

Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России

Н. О. Сорохтин¹, доктор геолого-минералогических наук,

Л. И. Лобковский², член-корреспондент РАН,

С. Л. Никифоров³, доктор географических наук

ФГБУН Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

Н. Е. Козлов⁴, доктор геолого-минералогических наук

ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН

Рассматриваются вопросы полистадийного развития Карско-Баренцевоморского шельфа России и его обрамления, а также обосновываются пространственно-временные закономерности взаимодействия геодинамических процессов, влияющих на обстановки накопления углеводородов в осадочных комплексах шельфовых морей. Выделены четыре возрастных этапа нефтегенерирующих процессов и определены генетические особенности формирования нефтегазоносных бассейнов региона.

Ключевые слова: геодинамическая эволюция, Арктика, шельф, нефтегазоносность, углеводороды.

Введение

Формирование и эволюция локализованных в пространстве скоплений углеводородов тесно связаны с тектонофизическими параметрами развития процессов на границах литосферных плит и сопряжены с перекрывающим их осадочным чехлом. Чем более объективна геодинамическая модель эволюции региона, тем выше точность прогноза областей локализации и объемов накопления полезных ископаемых. По современным данным большая часть всех мировых запасов нефти и газа приурочена к существовавшим в прошлые эпохи зонам поддвига литосферных плит [4]. Образование углеводородов (УВ) в таких структурах происходит не только за счет аккумуляции рассеянных в осадочных толщах

органических веществ, но и благодаря их миграции из зон субдукции. Большая их часть мигрирует в направлении пассивной окраины пододвигаемой плиты перпендикулярно оси надвигающегося аллохтона, а часть выдавливается в обратном направлении, обогащая тыловодужные области.

Процессы нефтегазогенерации протекают как за счет литостатического давления, прогрева и дегидратации в толще осадочного слоя, так и при наложении мощного тангенциально направленного тектонического воздействия на него. В первом случае возникают рассеянные в пространстве вкрапления УВ, а вследствие воздействия второго механизма структурирования системы они мобилизуются, аккумулируются и выжимаются из зоны повышенных давлений в области тектонической разгрузки. Благодаря этому становится возможно формирование крупных и суперкрупных (уникальных) месторождений нефти и газа в толще осадочных бассейнов [28].

Кроме того, значительные концентрации нефти и газа могут возникать в рифтовых системах. Будучи

¹ e-mail: nsorokhtin@ocean.ru.

² e-mail: llobkovsky@ocean.ru.

³ e-mail: nikiforov@ocean.ru.

⁴ e-mail: nikiforov@ocean.ru.

погребены под мощными толщами осадков, рассеянные УВ проходят стадию созревания за счет мощного литостатического давления вышележащих комплексов пород и их прогрева в результате повышенного теплового потока из мантии. Особенно активно эти процессы протекают в условиях гидратации осадочных комплексов, при возникновении рифтов и авлакогенов в пределах континентального шельфа, так как благодаря этому в толще пород возникает конвекция воды, приводящая к локализации нефтей и образованию промышленно значимых концентраций.

В последние годы был обоснован абиогенный механизм формирования крупных скоплений УВ в виде газогидратов, а также за счет преобразования глубинного метана, водорода и сероводорода в более сложные УВ с помощью жизнедеятельности специфических бактерий [5; 1; 2].

Обсуждение результатов исследования

Определение масштабов проявления, временных эпох генерации и зон локализации углеводородного сырья в пределах западной части арктического шельфа России связано с выявлением и обоснованием особенностей развития региона в прошлые геологические эпохи. Карско-Баренцевоморская нефтегазоносная провинция достаточно хорошо изучена геолого-геофизическими методами, однако закономерности пространственно-временного распределения УВ в ее пределах и историко-генетические аспекты развития региона остаются практически не исследованными.

В процессе эволюции Восточно-Европейской платформы (ВВП) ее северная и северо-западная (в современных румбах) оконечности в постархейское время, по-видимому, периодически испытывали процессы раскола и коллизионного сочленения с Североамериканской литосферной плитой [23]. На это, в частности, указывает сопоставимость структурно-вещественных комплексов свекофеннид Балтийского щита и Кетилид южной Гренландии и Канады, сформированных около 1,9—1,8 млрд лет назад во время закрытия Свекофеннского палеоокеана при формировании суперконтинента Мегатея. Для более позднего периода, в раннем и среднем рифее (1650—1350 млн лет назад), достоверные геологические данные в этой части платформы отсутствуют, что может косвенно указывать на процессы раскрытия океана Палеоаяпетус, разделившего некогда единые Канадско-Гренландские континентальные образования и родственные им структурно-вещественные комплексы Балтийского щита. В Перитиманской области и в Кандакшско-Двинском бассейне в интервале 1350—1050 млн лет назад развивались структуры прогибания фундамента и накопления континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [23]. В это же время на северо-востоке Русской плиты начинают формироваться шельфовые и склоновые осадочные

комплексы пассивной окраины континента [10]. Данные события хорошо согласуются с фактическим материалом о времени распада суперконтинента Мегатея (Штилле) около 1,7 млрд лет назад, продолжавшегося вплоть до позднего рифея (около 1000 млн лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент Мезогей [23]. В это время в северо-западной периферической зоне ВВП формируется Дальсландская складчатая область, являющаяся продолжением Гренвильского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеоаяпетус.

Здесь следует отметить, что наиболее ранний этап генерации углеводородов в западной части арктического шельфа России, по нашему мнению, связан с накоплением органики в толщах осадков пассивной окраины Русской плиты в среднем рифее-венде (1350—620 млн лет назад) (рис. 1). Этот достаточно долгий период — 730 млн лет — неизбежно должен был привести к накоплению в основании континента больших многокилометровых и обогащенных органикой толщ осадков, которые в процессе эволюции перемещались совместно с ним из приэкваториальных областей в приполярные. По данным [17; 15; 29; 30] описываемый регион на рубеже 1,0 млрд лет назад был в составе суперконтинента Мезогей (Родиния) и находился на 10—30° с. ш., а позже переместился еще севернее, в зону распространения покровного оледенения.

В венде (650—570 млн лет назад), процессы пеплензации древнего континента привели к формированию комплекса континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе [26] и прибрежно-морских образований на севере в районе полуострова Варангер [12]. В это же время продолжалось накопление осадочного комплекса шельфовых и континентально-склоновых образований на северной и северо-восточной пассивной окраине Русской плиты. Дальсландский орогенез к западу от нее привел к формированию целого ряда закономерно расположенных в пространстве рифтовых систем в ее северо-восточных районах. При этом тектонические условия их формирования носили явный отраженный характер, что закономерно сказалось на практически полном отсутствии магматической составляющей в разрезах рифтов и на плечах структур (см. рис. 1). Лишь на северной оконечности Кольского полуострова и на полуостровах Средний и Рыбачий отмечены редкие единичные тела и дайки долеритов, относимые к данному времени.

Условия относительного тектонического покоя в восточной и северо-восточной частях Русской плиты в течение очень продолжительного времени (около 780 млн лет с 1350 по 570 млн лет назад) свидетельствуют о возможном накоплении огромных масс потенциально нефтегазоносных осадочных образований на склоне и в подножии континента. В эту эпоху континент последовательно мигрировал

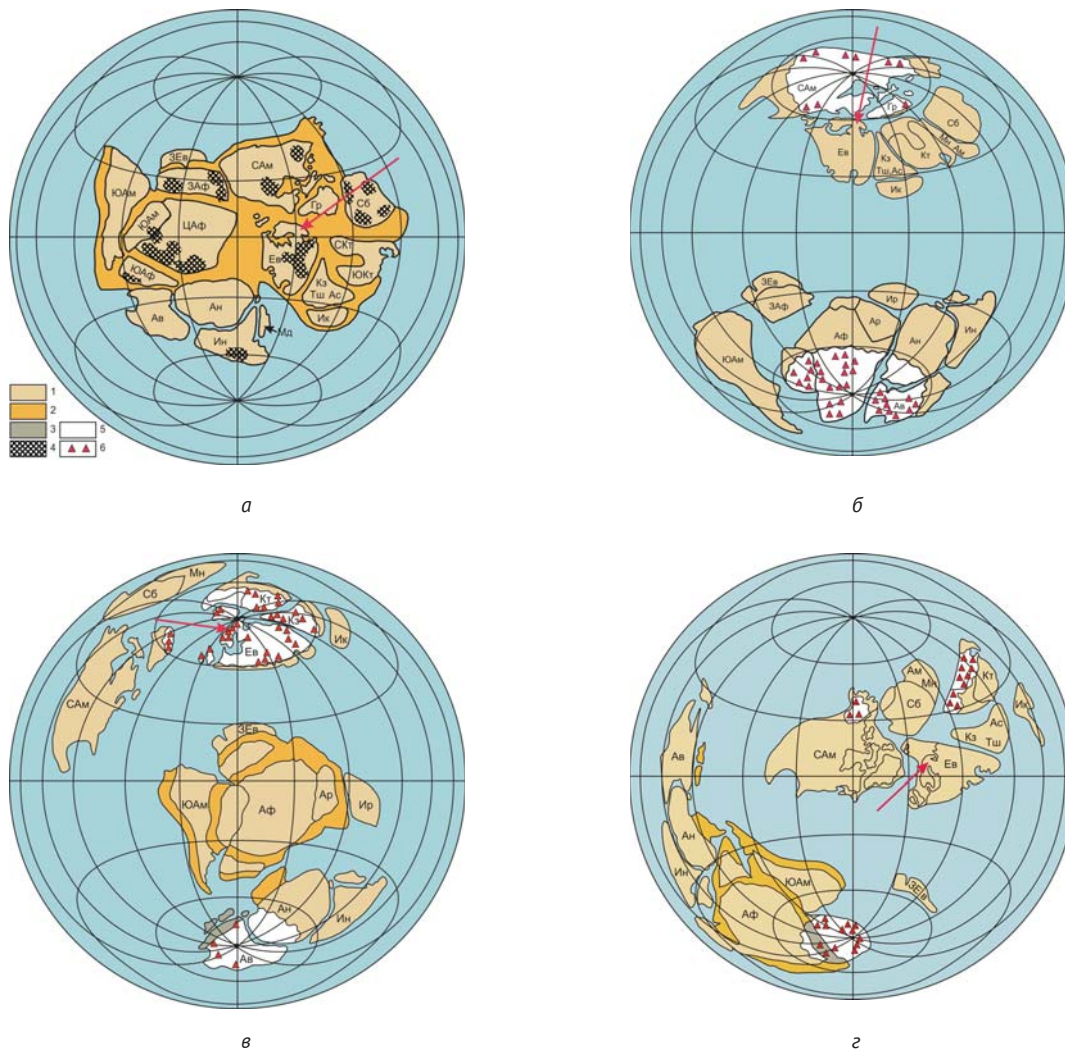


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция суперконтинента Мезогея (Родиния) и его распад на Гондвану и Лавразию в проекции Ламберта [21]: а – суперконтинент Мезогея (около 1 млрд лет назад), б – распад Мезогеи на Гондвану и Лавразию (около 800–750 млн лет назад), в – распад Гондваны и Лавразии (около 650 млн лет назад), г – продолжение распада Гондваны и Лавразии (около 550 млн лет назад); 1 – континентальная литосфера, 2 – складчатые пояса, 3 – складчатые пояса в областях распространения покровного оледенения, 4 – красноцветы, 5 – области покровного оледенения, 6 – тиллиты и тиллоиды. Цветной стрелкой отмечено положение Балтийского щита Русской плиты

из приэкваториальной зоны Земли, где он находился в момент формирования Мезогеи (около 1,0 млрд лет назад), в высокоширотные и приполярные области (около 800–650 млн лет назад) [23].

Рифейские образования пассивной окраины Русской плиты того времени обнажены в пределах полуострова Варангер в северной Норвегии, на полуостровах Средний, Рыбачий и острове Кильдин на северной оконечности Кольского полуострова, а также на Канином Носу и Тиманском выступе Архангельской области. В геологической литературе эти образования выделяются как Тимано-Варангерская система байкалид [10; 22] и представляют собой моноклиналиное напластование среднепозднерифейских и вендских метаморфизованных осадочных комплексов, тектонически взброшенных,

а местами надвинутых на архейские и раннепротерозойские образования Балтийского щита и Русской плиты [12]. Поверхность моноклинали полого погружается в сторону Южно-Баренцевоморской впадины под углами 2–5°, а затем угол наклона увеличивается до 5–10° [7; 13; 14]. 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 — начального метаморфизма [15; 25]. Геодинамические условия накопления перечисленных комплексов отвечают единому латеральному ряду шельфовых, континентально-склоновых и подножно-континентальных образований [10]. Присутствие в разрезе фосфоритов и карбонатных стяжений указывает на существование в то время эпиконтинентальных морских условий в северо-восточной части литосферной плиты и наличие зоны апвеллинга. Следует оговориться, что фосфоритообразование в этих зонах характерно только для тропических областей океана, тогда как Русская плита только к позднему рифею и венду сместилась в более низкие широты из приполярных областей [22]. Факт обнаружения незначительных концентраций фосфоритов только в верхах разреза свидетельствует о начальном этапе их образования и нахождения континентальной плиты в умеренной климатической зоне. Это же касается и карбонатных стяжений, которые способны формироваться за счет выпаривания солей карбоната на мелководье и в умеренных, субтропических или аридных климатических условиях. Практически полное отсутствие наложенных процессов магматизма, метаморфизма и складчатости свидетельствует об отсутствии в этой части Русской плиты каких-либо признаков наличия активной окраины континента как на стадии эволюции окраинно-континентального бассейна, так и в последующие эпохи.

В позднем венде — раннем кембрии около 620—540 млн лет назад произошло сочленение северной и северо-восточной оконечностей Русской плиты с Баренцево-Печорской плитой, которая впоследствии была

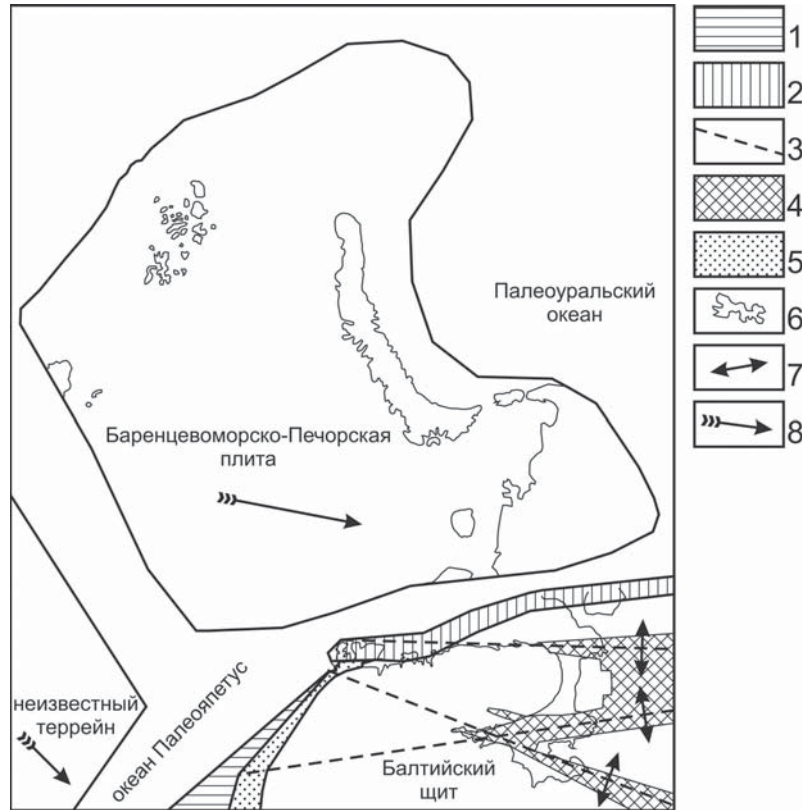


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и прилегающего арктического бассейна в среднем рифее — венде (1350—540 млн лет назад): 1 — складчатые образования среднего-позднего рифея дальсандской области (1200—900 млн лет назад), 2 — средне-позднерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты (1350—620 млн лет назад), 3 — основные линияменты на Балтийском щите, 4 — рифтогенные образования позднего рифея, 5 — континентальные терригенные осадки венда (650—570 млн лет назад), 6 — контур современной береговой линии, 7 — векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 8 — генерализованное направление перемещения литосферных плит

разделена на Баренцевоморскую (Свальбардскую), Северо-Карскую и Печорскую [24]. Именно в данный период впервые сложилась близкая к современному облику структура Восточно-Европейской платформы. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея [23]. Процесс приращения Восточно-Европейской платформы протекал без интенсивной складчатости и магматизма в зоне сочленения плит, что косвенно указывает на касательное сдвиговое приращение единой литосферной плиты или серии эшелонированных островных дуг докембрийского возраста (рис. 2). Можно предположить, что данный процесс развивался вдоль трансформного разлома, что способствовало сохранению структурно-вещественных комплексов пассивной окраины континента практически в неизменном виде. Неоднородный характер строения фундамента Северо-Карско-Баренцево-Печорской плиты, выраженного в сопряжении участков коры континентального (гранитного) и субокеанического типов, может указывать на формирование молодой литосферной плиты за счет процессов позднепротерозойской складчатости и совмещения целого ряда островных дуг (рис. 3).

Процесс сочленения двух литосферных плит привел к надвиганию шельфовых и континентально-склоновых образований среднего

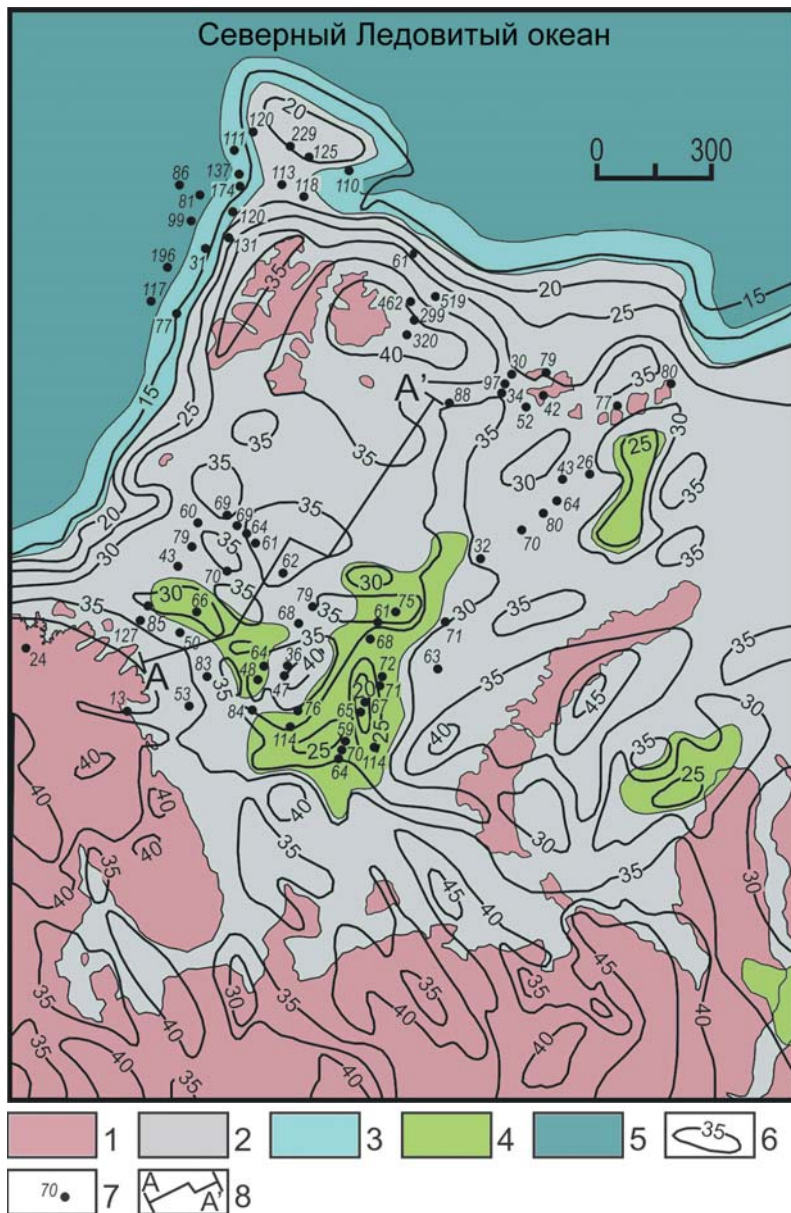


Рис. 3. Схема мощности земной коры Баренцево-Карского шельфа и данные геотермических измерений по [11; 8] с дополнениями: 1 – суша, 2 – шельф, 3 – континентальный склон, 4 – выделенные по геофизическим данным участки с океанической корой, 5 – ложе океана, 6 – изолинии глубин подошвы земной коры, км, 7 – пункты геотермических измерений, мВт/м², 8 – линия геолого-геофизического профиля (см. рис. 4)

и позднего рифея и венда на окраину Русской плиты и формированию в районе полуостровов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур [16]. А. П. Симонов с соавторами [14] отмечают, что процессы формирования Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжены с резким уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте, тогда как в юго-восточном (Тиманском) наблюдается многократное его увеличение. К этому следует добавить, что в разрезе отсутствуют образования раннего рифея и лишь в самой юго-восточной части Тимано-Варангерской шовной зоны присутствуют осадки данного возраста [24]. Описанные факты мы связываем с правосторонне-сдвиговым (трансформным)

сочленением двух литосферных плит, при котором разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей ее части. При этом наиболее молодые фрагменты разреза шельфовых и континентально-склоновых образований Восточно-Европейской платформы были взброшены на край плиты, а частью срезаны, перемещены и сгружены в юго-восточном направлении. Более древние, раннерифейские комплексы, слагавшие нижние уровни склона и подножья пассивной окраины континента, скорее всего были захоронены в нижней части сформированной шовной зоны. Эти процессы привели к увеличению степени складчатости и метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации в пределах Канинской и Тиманской части разреза, а также к проявлению контрастного магматизма от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-диабазового. Еще южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру, о чем свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа [24].

Фундамент Баренцево-Печорской плиты обнажается в пределах Северо-Восточной Земли архипелага Шпицберген, северной части Новой Земли, на полуострове Таймыр, вскрыт бурением на островах Земли Франца-Иосифа и в пределах Печорской плиты. Разрез представлен полискладчатыми и метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми и двуслюдяными, углистыми и графитсодержащими, хлорит-сирицитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, кальцифирами и конгломератами. Эти комплексы прорваны гранитами рифей-вендского времени. Возраст фундамента составляет 1,55–1,3 млрд лет [24; 3; 11]. Различия в возрасте формирования фундамента древней Русской и молодой Баренцево-Печорской

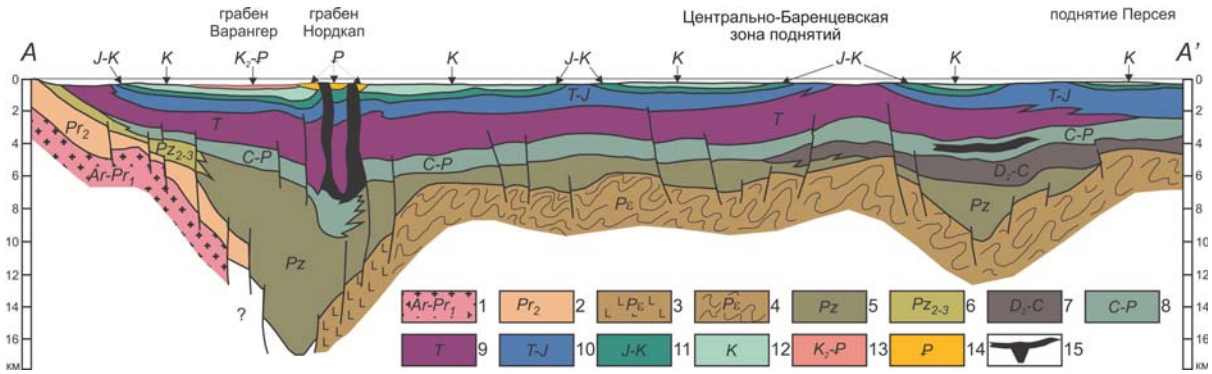


Рис. 4. Геолого-геофизический профиль через центральную часть Баренцевоморского шельфа от полуострова Варангер до поднятия Персея (см. рис. 3) [11]: 1 – фундамент Балтийского щита архейского возраста: полискладчатые, полиметаморфические комплексы тоналит-трондьемитового состава, кристаллические сланцы, 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 фосфоритсодержащих 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 кальцифилы, кварциты, биотитовые и двуслюдяные сланцы, углистые и графитсодержащие 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

плит закономерно привело к тому, что последняя испытывала постоянное проседание, характерное для молодых платформ. К этому следует добавить, что области с субокеанической корой погружались (проседали) быстрее, нежели гранитные (рис. 3 и 4).

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

Выявление силур-раннедевонского и девон-каменноугольного несогласий в чехольных комплексах Свальбардской плиты свидетельствует о многостадийном процессе закрытия океана Япетус к западу от нее и формирования орогенного комплекса Североатлантических Каледонид (рис. 5). На ранней стадии произошло наращивание Свальбардской плиты с запада и формирование складчатой системы субмеридионального (в современных румбах) простираения. На это, в частности, указывает факт структурно-вещественного подобия генетически связанных комплексов Гренландии и Шпицбергена [24]. Кроме того, в разрезе последнего складчатые образования осложнены крупноамплитудными левосторонними сдвигами, что помогает определить вектор движения литосферных плит друг

относительно друга. Также в низах разреза западного блока Шпицбергена выявлены глаукофановые сланцы, свидетельствующие о субдукции более древней Североамериканской плиты под Свальбардскую в этом районе.

Позже произошло окончательное закрытие океана Япетус и формирование складчатой системы Каледонид Норвегии на описываемой территории в позднем девоне около 375–362 млн лет назад. Кинематика движений закрывающегося океана в этой части имело характер фронтального подвига Североамериканской плиты под Балтийский щит и формирования характерного коллизионного шва на их границе. Процесс закрытия северной части океана Япетус в эту эпоху не привел к формированию орогенных структур между хребтом Ломоносова и Баренцевоморской плитой, что может указывать на их единство, которое было нарушено в более позднее время при раскрытии современного арктического бассейна в кайнозое. Косвенно это подтверждается и тем, что хребет Ломоносова характеризуется блочным строением с признаками выклинивания, смещения и проседания, что сопоставимо с палеогеодинамическими реконструкциями палеозойского этапа развития Баренцевоморского шельфа [17] (см. рис. 5).

Рассматривая процессы закрытия Палеоуральского океана, следует отметить, что в разрезе Свальбардской плиты отраженные события тектонической активизации Герцинского этапа привели к формированию несогласного перекрытия верхнепалеозойских



Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ и прилегающего арктического бассейна в палеозое и раннем мезозое (650–241 млн лет назад): 1 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет назад), 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 назад), 4 – складчатые образования полярного Урала, Новой Земли и полуострова 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

отложений триас-юрскими терригенно-карбонатными толщами (см. рис. 4). Процесс формирования Уральской складчатой системы сопровождался многостадийным и неравномерным ее сближением и поддвижением пассивной окраины Восточно-Европейской и Баренцево-морской плит под активную окраину Западно-Сибирской молодой платформы. Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 265 млн лет назад) на севере [9]. Пассивная окраина Северо-Карской плиты при этом была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему. Исходя из этого, сдвиговую структуру, соединяющую складчатые образования острова Новая Земля и полуострова Таймыр, следует рассматривать как трансформный разлом.

Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием в ней постколлизионных гранитов с возрастом 264 млн лет [11]. В результате между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами была сформирована шовная орогенная структура (Полярный Урал, Пай-Хой, Новая Земля, полуостров Таймыр), имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные вплоть до остроугольно ориентированных зоны складчатости. Местами эти зоны осложнены трансформными разломами (см. рис. 5). В это же время Баренцево-морско-Печорская

литосферная плита была окончательно разделена на Свальбардскую (Баренцево-морскую), Печорскую и Северо-Карскую.

Фундамент Южно-Карской плиты, которая является продолжением Западно-Сибирской платформы, сложен докембрийскими складчатыми образованиями и по строению напоминает Свальбардскую плиту (см. рис. 3). На это указывает, в частности, наличие участков коры субокеанического типа в ее пределах и устойчивый стиль прогибания, который характерен для относительно молодых платформ с пониженной мощностью литосферы. Именно островные дуги при сочленении друг с другом способны создавать подобные структуры. В настоящее время Южно-Карская плита представляет собой крупную синклинали, выполненную в основном отложениями юры и мела и осложненную наложенными структурами коробления чехла.

В результате завершения Каледонского и Герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещенными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними оказались зажатыми литосферные плиты с гренвилльским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Баренцево-морско-Печорскую платформы. По-видимому, в это же время был в основном сформирован и крупный арктический бассейн, основную часть которого занимает Канадская или Американо-Сибирская котловина. В ее пределах в юрское и меловое время, возможно, еще продолжался слабо выраженный диффузный спрединг, однако позже прекратился и он [24].

Столь сложно сконфигурированное коллизионное сочленение разновозрастных литосферных плит наряду с образованием складчатых систем формировало

в их теле систему закономерно расположенных в пространстве разрывных нарушений и специфической складчатости перекрывающих их чехольных комплексов. На рис. 5 отражены условия закономерного образования рифтогенных структур и крупного трансформного разлома в пределах Баренцевоморско-Карского региона, которые неизбежно должны были возникнуть в результате закрытия океанов Япетус и Палеоуральский [18]. Характерная углообразная конфигурация коллизийных структур Гренландской и Южно-Карской с объединенной Восточно-Европейской и Баренцевоморской плитами привело к формированию ортогональной Норвежско-Мезенской системы рифтов, которая наложилась на уже существовавшие к тому времени авлакогены гренвильского этапа тектогенеза (рис. 5, 6). Узлы пересечения наиболее крупных линияментов, оси и плечи рифтовых структур зачастую маркируются магматическими комплексами и характеризуются условиями интенсивного прогибания фундамента [20].

Анализ рельефа дна северной оконечности шельфа описываемого региона показывает, что континентальная окраина осложнена рядом субпараллельных клинообразных рифтов (см. рис. 5). Наиболее крупными из них являются грабены Святой Анны и Воронина на востоке и желоб Франц-Виктория между архипелагами Земля Франца Иосифа и Шпицберген. Последний скорее всего был сформирован на стадии развития Новоземельской складчатой зоны и закономерно расположен вдоль оси растяжения. Это генетически роднит его с описанной выше Норвежско-Мезенской системой рифтов. С нашей точки зрения, несколько иную природу образования имеют грабены Святой Анны и Воронина, которые, по-видимому, являются структурами отрыва Северо-Карской плиты от Свальбардской в процессе разнонаправленного смещения вдоль трансформного разлома. Отрыв

и формирование рифтов клинообразной формы в этом районе, по нашему мнению, закономерен. Объясняется это тем, что скорость поддвига Свальбардской плиты под Южно-Карскую была существенно ниже, нежели скорость надвигания Северо-Карской на Сибирскую (см. рис. 6). Данное положение объясняется тем, что при одинаковом тангенциальном давлении литосферных плит в зоне коллизии субдукция и обдукция различных участков одной и той же плиты не могут происходить с одинаковой скоростью ввиду того, что энергозатраты в первом случае значительно превышают параметры последнего. Также естественно, что на плечах этих структур и в узлах пересечения наиболее крупных линияментов Каледонского и Герцинского этапов тектогенеза возникли характерный магматизм. Так, в пределах Балтийского щита и севера Русской плиты широко проявлен щелочно-ультраосновной и кимберлитовый магматизм этого времени. На северном побережье Кольского полуострова развит дайковый комплекс долеритов субмеридионального и северо-восточного простираний, соответствующий по составу океаническим базальтам. В Кандалякшском заливе на обоих его побережьях отмечены дайки лампрофиров северо-восточного простирания, трубки взрыва пикритов мелилититов и кимберлитов. В акватории Баренцева и Карского морей по геолого-геофизическим данным выделяются несколько этапов субщелочного магматизма, который представлен силлами и дайками основного состава позднепермского-раннетриасового, а также юрско-мелового возрастов и локализован в пределах Восточно-Баренцевоморской и Южно-Карской впадин и их обрамлениях. На Земле Франца Иосифа и на Шпицбергене

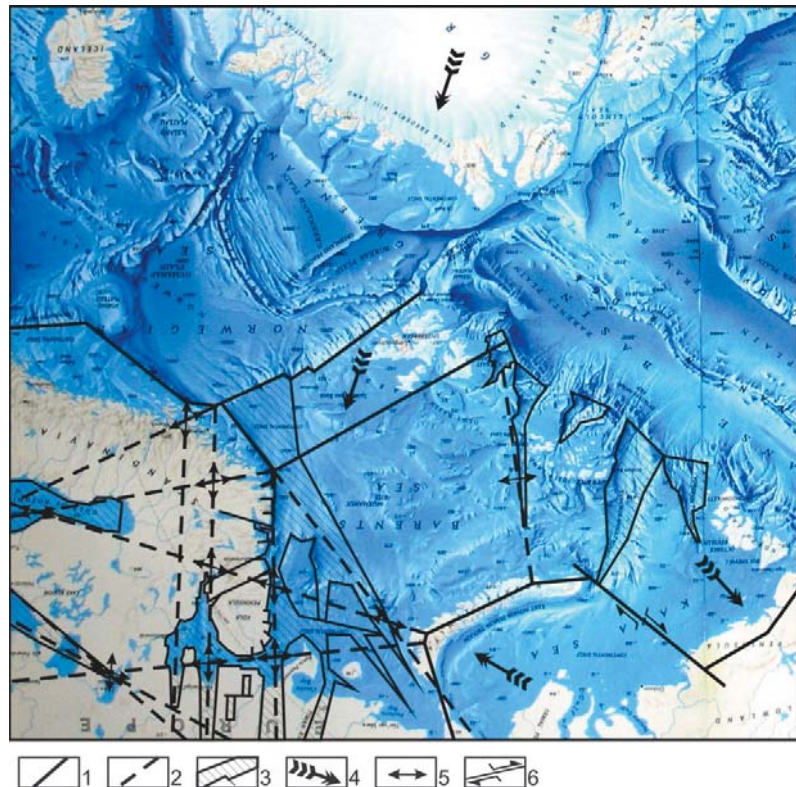


Рис. 6. Реконструкция разрывных нарушений в Восточно-Европейской и Западно-Сибирской и Сибирской платформах в Фанерозое (650–241 млн лет назад): 1 – граница литосферных плит, вдоль которых происходили закрытие палеоокеанов и коллизия, 2 – основные линияменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите, 3 – рифты, 4 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 5 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 6 – трансформный разлом

проявлен более молодой кайнозойский магматизм, выразившийся развитием комплекса субпараллельных даек северо-западного простирания и покровных вулканитов основного состава, а также силлов долеритов и долерито-базальтов, которые внедрялись в верхнетриасовые отложения и скорее всего маркировали процессы раскрытия Ледовитого океана в эоцене [27].

Для Баренцево-Карского региона в фанерозое характерно проявление нескольких этапов магматизма. Наиболее ранний — силурийский — был проявлен в интервале 434—400 млн лет назад [19]. Позже развивался позднедевонский-раннекарбонный магматизм (360—330 млн лет назад), затем позднепермский-раннетриасовый (257—228 млн лет назад) и позднеюрско-раннемеловой (159—131 млн лет назад). Завершается магматическая активность палеоген-четвертичным магматизмом (60—25 и примерно 1 млн лет назад). Первый и второй этапы магматизма связаны с полистадийным формированием Североатлантических Каледонид, а третий характеризует закрытие Палеоуральского океана и завершение Герцинского этапа тектогенеза. Зачастую весь магматизм приурочен к плечам формирующейся в то время системы рифтов и соответствует по составу базальтам нормальной щелочности, что вполне закономерно. Два следующих периода магматизма, по нашему мнению, фиксируют процессы снятия тектонической нагрузки в постколлизийный этап развития Баренцево-Карского региона и представлены образованиями субщелочного ряда.

Кроме развития структур растяжения в пределах Карско-Баренцевского региона в процессе проявления событий палеозойского тектогенеза была сформирована закономерная система прогибов и поднятий, которые, с одной стороны, являются отражением процессов складчатости на границах литосферных плит, а с другой — порождены внутренней неоднородностью фундамента. Например, в пределах Баренцевоморской плиты по геофизическим данным наряду с континентальной корой различной мощности выявлены участки субокеанического типа (см. рис. 3). Естественно ожидать, что на границе двух столь различных по физико-химическим параметрам сред могут формироваться контрастные структуры проседания и накапливаться повышенные мощности осадочного чехла. В пределах Свальбардской плиты выделяются две такие структуры, одна из которых сопряжена с Восточно-Баренцевским трогом, а другая — с грабеном Нордкапа. В отличие от других выделяемых линейных структур эти, по нашему мнению, не формировались за счет растяжения литосферы.

На рис. 4 хорошо видно, что грабен Нордкапа, фундаментом которого предположительно является кора океанического типа докембрийского возраста, на ранней стадии развития прогибался быстрее, нежели сопряженная с ним Центрально-Баренцевская

зона поднятий. Этот процесс продолжался достаточно равномерно в течение всего палеозоя и раннего мезозоя (триаса), а затем существенно замедлился. Продолжается прогибание в нем и на современном этапе. В отличие от Нордкапа грабен Варангер сопряжен с осью рифта, который простирается вдоль побережья Балтийского щита (см. рис. 5 и 6). Время его заложения связано с рифейским этапом развития, однако наиболее интенсивное прогибание в его пределах происходило в течение палеозоя и раннего мезозоя. Затем скорость прогибания также существенно замедлилась (см. рис. 4).

Обращает на себя внимание тот факт, что скорость прогибания в грабене Варангер была в палеозое существенно выше, чем в грабене Нордкапа. Скорее всего это связано с тем, что глубина рифтовых впадин со временем увеличивается пропорционально квадратному корню из времени ее активного развития. Если бы процессы растяжения в грабене Варангер последовательно развивались с момента своего заложения (поздний рифей), то глубина впадины была бы около 28 км. Однако мы наблюдаем существенно меньшие значения (16—18 км), что указывает на многостадийный и импульсный характер процессов его развития. Известно, что на полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер в пределах Балтийского щита процессы рифтогенеза развивались относительно непродолжительное время

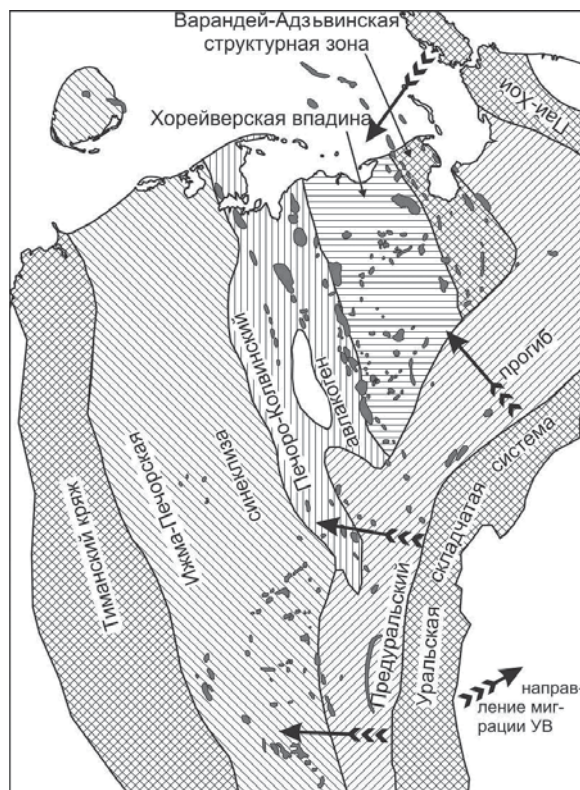


Рис. 7. Тектоническая схема Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Серыми изометричными полями отмечены месторождения нефти

в позднерифейскую-вендскую эпохи, возможно, от 800 до 700 млн лет назад, а затем, в каледонское и герцинское время, — в интервалах 505—362 и 290—241 млн лет назад соответственно. Следовательно, общий интервал времени активности данного рифта равен 292 млн лет, что должно привести к его прогибанию на 17 км. Это очень хорошо согласуется с геолого-геофизическими данными в описываемом районе (см. рис. 4).

Анализируя полученные данные, можно заключить, что развивающиеся в пределах Баренцево-Карского региона структуры прогибания имеют различную природу. Часть из них формируется в результате растяжения литосферы, а другие — за счет эволюционного проседания фундамента, связанного с его структурно-вещественной неоднородностью. Такая ситуация характерна при сочленении нескольких островных дуг и формировании тектонических карманов между ними, в которых обособляются останцы океанической литосферы. Окруженные континентально-коровыми образованиями, эти фрагменты океанического дна неизбежно должны погружаться вниз за счет разницы в плотности литосферы, образуя впадины или синеклизы, как это случилось, например, в Прикаспийской низменности. В Баренцево-Карском регионе к структурам растяжения литосферы можно отнести образования Норвежско-Мезенской системы рифтов, грабены

Воронина, Святой Анны и Франц-Виктория, а к областям проседания неоднородного фундамента — Восточно-Баренцевоморскую и Южно-Карскую впадины, а также грабен Нордкапа. При этом в рифтовых системах проявлен магматизм основного состава нормальной щелочности, а во впадинах присутствуют образования субщелочного состава.

Время проявления субщелочного магматизма связано с районами, в которых наблюдается резкий контраст по параметрам строения и состава фундамента. В эпохи тектонической разгрузки и разрушения прилегающей складчатой системы (Урал — архипелаг Новая Земля) 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 испытывают вертикальные перемещения с разной скоростью друг относительно друга. Их щелочность при этом зависит от мощности литосферы, а она всегда выше, чем в активно развивающихся рифтовых системах.

В Тимано-Печорском регионе наблюдается несколько иная картина структурирования нефтегазоконтролирующих комплексов (рис. 7). Асимметричное закрытие Палеоуральского океана, при котором интенсивные процессы тангенциального



Рис. 8. Нефтегазоносные бассейны и провинции запада российской Арктики по [6] с изменениями: 1 — контур береговой линии, 2 — государственная граница и граница ответственности арктического сектора России, 3 — срединная линия между территориями России и Норвегии, границы нефтегазоносных бассейнов, областей и провинций

Научные исследования в Арктике

сжатия мигрировали во времени с юга на север, а также сложная геометрия коллизионной зоны привели к формированию в ее фундаменте предгорного прогиба, Печоро-Колвинского авлакогена и целого ряда синклиналильных и антиклинальных структур, которые позже были осложнены рядом узких и вытянутых в северо-западном направлении антиклинальных валов и надвигов. Эти процессы способствовали миграции нефти и газа из зоны субдукции и их концентрации на границах сформированных структурных комплексов, которые наложись на осадочные образования доколлизийного этапа [19]. По-видимому, данные события привели к насыщению взброшенных и подвергшихся интенсивной складчатости ордовик-силур-девонских осадочных комплексов первично-миграционной нефтью в Варандей-Адзвинской структурной зоне и Хорейверской впадине. Кроме того, перечисленные процессы способствовали высвобождению и миграции в верхние структурные этажи захороненных УВ из окраинно-континентальных образований рифейского этапа развития в Ижма-Печорской синеклизе.

Выводы

Таким образом, в пределах западной части арктического шельфа России можно выделить четыре возрастных этапа нефтегенерирующих процессов, которые закономерно распределены в пространстве и отражают специфику развития континентальной коры и океанических бассейнов. Как уже отмечалось, к наиболее ранним потенциально нефтегазовым образованиям следует относить структурно-вещественные комплексы рифея, которые развиты в зоне сочленения Русской, Тимано-Печорской и Баренцевоморской литосферными плитами.

Позже возникли потенциально нефтегазовые площади, связанные с закрытием океана Япетус в раннем ордовике — позднем девоне (505—362 млн лет назад) и локализованные в западной части Баренцевоморской плиты, а также к северу от каледонид Балтийского щита. Еще позже в результате закрытия Палеоуральского океана в раннепермское-раннетриасовое время (290—241 млн лет назад) были сформированы нефтегазовые области к западу и востоку от Уральской складчатой системы по линии Полярный Урал — Пай-Хой — Новая Земля — полуостров Таймыр.

Четвертый и завершающий этап формирования нефтегазового потенциала региона связан с зоной накопления углеводородов биогенного и абиогенного (газогидратного) типов в основании материкового склона на пассивной окраине континента в кайнозойе (55—0 млн лет назад).

Все перечисленные этапы генерации и накопления УВ в осадочном чехле континентальной коры европейской части арктического шельфа России привели к возникновению ряда крупных закономерно расположенных в пространстве нефтегазовых областей с гигантским совокупным потенциалом.

Анализ полученных результатов позволяет выделить в пределах Карско-Баренцевоморского шельфа и в сопредельных регионах ряд закономерно расположенных в пространстве нефтегазовых бассейнов и провинций, которые могут быть разделены на два крупных генетических типа (рис. 8). К первому можно отнести те, которые в процессе эволюции нефтегазовых бассейнов претерпели один (каледонский) или два (каледонский и герцинский) этапа тектоно-магматической активизации, а ко второму — только один, Герцинский. Кроме того, в пределах южной части Баренцево-Северо-Карской и Тимано-Печорской провинций на границе с архейскими комплексами Балтийского щита выделяется самостоятельная зона потенциально нефтегазоаккумуляции рифейского возраста, что подчеркивает ее уникальность и возможность существенного приращения УВ потенциала региона. Эта область примечательна тем, что процессы генерации углеводородного сырья в ней протекали на протяжении наиболее продолжительного времени, а общий потенциал был сформирован в результате проявления трех тектоно-термальных эпох: байкальской, каледонской и герцинской.

Данные исследования выполнены в рамках Программы ОНЗ-1 РАН в 2012—2014 гг.

Литература

1. Баланюк И. Е., Донгарян Л. Ш. Роль гидротермального метана в образовании газогидратных залежей // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. — 1994. — № 3. — С. 22—28.
2. Баланюк И. Е., Матвеев В. В., Седов А. П. Серпентинизация пород верхней мантии океанов как источник образования углеводородов // Геологическое изучение и использование недр: Инф. сб. — 1995. — № 3. — С. 34—40.
3. Вассерман Б. Я. Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазовой провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. — 2001. — № 2. — С. 10—16.
4. Гаврилов В. П. Происхождение нефти. — М.: Наука, 1986. — 176 с.
5. Дмитриевский А. Н., Каранин А. В., Баланюк И. Е., Матвеев В. В. Гидротермальный механизм образования углеводородов в срединно-океанических хребтах (на примере Баренцева и Норвежского морей) // Геология нефти и газа. — 1997. — № 8. — С. 10—27.
6. Дмитриевский А. Н., Белонин М. Д. Перспективы освоения нефтегазовых ресурсов российского шельфа // Природа. — 2004. — № 9. — С. 6—15.
7. Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Глазнев Н. Е. и др. Геология архея Балтийского щита. — СПб.: Наука, 2006. — 345 с.
8. Левашевич В. Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-

- Прибалтийский регионы): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / МГУ. — М., 2005. — 42 с.
9. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). — М.: Изд-во МГУ, 1996. — 448 с.
10. Негруза В. З., Басалаев А. А., Чикирев И. В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. — 119 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.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей РАН, 1996. — 94 с.
12. 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). — Trondheim: Nor. Geol. Unders. Special Publ., 1995. — P. 233—246.
13. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Н. В. Шаров. — Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. — 225 с.
14. Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н. и др. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопроисковых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестн. МГТУ. — 1998. — Т. 1, № 2. — С. 121—140.
15. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Мартынов Е. В. и др. Метаморфиты Мурманского домена (Кольский полуостров) в сравнении с древнейшими ассоциациями пород северо-востока Балтийского щита, Канады и Гренландии // Геохимия. — 2008. — № 6 — С. 660—665.
16. 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 // Вестн. МГТУ (Труды Мурманского Государственного университета). — 2010. — Т. 13, № 14/1. — С. 736—750.
17. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Глазнев В. Н., Чикирев И. В. Геология и потенциальная нефтегазоносность п-ова Рыбачий (Кольский полуостров) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2011. — № 5. — С. 14—19.
18. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е. Геодинамическая эволюция Восточной части Балтийского щита // Изв. секции наук о Земле РАЕН. — 2008. — Вып. 18. — С. 5—19.
19. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е. Геодинамическая эволюция западной части арктического шельфа России // Вестн. РАЕН. — 2010. — Т. 10, № 1. — С. 32—41.
20. Sorokhtin N. O., Chilingar G. V., Kozlov N. E., Shin S. The Oil and Gas Potential of the Eurasian Western Arctic Shelf // Energy Sources, Pt. A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects. — 2012. — Vol. 34, iss. 23. — Dec. — P. 2220—2233.
21. Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. — М.: Наука, 2004. — 260 с.
22. Сорохтин О. Г., Чилингар Дж. В., Сорохтин Н. О. Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). — М.; Ижевск: Изд-во «Ин-т компьютер. исследований», 2010. — 751 с.
23. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во МГУ, 1991. — 446 с.
24. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). — М.: Науч. мир, 2001. — 606 с.
25. Чикирев И. В. Верхнедокембрийские фосфорит-содержащие отложения Кольского полуострова: Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук / МГУ. — М., 1995. — 18 с.
26. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений // Труды ГИН: Вып. 308 / Отв. ред. М. А. Ахметьев и А. Б. Герман. — М.: Наука, 1978. — 202 с.
27. Шипилов Э. В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестн. МГТУ. — 1998. — Т. 1, № 3. — С. 97—104.
28. Sorokhtin O. G., Chilingarian G. V., Sorokhtin N. O. Evolution of Earth and its climate // Elsevier Science. Developments in Earth and Environmental Sciences. — 2011. — Vol. 10. — 763 p.
29. Vernikovskiy V. A., Vernikovskaya A. E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // Prec. Res. — 2001. — Vol. 110. — P. 127—141.
30. Vernikovskiy V. A., Metelkin D. V., Vernikovskaya A. E. et al. Early stages of evolution of the arctic margins (Neoproterozoic/Paleozoic) and plate reconstructions. Origins of Northeastern Russia: Paleomagnetism, Geology, and Tectonics. ICAM-VI. Abstracts. — Fairbanks, Alaska, 2011. — CD.