

© А.К. БОГОЛЕПОВ, Э.В. ШИПИЛОВ, А.Ю. ЮНОВ

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНАХ
ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА ЕВРАЗИИ**

(Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 15 I 1991)

Проблема геологического строения эвапоритовых бассейнов имеет самое актуальное значение в связи с перспективами их нефтегазоносности. Значительная их часть тяготеет к пассивным континентальным окраинам (Североморский, Мавритано-Сенегальский, Сантуш, Сержипи-Алагоас, Мексиканского залива, Свердрупский и другие осадочные бассейны) либо к крупным внутриконтинентальным впадинам (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Кемпендйская).

К ряду перечисленных седиментационных бассейнов принадлежат и открытые в последнее время крупные прогибы западной части Баренцева моря (Тромс, Медвежий, Нордкапский, Варангерский и Олыгинский) (рис. 1) и юго-западной части моря Лаптевых (Хатангский). Характерной особенностью этих прогибов является наличие в них диапироподобных структур, генезис которых достаточно однозначно определяется по комплексу геолого-геофизических признаков.

На временных разрезах МОГТ эвапоритовые тела выделяются в первую очередь специфической геометрией, характером приращения к этому телу отражающих площадок, хаотической волновой картиной. Нередко эвапоритовые тела акустически прозрачны. Имеются примеры, когда соляной диапир по сейсмическим материалам невозможно отличить от интрузии (континентальный склон Анголы) [8] либо от глиняного диапира (север Мексиканского залива, континентальный склон Нигерии). Иногда соляное тело характеризуется на сейсмических разрезах слоистостью. В этих случаях, при переборе скоростей, ядро диапира характеризуется высокими, по сравнению с вмещающими породами, значениями пластовых скоростей. В поле преломленных волн они проявляются в виде локальных раздувов осей синфазности головных и рефрагированных волн, а в скоростном разрезе — аномалиями истинных и средних скоростей [1].

В гравитационном поле диапировые структуры выражены локальными аномалиями отрицательных или пониженных на общем фоне значений. Расчетные плотности аномалеобразующих объектов составляют около $2,2 \text{ г/см}^3$. В магнитном поле они не имеют четкого отображения; магнитоактивные кромки располагаются преимущественно в ниже- и вышележащих частях разреза. Низкая расчетная плотность диапиров и отсутствие в их пределах магнитоактивных тел свидетельствуют об амагматической природе этих образований.

По формам залегания на сейсмических разрезах выделяются два основных типа солесносных структур: диапиры и подушки. Первые из них прорывают вышележащие отложения, которые образуют характерные асимметричные мульды с относительно пологими внешними и крутыми, прилегающими к диапирам, внутренними крыльями. Наиболее ярко выраженные диапиры приурочены к осевым зонам прогибов, а соляные подушки обрамляют их бортовые зоны. Можно предполагать, что диапиры сложены массивными солями (преимущественно галитом), а подушки — либо маломощными прослоями аналогичного состава, либо гипсо-ангидритом-

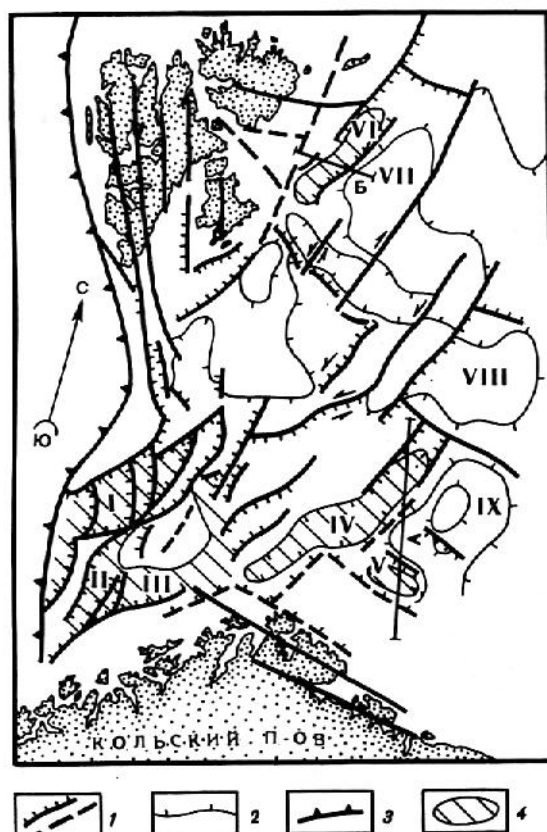


Рис. 1. Структурная схема западной части Баренцево-морского шельфа [9]. 1 — разломы и разломные зоны; 2 — контуры структурных элементов; 3 — окраинно-континентальные флексуры; 4 — основные грабенообразные прогибы. А и Б — линии разрезов, показанных на рис. 2. I—VI — грабенообразные соленосные прогибы: I — Медвежинский; II — Тромсё; III — Хаммерфест; IV — Нордкапский; V — Варангерский; VI — Ольги; VII—IX — Центрально-Баренцевские поднятия

выми породами краевых фаций эвапоритовых бассейнов. Гипсы и ангидриты карбона—ранней перми известны на Восточном Шпицбергене, о. Эдж и юге архипелага Новая Земля [2, 3].

Таким образом, доказательство солянокупольной природы диапировых структур Западно-Баренцевского шельфа опирается на комплекс геофизических данных и подтверждается развитием соленосных отложений в разрезах обрамляющей суши.

Возраст соленосных отложений Западно-Баренцевского шельфа определяется, исходя из сеймостратиграфической интерпретации осадочных комплексов, как позднекаменноугольно-раннепермский и позднедевонский. Развитие последнего предполагается в пределах депрессионной части Нордкапского прогиба, где диапиры прорывают от 6 до 9 км верхнепалеозойских и мезозойских осадочных образований.

Западно-Баренцевские соленосные прогибы имеют сходное между собой строение, определяемое их грабен-рифтовой структурой. Наиболее крупным из них является Нордкапский прогиб, простирающийся в северо-восточном направлении более чем на 300 км при ширине около 75 км. Основная часть прогиба рас-

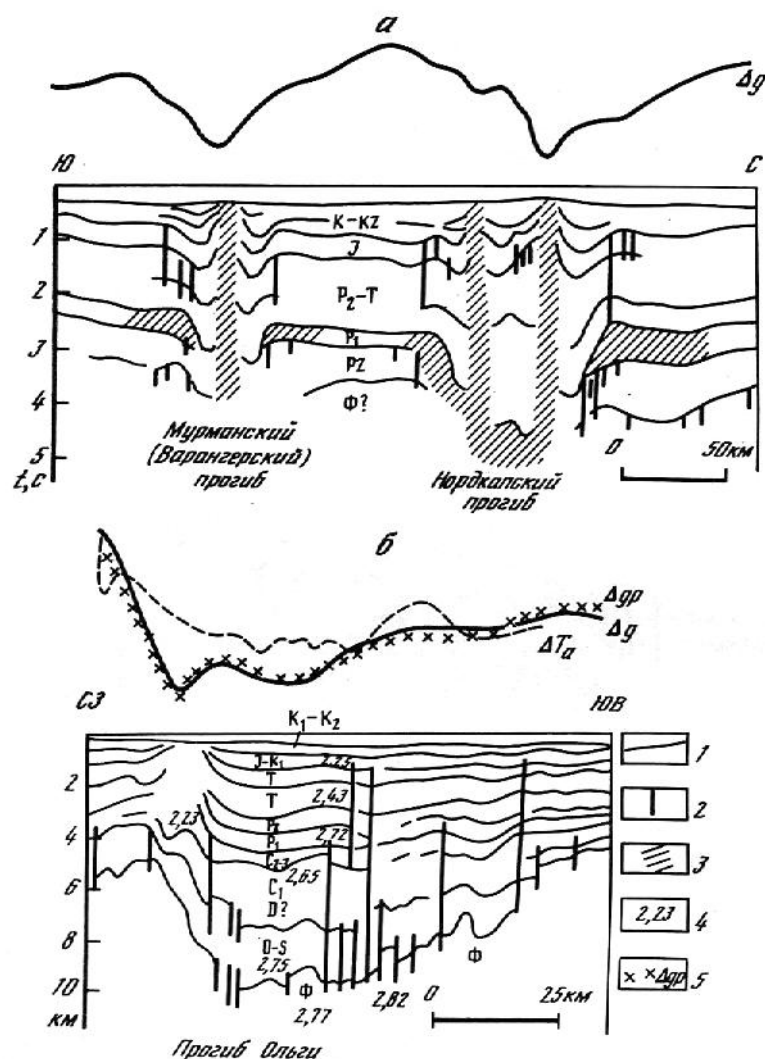


Рис. 2. Схематические геолого-геофизические разрезы через прогибы: а – Мурманский (Варангерский) и Нордкапский, б – Ольги (Восточно-Шпицбергенский шельф). 1 – отражающие сейсмические горизонты; 2 – разломы; 3 – соляные диапиры; 4 – расчетные значения плотности; 5 – кривая расчетных значений силы тяжести

положена в Норвежском секторе Баренцева моря, а его восточная часть, состоящая из двух ветвей (Варангерской и собственной Нордкапской), обрамляет сводовое поднятие Федынского соответственно с юга и севера (рис. 1, 2а).

Строение Нордкапского прогиба достаточно подробно изучено сейсмическими (МОГТ и МПВ) и гравимагнитными методами [9, 10]. В гравитационном поле он четко выражен крупной отрицательной аномалией, на фоне которой выделяются еще более резкие локальные минимумы, характеризующие солянокупольные структуры.

По самому из глубоких опорных сейсмических горизонтов (Н), приуроченному к подошве верхнедевонских отложений, прогиб имеет асимметричное строение: юго-западная его часть представляет собой полуграбен с крутым юго-восточ-

ным бортом, а северо-восточная часть с двух сторон ограничена серией крутых сбросов [9, 10]. Бортовые зоны прогиба осложнены серией малоамплитудных сбросов, наиболее четко выраженных в дотриасовом и средне-верхнеюрском комплексах.

Максимальная глубина залегания фундамента по данным МПВ оценивается в 12–15 км, а стратиграфический диапазон осадочного выполнения, возможно, отвечает всему фанерозою.

Данные сейсморазведки МОГТ позволяют выделить в разрезе осадочного чехла прогиба терригенно-галогеинную формацию позднего девона—раннего карбона, карбонатно-эвапоритовую формацию карбона—ранней перми и терригенную формацию поздней перми, мезозоя и кайнозоя. В соответствии с этими данными начало формирования Нордкапского грабенообразного прогиба относится как минимум к началу позднего девона, что согласуется по времени с одной из главных фаз рифтогенеза на востоке Баренцева моря. Однако следует отметить, что южная, Варангерская, ветвь Нордкапского прогиба наследует северо-западное простирание рифейского Канино-Варангерского авлакогена и, возможно, является более древней, чем собственно Нордкапская ветвь, которая имеет северо-восточное простирание, характерное для эпикаледонских структур Баренцева моря. Последняя, в частности, субпараллельна Печоро-Баренцевской зоне листрических сбросов, возникшей при заложении Южно-Баренцевской впадины на рубеже среднего и позднего девона и срезавшей рифейские структуры Печорской плиты [4, 7].

В современном структурном плане между собственно Нордкапским прогибом и его Варангерской ветвью существует разделяющая их седловина, связанная с зоной разломов северо-восточного простирания. Судя по сходству строения осадочного комплекса (в том числе и соленосных образований), вероятно, оба прогиба, по крайней мере начиная с позднего палеозоя, развивались в виде единой рифтогенной структуры, образуя тройное сочленение в области их пересечения [7].

Еще один крупный соленосный бассейн (прогиб Ольги) выявлен в последнее время в зоне сочленения Свальбардской антеклизы и Центрально-Баренцевских поднятий [1].

Дополнительные площадные исследования МОГТ и гравимагнитное профилирование подтвердили солянокупольную природу выявленных в его пределах структур. Возраст соленосных отложений датируется предположительно средне-позднекаменноугольно-раннепермским временем в связи с тем, что в краевой части прогиба на о. Эдж скважиной вскрыты гипсо-ангидритовые отложения этого возраста [2]. Общая мощность осадочного чехла в прогибе достигает 12–13 км (рис. 2б). На временных разрезах выделяется ряд сейсмостратиграфических комплексов, которые, судя по сопоставлению с геологическими разрезами на суше, характеризуют карбонатно-терригенные отложения кембрия—ордовика—силура, терригенные отложения девона (?)—нижнего карбона, сульфатно-карбонатные отложения среднего карбона—нижней перми, верхнепермские кремнисто-карбонатные образования и преимущественно терригенные отложения мезозоя. В верхней терригенной части разреза, как и на востоке Баренцева моря, не исключено присутствие пластовых интрузий и даек триасового и мелового возраста [4, 6, 7]. Наиболее крупные несогласия фиксируются между силурийскими и нежекаменноугольными отложениями (на о. Эдж отсутствуют отложения девона), а также на границе перми и триаса. Строение прогиба достаточно сложное и определяется системой разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Помимо высокоамплитудных сбросов (1,0–1,5 км) по бортам, отмечаются многочисленные малоамплитудные нарушения и во внутренней части прогиба. Нарушения затрагивают преимущественно два нижних сейсмостратиграфических комплекса (ордовик-силурийский и девон (?)—раннекаменноугольный), за счет которых главным образом происхо-

дит резко увеличение мощности осадочного выполнения прогиба Ольги (от 1–2 км на краевых поднятиях до 5–6 км в осевой части). С учетом перечисленных данных можно предполагать, что заложение Ольгинского грабенообразного прогиба относится к позднему девону–раннему карбону. При этом сульфатно-карбонатная формация каменноугольно-раннепермского возраста венчает вертикальный ряд грабеновых отложений прогиба Ольги.

Повышенные мощности триасово-юрского (около 2,0 км) и мелового–кайнозойского (до 1,0 км) терригенных комплексов свидетельствуют об унаследованном погружении прогиба в мезозое и кайнозое. Диapiroвые структуры, выявленные сейсмическими и гравимагнитными работами, тяготеют к бортовым, приразломным частям прогиба. По своим геофизическим параметрам они полностью отвечают критериям, отмеченным выше для солянокупольных структур. Таким образом, прогиб Ольги, вероятно, является одним из наиболее северных соленосных бассейнов Арктического сектора Евразии и входит в состав Западно-Баренцевской соленосной провинции, в которую мы включает также прогибы Тромсе, Хаммерфест, Медвежий и Нордкапский.

Енисей-Хатангский прогиб, унаследованный от рифейского авлакогена, морской сейсморазведкой исследован на акватории моря Лаптевых [5] в Хатангском заливе, где суммарная мощность осадков превышает 10–12 км. На временных разрезах в осадочном чехле, залегающем на архейско-раннепротерозойском фундаменте, выделяется до семи сейсмокомплексов: верхнепротерозойский – терригенно-карбонатный; кембрий-силурийский (?) – карбонатный; девонско-каменноугольный – соленосный; нижнепермский – терригенный; верхнепермский – терригенный; триасовый – терригенно-вулканогенный и юрско-меловой – терригенно-угленосный. По комплексу геолого-геофизических данных отмечается наличие соляных диапиров девонского возраста, а также проявлений основного магматизма в виде дайковых и пластовых интрузий. По особенностям строения и хатактеру осадконакопления Енисей-Хатангский палеорифт имеет много общих черт с Днепровско-Донецким и Припятским палеорифтами, а также с рассмотренными соленосными бассейнами западной части Баренцева моря – грабенами Нордкапским, Варангерским, Ольгинским, Медвежинским.

Описанные бассейны, судя по их строению, формировались в условиях деструкции континентальной коры [6, 7], что позволяет предполагать наличие взаимосвязи между процессами рифтогенеза и соленаккопления.

Научно-исследовательский институт морской геофизики
Производственного объединения "Союзморгео", Мурманск

Поступило
25 I 1991

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголепов А.К., Голионко Г.Б., Дергунов Н.Т. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 1, с. 123–126.
2. Баренцевская шельфовая плита. Тр. ВНИИОкеанология / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1988, т. 196. 263 с.
3. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Труфанов Г.В. – Геотектоника, 1989, № 6, с. 40–61.
4. Боголепов А.К., Журавлев В.А., Юнов А.Ю. В сб.: Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты, 1986, с. 22–30.
5. Иванова Н.М., Свистунов Ю.И., Шупилов Э.В. В кн.: Тез. докл. IX Всесоюз. школы морской геологии. М., 1990, т. 4, с. 60–61.
6. Шупилов Э.В., Моссур А.П. – Геотектоника, 1990, № 2, с. 90–97.
7. Шупилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П. – Геол. и геофиз., 1990, № 5, с. 13–19.
8. Юнов А.Ю. В кн.: Строение и нефтегазонасыщенность окраин континентов. М.: Недра, 1981, с. 125–211.
9. Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Jacquot G. – Mar. and Petrol. Geol., 1984, vol. 1, p. 123–150.
10. Rønnevik H.C., Bescow B., Jacobsen H.P. – Canad. Soc. Petrol. Geol., 1982, vol. 8, p. 431–440.