

УДК 551.73(571.1)

В.А. Никишин¹, Н.А. Малышев², А.М. Никишин³, В.В. Обметко⁴

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА РИФТОВ ЮЖНО-КАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

В пределах Южно-Карского бассейна на основе новых геофизических данных выделяется система рифтовых впадин. Время формирования рифтов по аналогии с Западно-Сибирским бассейном — поздняя пермь—ранний триас. Предположительно в середине триаса в рифтах, приближенных к Новой Земле, происходили инверсионные процессы. Морфологически рифты представлены в основном полуграбенами. В плане они образуют замкнутые изометричные впадины, сходные по форме с бассейнами типа pull-apart, образовавшиеся в результате левосторонней трансенсии. Образования верхнего триаса слагают нижнюю часть пострифтового чехла и распространены по всей площади бассейна.

Ключевые слова: Южно-Карский осадочный бассейн, рифт, трансенсия, инверсия.

The rift system was defined within the South Kara basin based on new geophysical data. The time of rift origin is Late Permian — Early Triassic by analogy with the West Siberian basin. Inversion movements took place in about Middle Triassic in rifts, close to the Novaya Zemlya archipelago. From a morphologic view, the rifts are mainly half grabens. In a plan view, the rift basins form close isometric depressions like pull-apart basins. They were formed as a result of left-side transtension. The Upper Triassic sediments represent the lowest part of the postrift sedimentary cover, overlaying the whole basin.

Key words: South Kara sedimentary basin, rift, transtension, inversion.

Введение. В пределах Западно-Сибирского мегабассейна хорошо известна пермско-триасовая рифтовая система, которая в основных чертах по данным грави-магниторазведки, бурения и сейсморазведки впервые была выделена в работах В.С. Суркова [Конторович, Сурков, 2000; Surkov et al., 2000]. Южно-Карский осадочный бассейн — северное продолжение Западно-Сибирского мегабассейна в акватории Карского моря. В его пределах ранее также были выделены многочисленные пермско(?)—триасовые рифты [Шипилов, Тарасов, 1998; Шаров и др., 2005; Шипилов, Шкарубо, 2010]. Наиболее четко они фиксируются по данным региональных сейсмических работ [Ivanova et al., 2006; Roslov et al., 2009; Никишин и др., 2011]. К настоящему времени в регионе выполнен значительный объем новых сейсмических исследований, в целом южная часть Карского моря изучена сравнительно хорошо (рис. 1). В ее пределах отработано 135,5 тыс. км профилей МОГТ 2D, проведены комплексные геолого-геофизические работы по региональным трансектам 3-АР (Белое море — о. Пионер) и 2-АР (арх. Новая Земля — п-ов Ямал). На островах Белый и Свердруп в пределах акватории пробурены поисково-разведочные скважины Белоостровские 1, 2 и Свердрупская 1. В 2007 г. ОАО «Севморнефтегеофизика» отработано 8000 км сейсмических профилей МОГТ в пределах приновоземельской части шельфа.

Наличие современных сейсмических материалов хорошего качества позволяет существенно уточнить структурный план основания Южно-Карского осадочного бассейна, выделить рифтовые прогибы, изучить их строение и историю формирования.

Структура рифтовой системы в основании Южно-Карского бассейна. В разрезе Южно-Карского осадочного бассейна выделяются два крупных осадочных комплекса: синрифтовый позднепермско(?)—среднетриасовый и пострифтовый терригенный позднепермско-кайнозойский (рис. 2).

Рифтовые прогибы и впадины в Южно-Карском бассейне представлены в морфологическом отношении в разрезах в основном полуграбенами, реже грабенами, группирующимися в рифтовую систему. В целом эта рифтовая система представлена обособленными прогибами и впадинами, которые протягиваются преимущественно в северо-восточном направлении параллельно Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой области. Изометричные впадины имеют, как правило линейные размеры, 20×40 км или 60×80 км. Характерно, что впадины и депрессии не образуют единую линейно ориентированную погруженную область, а расположены обособленно, разделены небольшими узкими перемычками. В то же время депоцентры прогибов расположены либо в центральных частях впадин, местами распадаясь на два и более обособленных депоцентра, либо тяготе-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант, e-mail: nikishinvalera@gmail.com

² ОАО «НК Роснефть», докт. геол.-минер. н., e-mail: n_malyshv@rosneft.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, заведующий кафедрой региональной геологии и истории Земли, профессор, докт., геол.-минер. н., e-mail: nikishin@geol.msu.ru

⁴ ОАО «РН СахалинНИПИморнефть», канд. геол.-минер. н., e-mail: v_obmetko@rosneft.ru

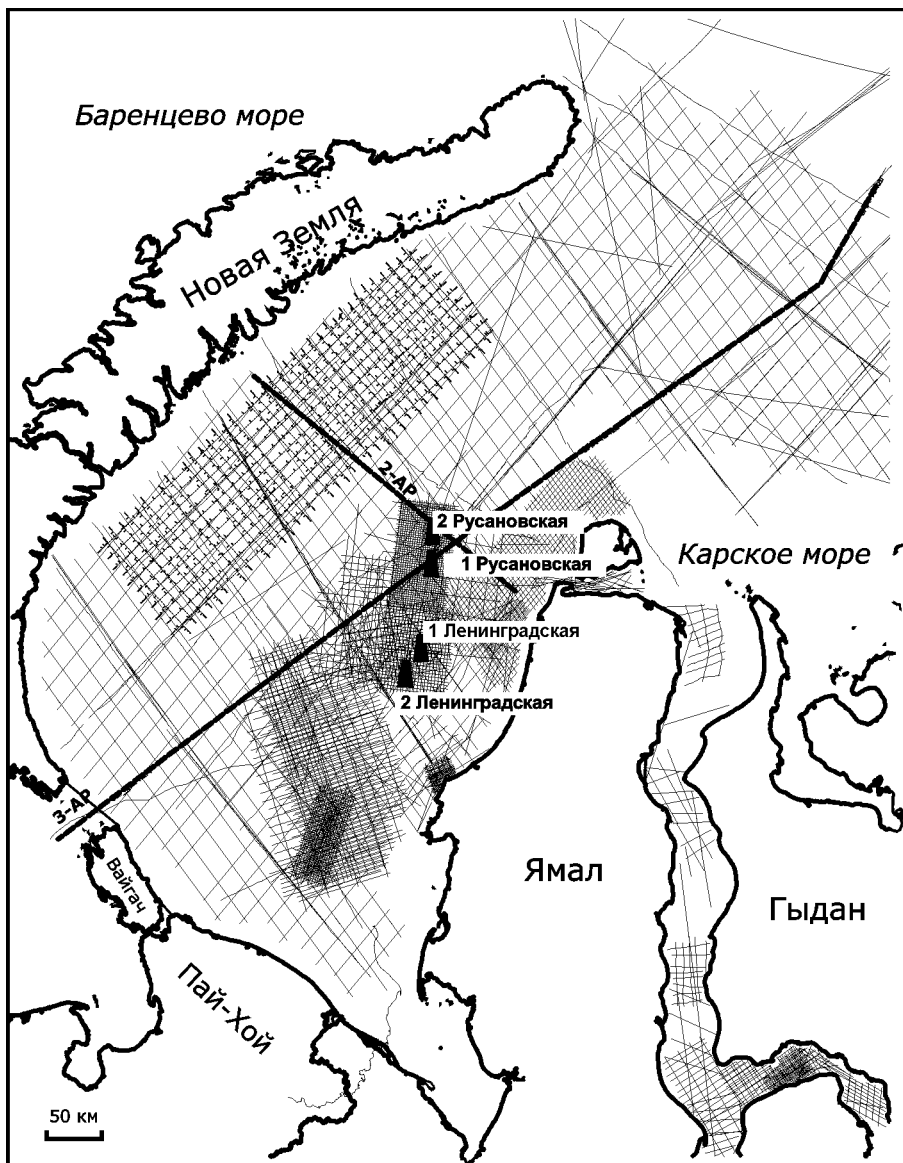


Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности Южно-Карского бассейна. Линии показывают положение сейсмических профилей. Показаны скважины, пробуренные в море, и их названия

ют к ограничивающему их разлому. Мощность их осадочного, предположительно позднепермско(?) триасового выполнения изменяется от 1 до 5 км, а глубинные отметки современных депоцентров варьируют от 7 до 12 км.

С юга на север в составе Южно-Карской рифтовой зоны выделяются следующие грабенообразные прогибы: Медвежий, Южно-Ноябрьский и Северо-Ноябрьский, Благополучия, Дальний, Нансеновский, Северо-Нансеновский, Русановский и Ленинградский (рис. 3).

По особенностям строения рифтовые прогибы и впадины можно условно разделить на две группы. В первой группе отмечаются признаки инверсии тектонических движений, а во второй они отсутствуют. В первой группе рифтов синрифтовый комплекс осложнен антиклинальными складками конседиментационной природы. В сводах таких складок от-

мечены характерные «слои роста» и уменьшение мощности слоев.

Осадочное выполнение рифтовых прогибов и депрессий, где не выявлены процессы инверсии, представлено моноклиальной толщей пород с достаточно четкой параллельно-слоистой волновой картиной на сейсмических разрезах.

Прогиб Медвежий, расположенный в юго-западной части бассейна, представляет собой грабен, ограниченный двумя разломами (рис. 4, профиль А—А'). В его осадочном выполнении выделяется треугольная в разрезе толща, которая характеризует активную фазу грабенообразования. В Медвежьем прогибе отмечены инверсионные процессы, обусловившие образование антиклинальной складки. Характерно, что прогиб в плане имеет ромбовидную форму и ограничен, помимо главных разломов, второстепенными нарушениями, которые диктуют такую форму прогиба.

Северо-восточнее расположена Южно-Ноябрьская впадина. Она ограничена разломом в западной части. Северо-Ноябрьский прогиб представляет собой в морфологическом отношении грабенообразный прогиб сложной геометрии (рис. 4, профиль В—В'). Он ограничен разломами в западной и северных частях. В осадочном выполнении здесь также выделяется треугольная линза пород, маркирующая главную фазу грабенообразования. Среди всех рифтовых прогибов и впадин

Южно-Карского бассейна погруженная область, образованная Северо-Ноябрьским прогибом и Южно-Ноябрьской впадиной, самая большая по площади. Ее западная и северо-западная границы контролируются разломами, пересекающимися под прямым углом.

Северо-западнее Ноябрьского прогиба расположен грабенообразный прогиб Благополучия, это полуграбен без признаков инверсии. Полуграбен дальний расположен ближе к арх. Новая Земля. Его линейные размеры существенно меньше вышеописанных. В прогибе наиболее ярко проявлены инверсионные складки (рис. 5, профиль С—С').

В северо-восточной части Южно-Карской рифтовой зоны расположены Нансеновский и Северо-Нансеновский прогибы. Нансеновский прогиб, как и большинство описанных выше впадин и прогибов, представлен полуграбеном без признаков инверсии (рис. 5, профиль D—D'). Северо-Нансеновский

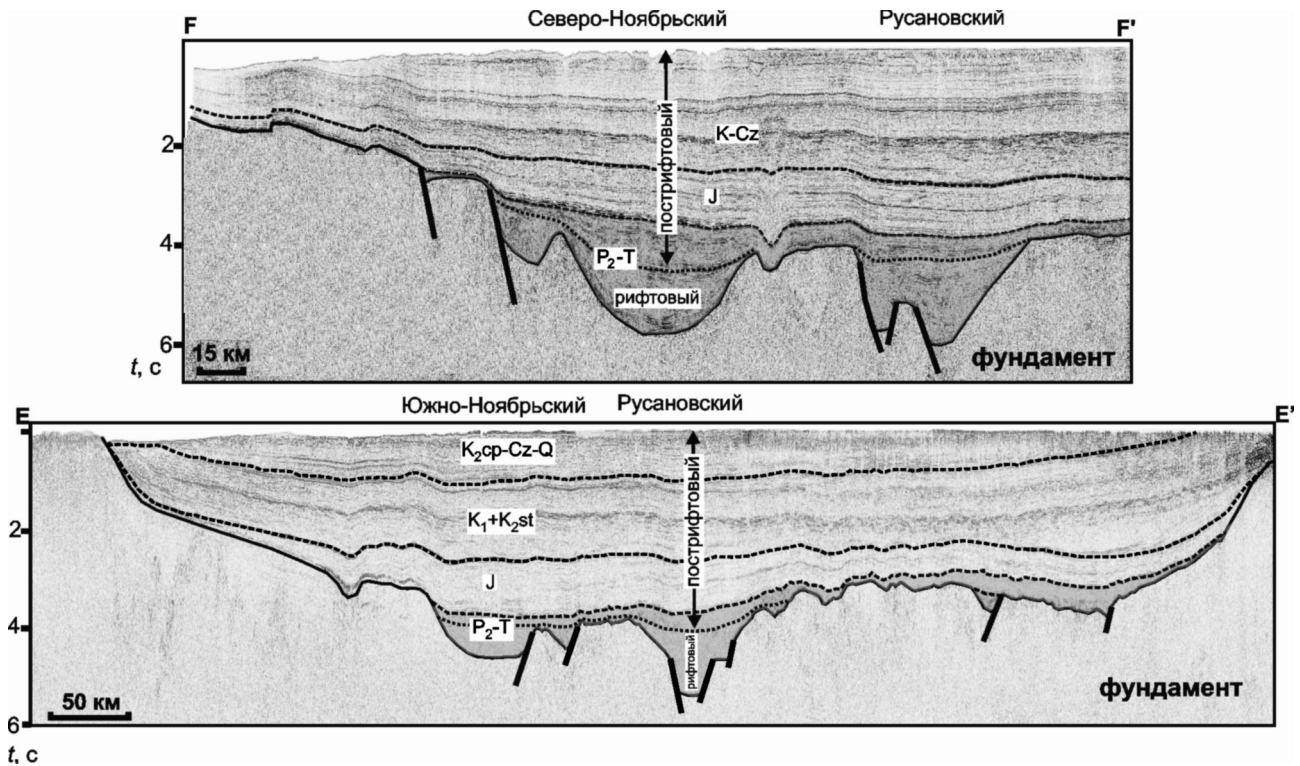


Рис. 2. Региональные трансекты 2-АР и 3-АР, иллюстрирующие основные осадочные комплексы Южно-Карского бассейна

прогиб построен проще. Он представлен узким, но не протяженным в плане грабеном, выполнен пологозалегающими осадочными толщами.

В юго-восточной части Южно-Карского бассейна выделяются Русановский и Ленинградский прогибы. Первый имеет в плане округлую форму с очень узким и локальным депоцентром. Ленинградский прогиб отделен от всех вышеперечисленных прогибов достаточно обширной в плане перемычкой. Он состоит из трех узких изолированных депоцентров, которые в плане образуют впадины почти правильной округлой формы с мощностью осадочного выполнения больше 5 км.

В целом синрифтовый комплекс представляет собой в разрезе призму отложений. При более тщательном рассмотрении ее в разрезе можно выделить осадочную толщу треугольного строения, накопленные которой совпадает с главной фазой наиболее активного формирования полуграбена. Такая толща прослеживается в разрезе многих прогибов.

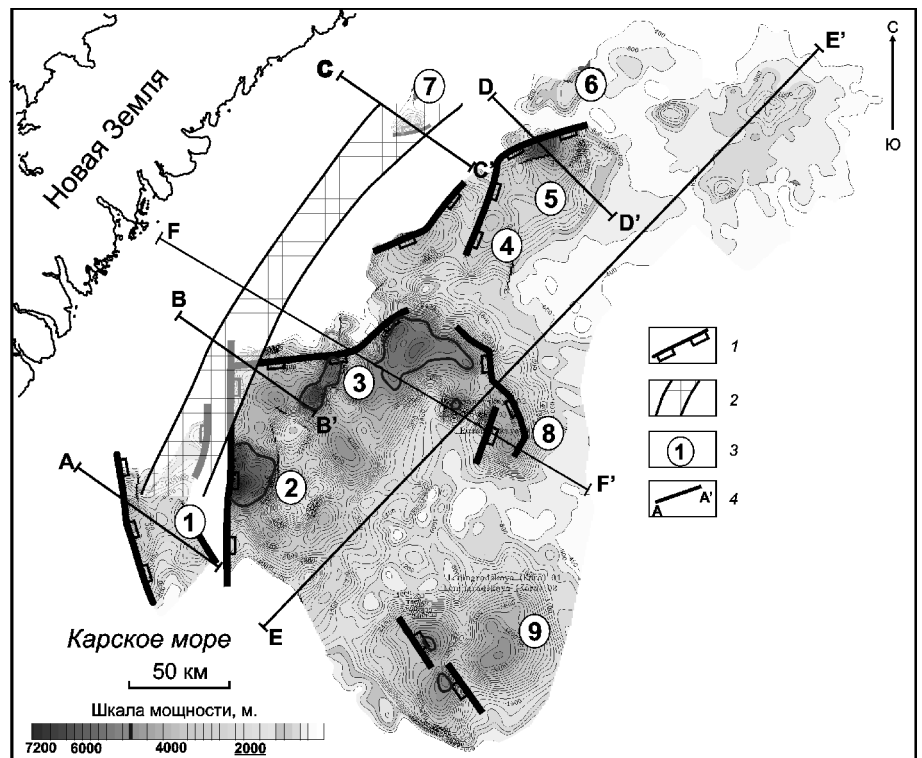


Рис. 3. Карта толщин отложений позднепермско(?)–триасового возраста. Составлена по данным ОАО «НК Роснефть»: 1 – основные сбросы; 2 – зона проявления инверсионных тектонических движений, предположительно в середине триаса; 3 – бассейны (1 – Медвежий, 2 – Южно-Новобрынский, 3 – Северо-Новобрынский, 4 – Благополучия, 5 – Нансеновский, 6 – Северо-Нансеновский, 7 – Дальний, 8 – Русановский, 9 – Ленинградский); 4 – положение линий сейсмических профилей, показанных на рис. 2, 4, 5

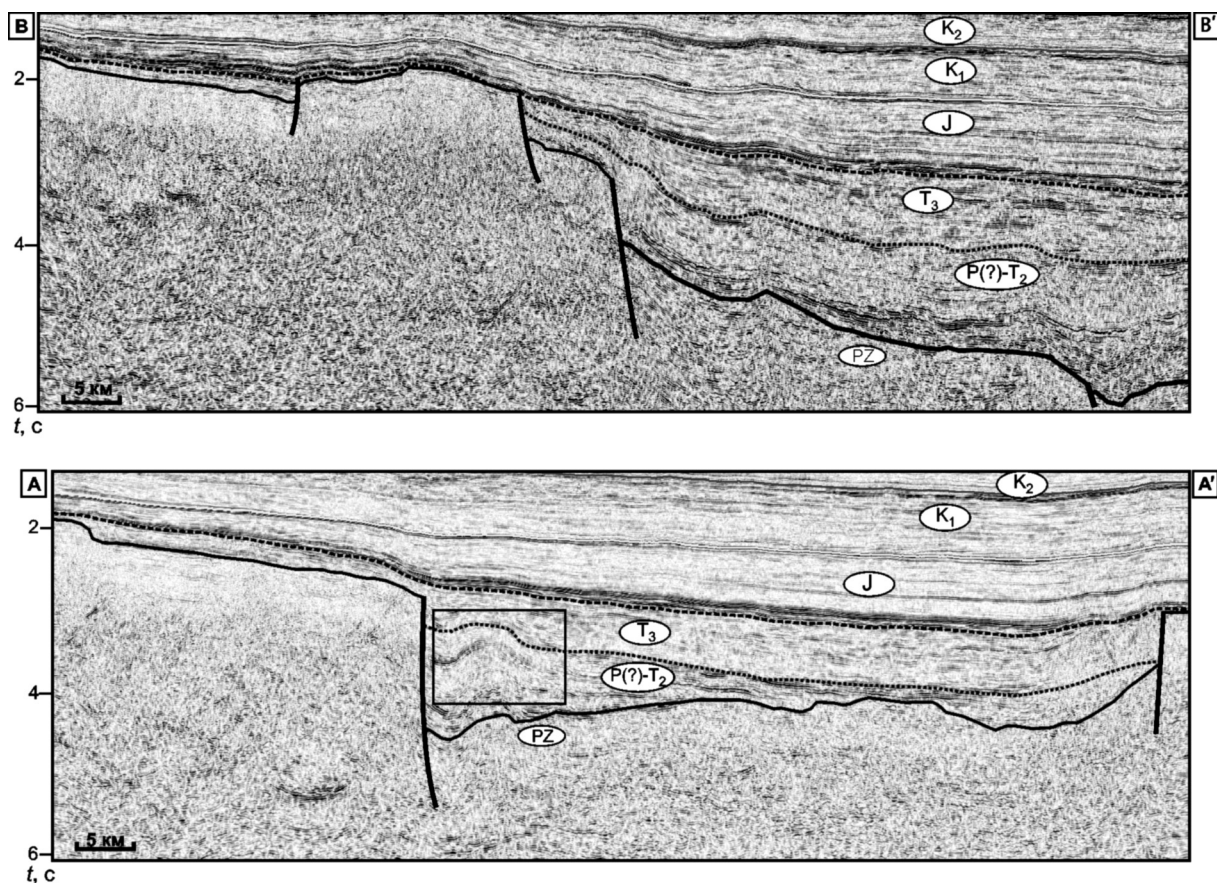


Рис. 4. Выраженность Медвежьего и Северо-Ноябрьского рифтовых прогибов на сейсмических профилях А—А' и В—В' соответственно

Инверсия тектонических процессов устанавливается по осложнению синрифтового комплекса антиклинальными складками конседиментационной природы. Как правило, они представлены высокоамплитудными ярко выраженными складками либо серией малоамплитудных поднятий. Характерно, что в конце формирования антиклинальных поднятий, судя по сейсмическим данным, прослеживается эпизод эрозии, который устанавливается по срезанию кровли сводов некоторых антиклиналей (рис. 6). В целом антиклинальные поднятия не прослеживаются в вышележащих отложениях и перекрываются моноκлиально залегающей поздне триасовой(?) маломощной толщей. Рифты с признаками инверсии расположены на западе Южно-Карского бассейна вдоль полосы, параллельной Новой Земле. По этим признакам мы связываем процессы инверсии в рифтах с тангенциальным сжатием в процессе формирования Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой области. Вполне вероятно, что инверсия рифтовых прогибов на западе Южно-Карского бассейна и фаза киммерийской складчатости на Новой Земле происходили синхронно примерно в середине триасового времени. Этот вывод уточняет время начала складчатости на Новой Земле, ранее относимое примерно к границе триаса и юры [Кораго и др., 1992].

Возраст рифтинга. Известно, что в позднепермско-раннетриасовое время в большом масштабе проявился

базальтовый магматизм на Сибирской платформе и на территории Западной Сибири. На платформе в большом количестве изливались базальты. В пределах Западной Сибири магматические образования выполняли основание рифтовых прогибов [Сараев и др., 2009; Surkov et al., 2000; Saunders et al., 2005].

Известно, что в основании Западно-Сибирского мегабассейна выделяется серия рифтогенных зон (Худосейская, Худоттейская и Колтогорско-Уренгойская). По результатам анализа всех сейсмических данных в пределах Южно-Карского бассейна выделяется одноименная рифтовая зона.

Рифты Западной Сибири изучены неравномерно. Типичный пример — Колтогорско-Уренгойская рифтовая зона, в пределах которой пробурена Тюменская сверхглубокая скважина (ТСГ-6). Рифтовый комплекс имеет здесь толщину более 1 км (полностью не вскрыт) и представлен в основном базальтами со значением изотопного возраста в диапазоне 250 ± 2 млн лет [Сараев и др., 2009; Reichov et al., 2005, 2009; Kuzmin et al., 2010]. Эти датировки показывают, что формирование рифтогенных прогибов началось на рубеже перми и триаса.

На северном продолжении Колтогорско-Уренгойской рифтовой зоны (или одной из ее ветвей) пробурена Ен-Яхинская скважина (СГ-7) глубиной 8250 м (данные НПО «Недра», Ярославль). Она вскрыла весь пермотриасовый разрез. В его основании залегают

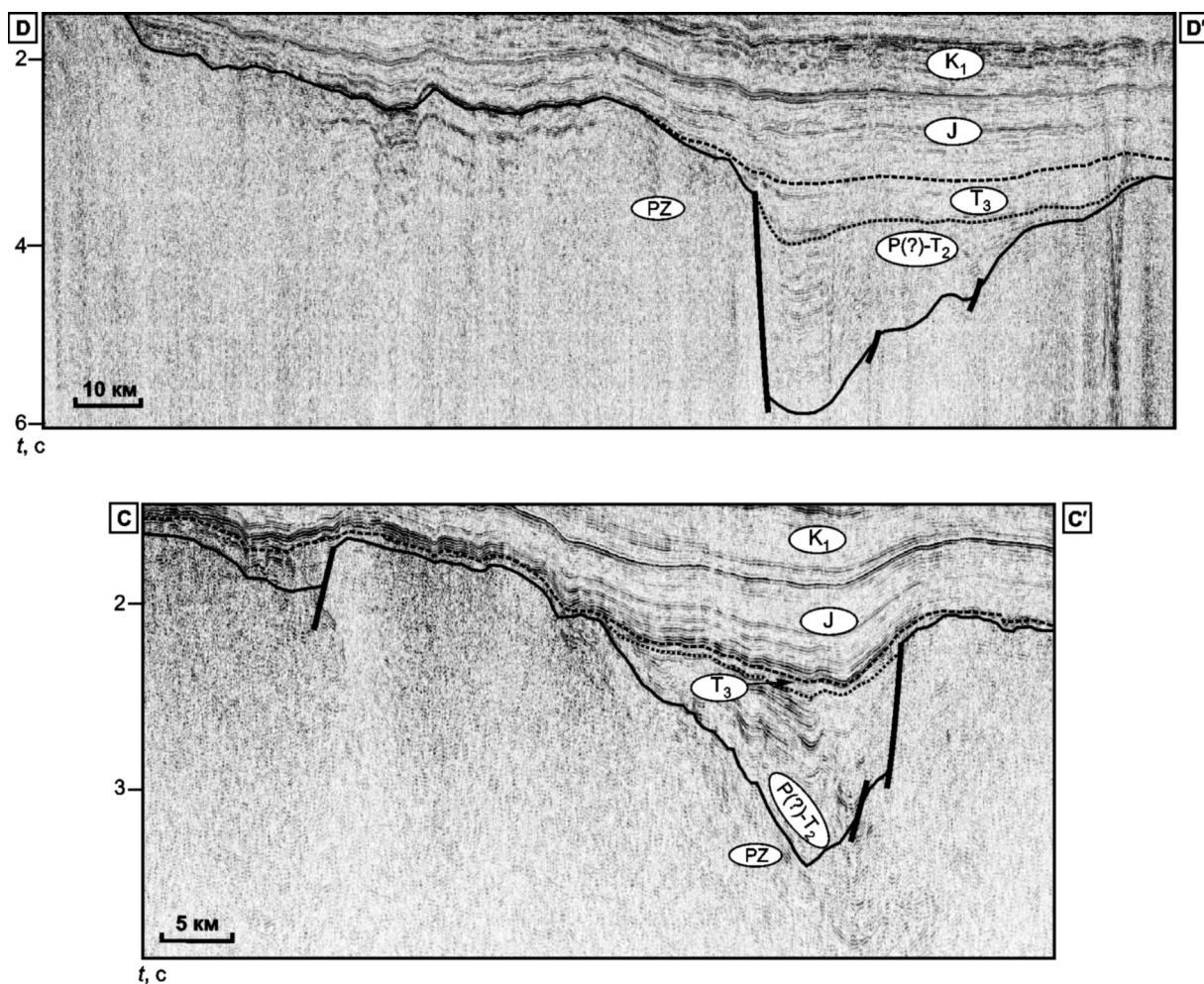


Рис. 5. Выраженность Дальнего и Нансеновского рифтовых прогибов на сейсмических профилях С—С' и D—D' соответственно

толща базальтов толщиной более 1,3 км (основание прогиба не вскрыто). Эта толща подобна той, которая установлена в скважине ТСГ-6. Вполне вероятно, что эти базальты имеют аналогичный возраст (250 ± 2 млн лет), хотя точных датировок их возраста пока нет. Выше базальтов залегают толща глин, алевролитов, песчаников и карбонатов толщиной около 1250 м с возрастными датировками от середины раннего триаса до конца триаса. Отложения нижнего триаса можно отнести к синрифтовому комплексу, а разрез начиная со среднего триаса — к пострифтовым образованиям.

На южном продолжении Колтогорско-Уренгойской рифтовой зоны пробурена скважина Никольская-1, она вскрыла около 1100 м пермотриасового и триасового синрифтового комплекса, сложенного базальтами, вулканогенно-осадочными и осадочными породами [Сараев и др., 2009]. По образцам из базальтов керна получены следующие Ar—Ar-датировки возраста: $272,9 \pm 10$, 249 ± 3 и $247,5 \pm 2,9$ млн лет [Сараев и др., 2009], что также свидетельствует о возможном начале рифтинга в конце перми—начале триаса. На южном окончании Худосейской рифтовой зоны получены возрастные датировки базальтов $250 \pm 1,5$ млн лет [Бочкарев и др., 2010б; Kuzmin et al., 2010].

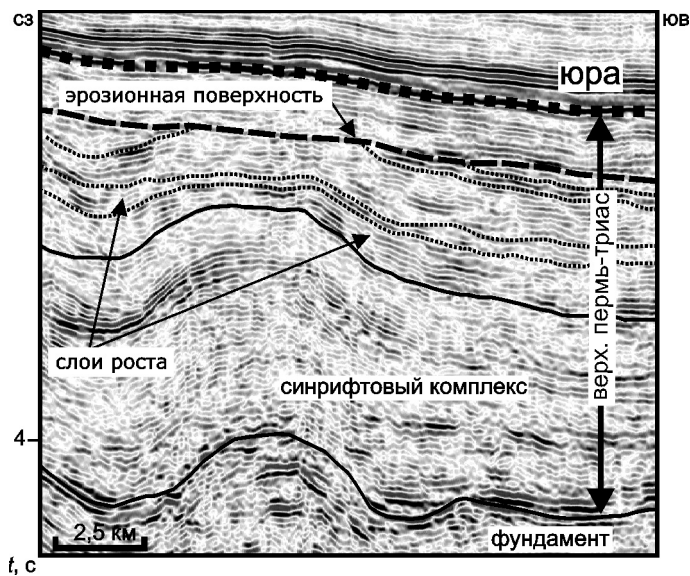


Рис. 6. Инверсионная структура в пределах Северо-Ноябрьского прогиба, показанная прямоугольником на рис. 4 (профиль А—А')

Так как рифтовая зона в Южно-Карском бассейне, вероятно, представляет продолжение системы рифтов Западной Сибири, то можно предположить, что основ-

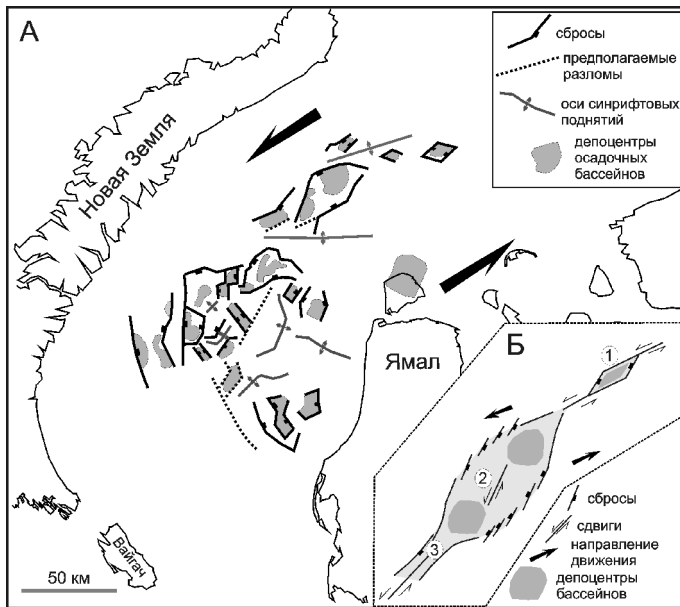


Рис. 7. Схема строения рифтовой системы Южно-Карского бассейна (А). Стрелки показывают примерную ориентировку сдвиговых смещений в пределах бассейна. На врезке (Б) показана модель строения осадочных прогибов, сформированных в обстановке трансенсии (сдвига-растяжения), по [Wu et al., 2009; Leeder, 2011]: 1 — бассейн типа чистый пулл-апарт, 2 — трансензионный бассейн, 3 — отрицательная цветковая структура

ная фаза рифтинга имела место примерно в конце перми—раннем триасе. Кроме того, можно также предположить, что в низах разрезов рифтов Южно-Карского бассейна будут развиты толщи базальтов.

На ряде сейсмических разрезов видно, что отражающий горизонт, приуроченный к подошве плитного юрско-мелового комплекса, хорошо прослеживается с суши в акваторию Карского моря, и юрские отложения перекрывают рифтовый комплекс [Конторович, 2009]. Таким образом, можно с достаточной степенью уверенности констатировать, что возраст формирования рифтовых прогибов в пределах Южно-Карского бассейна доюрский.

Доюрский комплекс пород в Южно-Карском бассейне в свою очередь мы подразделяем на синрифтовый и пострифтовый. Возрастных датировок границы между ними на настоящий момент нет. Граница предположительно прослежена нами на сейсмических профилях в средней части триаса. Примерно в этой же средней части разреза на сейсмических профилях отмечаются признаки инверсии тектонических движений в рифтах, расположенных вблизи арх. Новая Земля. На основе этих данных можно сделать вывод, что фаза инверсии в рифтах приходилась примерно на середину триасового периода.

Генезис прогибов. Морфология и пространственное расположение рифтовых прогибов указывают на особый механизм их формирования. Как отмечено выше, рифтовые прогибы не образуют в плане единую линейно вытянутую погруженную область, а расположены относительно удаленны один от другого и имеют изометричную форму в плане. Все эти при-

знаки не характерны для классических как палео-, так и современных рифтовых структур.

В настоящее время осадочные бассейны, ограниченные в основном сбросами (так называемые бассейны растяжения), делятся на три типа, охарактеризованные, например, в [Wu et al., 2009; Leeder, 2011; Никишин, 2002]: 1) рифтовые (прогибы и впадины ограничены сбросами, не связанными сдвигами между собой); 2) бассейны типа pull-apart (бассейны в зоне изгиба сдвига в плане, при этом направление главного сдвига параллельно направлению движения блоков); 3) трансензионные бассейны (бассейны сдвига-растяжения, направление движения блоков не параллельно направлению движения по сдвигам). Исходя из этой классификации отдельные позднепермско(?)—триасовые прогибы и впадины Южно-Карского бассейна можно рассматривать как трансензионные или как прогибы и впадины типа pull-apart. Этот вывод следует из анализа расположения позднепермско-триасовых разломов и депоцентров бассейнов (рис. 7). Отметим, что в настоящее время по имеющимся данным невозможно однозначно наметить зоны сдвигов, однако, исходя из общего структурного рисунка, можно допустить, что бассейны формировались в условиях левосторонней трансенсии.

На территории позднепермско(?)—триасовой рифтовой системы Южно-Карского бассейна предполагается наличие позднепалеозойского (герцинского) фундамента, сформировавшегося в результате складчато-надвиговых процессов к середине перми [Drachev et al., 2010; Бочкарев и др., 2010a]. Таким образом, если в середине пермского периода в регионе еще имели место крупномасштабные складчато-надвиговые деформации, а в конце перми уже проявилась фаза растяжения со сбросообразованием, можно предположить, что такой тип рифтинга был связан с коллапсом орогена [Никишин, 2002]. Для рифтовых бассейнов, образованных в результате коллапса орогенов, типичны значительные сдвиговые процессы [Никишин, 2002]

Выводы. 1. В основании Южно-Карского бассейна проявлена рифтовая система, которая формировалась, вероятно, в конце перми(?)—раннем триасе. Предполагается, что время формирования этой рифтовой зоны было синхронно со сходными событиями в Западно-Сибирском мегабассейне.

2. Примерно в середине триаса рифты Южно-Карского бассейна, расположенные ближе в Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой области, испытали конседиментационные инверсионные движения с формированием антиклинальных складок. Середина триасового периода — это вероятное время проявления фазы сжатия и складчатости и на Новой Земле.

3. Пострифтовое региональное погружение Южно-Карского бассейна предположительно началось с середины триаса.

4. Толщина синрифтового комплекса достигает 3–5 км.

5. Геометрия отдельных рифтовых впадин и всей зоны указывает на то, что они имеют в основном трансензионную природу и некоторые из них, вероятно, являются бассейнами типа pull-apart.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Кочергин М.О. и др. Особенности геологического строения зоны сочленения Карского моря и Гыданского полуострова и прогноз ее нефтегазодности // Горные ведомости. 2010а. № 10. С. 6–18.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Ларичев А.И. и др. О западной границе распространения сибирских траппов и их геотектонической природе // Горные ведомости. 2010б. № 11. С. 6–26.

Конторович В.А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазодность Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 461–474.

Конторович А.Э., Сурков В.С. Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России: В 6 т. Т. 2. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф. и др. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. Пб.: Недра, 1992. 196 с.

Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 366 с.

Никишин В.А., Малышев Н.А., Обметко В.В. Строение и история формирования пермско-триасовой системы рифтов Южно-Карского осадочного бассейна // Современное состояние наук о Земле: Мат-лы Междунар. конф., посвящ. памяти Виктора Ефимовича Хаина, Москва. М., 2011. С. 1326–1329.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Пермьтриасовые вулканы колтогорско-уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 4–20.

Шаров Н.В., Баянова Т.Б., Булаткин А.В. и др. Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 318 с.

Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазодных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Т. 1. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: КНЦ РАН. 2010. 266 с.

Позднепермско(?))-триасовая рифтовая зона Южно-Карского бассейна формировалась, видимо, в условиях левосторонней трансензии.

Авторы благодарны компании НК «Роснефть» за предоставленные материалы.

Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum geology: from mature basins to new frontiers // Proceed. of the 7th Petroleum Geology Conference. Petroleum Geology Conferences Ltd. B.A. Vining, S.C. Pickering (Eds). L., Publ. the Geological Society, 2010. P. 591–619.

Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V. Deep seismic investigation across the Barents-Kara region and Novozemel'skiy Fold Belt (Arctic Shelf) // Tectonophys. 2006. Vol. 420. P. 123–140.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinskiy V.A. Phanerozoic hot spot paleogeographic reconstructions of the Siberian continental based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth.-Sci. Rev. 2010. Vol. 102. P. 25–29.

Leeder M.R. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics // Sedimentology. 2011. Vol. 58. P. 2–56.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al. The timing extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implication for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 277. P. 9–20.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from West Siberian Basin: an extensional of Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 425–452.

Roslov Yu.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I. Deep seismic in the Barents and Kara Seas // Tectonophys. 2009. Vol. 472. P. 301–308.

Saunders D.A., England W.R., Reichow K.M., White V.R. A mantle plume origin for the Siberian traps: uplift and extensional in the West Siberian Basin, Russia // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 407–424.

Surkov V.S., Korobeinikov V.P., Kraevskiy B.G. Geostatic tectonic map for Early (Precambrian and Paleozoic) and Late (Mesozoic and Cenozoic) Neogea of Siberia at a scale of 1:2 500 000. Novosibirsk: SNIIGG&MS, 2000.

Wu J.E., McClay K., Whitehouse P. et al. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins // Marine and Petrol. Geol. 2009. Vol. 26. P. 1608–1623.

Поступила в редакцию
28.04.2011