krcho J. Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory // Acta Geographica Universitatis Comenianae, Geographico-Physica. 1973. N 1. P. 7–233.
16. Mitasova H., Hofierka J. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis // Mathematical Geology. 1993. V. 25, N 6. P. 657–669.
17. Shary P. A., Sharaya L. S., Mitusov A. V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // Geoderma. V. 107, N 1–2. P. 1–32.

18. Nikiforov S. L., Koshel S. M., Frol V. V. Tsifrovaya model relefa dna Belogo moray [Digital terrain model of the White Sea bottom]. Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 5, Geografiya. 2012. N 3. P. 86–92.

19. O metodah postroeniya tsifrovyyh modeley relefa dna (na primere Belogo morya) [On methods for the construction of seabed digital elevation models (using the example of the White Sea)] / S. L. Nikiforov, S. M. Koshel, V. V. Frol, O. E. Popov, O. V. Levchenko // Okeanologiya. 2015. V. 55, N 2. P. 326–336.

Сведения об авторах

Сорохтин Николай Олегович – Институт океанологии им. П. П. Ширшова, д-р геол.-мин. наук;
e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

Sorokhtin N. O. – Shirshov Institute of Oceanology, Dr of Geol. & Miner. Sci.; e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

Никифоров Сергей Львович – Институт океанологии им. П. П. Ширшова, д-р геогр. наук;
e-mail: nikiforov@ocean.ru

Nikiforov S. L. – Shirshov Institute of Oceanology, Dr of Geogr. Sci.; e-mail: nikiforov@ocean.ru

Кошель Сергей Михайлович – Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,
канд. геогр. наук; e-mail: skoshel@geogr.msu.ru

Koshel S. M. – Lomonosov Moscow State University, Cand. of Geogr. Sci.; e-mail: skoshel@geogr.msu.ru

Козлов Николай Евгеньевич – Геологический институт КНЦ РАН, д-р геол.-мин. наук;
Апатитский филиал МГТУ, кафедра геологии и полезных ископаемых, профессор;
e-mail: kozlovne@afmgtu.apatity.ru

Kozlov N. E. – Geological Institute KSC RAS, Dr of Geol. & Miner. Sci.;
MSTU Apatity Branch, Geology and Mineral Resources Department, Professor,
e-mail: kozlovne@afmgtu.apatity.ru