

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

© 2009 г. Н. И. Тимонин

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
E-mail: timonin@geo.komisc.ru*

Поступила в редакцию 03.10.2007 г.

Изучаемая территория включает различные структуры земной коры: северо-восточную часть Печорской плиты (с байкальским фундаментом), Новую Землю и Пай-Хой (с гетерогенным фундаментом), северную часть Полярного Урала (часть Уральского складчатого сооружения с варисийским фундаментом) и северную часть Западно-Сибирской плиты (с Южно-Карской впадиной). Территория характеризуется разной степенью геолого-геофизической изученности. Наиболее обеспечен геофизическими данными Баренцево-Карский регион: начиная с 1978 г. до начала 1990-х годов в Баренцевом море было отработано около 280 тыс. пог. км, а в Карском – более 65 тыс. пог. км сейсмических профилей МОВ и ОГТ. Бурение на Западно-Арктическом шельфе началось в 1981 г. В Печорском и Баренцевом морях бурение до глубин 3000–4524 м выполнено на 19 площадях, в Карском – на Ленинградской и Русановской площадях. Всего в Арктических морях пробурено 40 скважин, в результате открыто 11 месторождений углеводородов, в том числе несколько уникальных, таких как Штокмановское, Русановское, Ленинградское и Ледовое.

Ключевые слова: *Баренцево-Карский регион, модель литосферы, геодинамика, месторождения нефти и газа.*

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к глубинному строению данного региона обусловлен рядом причин, в частности, одной из них является то, что в последние годы накоплен обширный новый материал, касающийся строения Уральского и Пайхойско-Новоземельского покровно-складчатых структур, Западно-Сибирской плиты и акватории Западно-Арктических морей, что потребовало переоценки региональных геологических и геофизических данных. Совместно с материалами геолого-геофизического картирования дневной поверхности региона показатели по опорным сейсмическим профилям позволяют построить новую объемную модель района и обеспечить надежную прогнозную оценку ресурсов полезных ископаемых на базе генетических представлений об условиях их образования.

Структура литосферы Северной Европы давно привлекает внимание отечественных и зарубежных исследователей в связи с решением как фундаментальных, так и практических задач, таких, как прогнозирование и поиск минеральных ресурсов, нефтяных и газовых месторождений. Несмотря на довольно большой объем комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных здесь за последние три десятилетия, многие вопросы глубинной тектоники и геодинамики региона остаются неясными.

При проведении площадных геофизических исследований объединением “Союзморгео” с 1978 по

1990 г. в Баренцевом море было отработано около 280 тыс. км сейсмических профилей, в Карском – более 65 тыс. км.

Работами последних лет в рамках общегосударственной программы (“Создание государственной сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин”) было обеспечено построение на шельфе Баренцева и Карского морей ряда морских геотраверсов.

В 1995–1999 гг. ГНПП “СЕВМОРГЕО” при участии Полярной экспедиции (ГП ПМГРЭ), ПГО “Невскгеология”, ВНИИОкеангеология, Института Физики Земли и Морской арктической геологической экспедиции (ОАО МАГЭ) выполнило глубинные сейсмические исследования, включающие методы отраженных (МОВ) и преломленных волн (КМПВ), а также гравимагнитные наблюдения вдоль опорного профиля 1-АР (“Первый Арктический”), который пересек шельф по линии от сверхглубокой скважины СГ-3 в пос. Заполярный (Кольский полуостров) до опорной скважины на о. Хейса арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ).

В 2000–2003 гг. “СЕВМОРГЕО” продолжило глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) на северной части профиля 1-АР и, кроме того, был отработан опорный профиль 2-АР субширотного простирания, который отобразил строение центральной области Западно-Арктической континентальной окраины, включая три ее главные структуры – Баренцевскую шельфовую плиту, Южно-Карскую впадину Западно-Сибирской плиты и разделяющую их

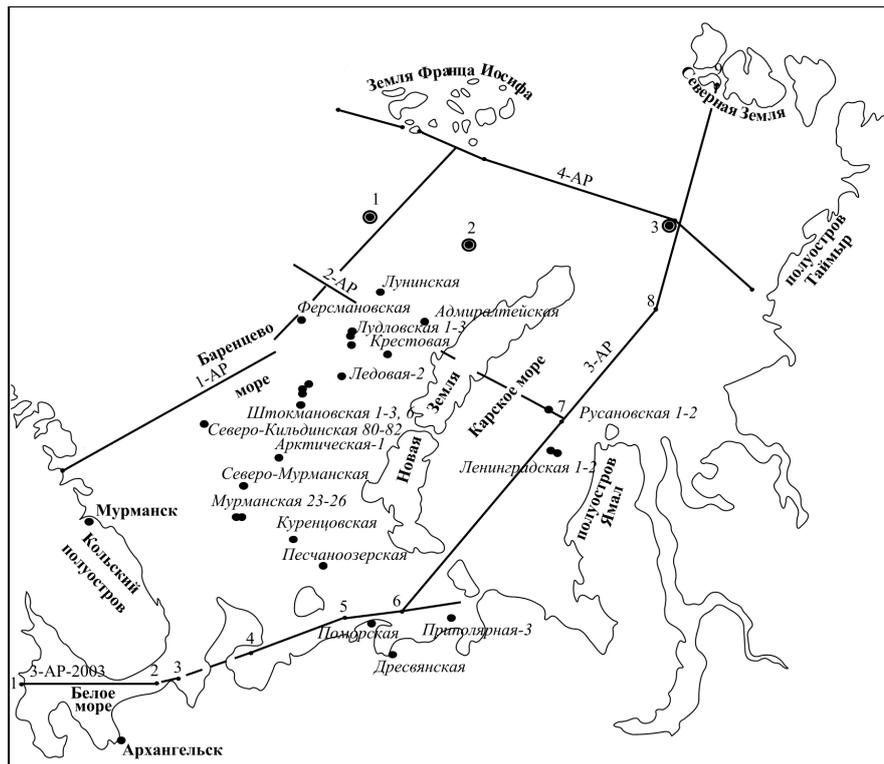


Рис. 1. Обзорная схема Баренцево-Карского региона и местоположение опорных сейсмических профилей и пробуренных скважин. Профиль 4-Ар и скв. 1, 2, 3 проектируются (по [33] с дополнениями).

Новоземельскую гряду. В эти же годы «СЕВМОР-ГЕО» провело глубинные сейсмические исследования на опорном профиле 3-АР, который продолжил создание каркаса профилей на Западно-Арктическом шельфе, представив его разрез по линии Белое море – Северная Земля [2, 8, 24, 28] (рис. 1).

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ РЕГИОНА И ИХ СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ

Евро-Арктический регион, частью которого является и рассматриваемая территория, включает островные архипелаги и северные окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Западно-Сибирской плиты. Сложившиеся к настоящему времени представления о геологической структуре шельфа и его тектоническом районировании нельзя свести к единой модели. Ныне существуют и параллельно развиваются две модели. Согласно первой из них, предлагаемой школой академика И.С. Грамберга, этот район представляет собой часть единого Арктического нефтегазоносного супербассейна [4]. Эта концепция нашла отражение на картах нефтегазоносности СССР, изданных в 1965–1987 гг. Другая школа, возглавляемая Н.А. Богдановым и академиком В.Е. Хаиным, доминировала в последнее десятилетие при составлении тектонических карт Арктических шельфов России [25, 32]. Согласно взглядам этих исследователей, рассматриваемая часть Западно-

Арктического шельфа принадлежит на западе окраине Свальбардской плиты, а на востоке – Карской, граничащей на юге с Западно-Сибирским бассейном. Первые две характеризуются гренвилемским возрастом стабилизации фундамента, а последний – гетерогенным строением.

В пределах рассматриваемой территории располагаются коллизионные орогенно-складчатые пояса байкальского, каледонского, варисцийского и раннекеммерийского возраста. Такой широкий спектр литосферных структур свидетельствует о сложной перемежаемости в истории ее развития разномасштабных тектонических и геодинамических процессов, на фоне которых протекало и формирование обширных осадочных бассейнов с глубоко погруженным рифтогенным основанием. Данная территория включает крупнейшие структуры земной коры: северо-восток Печорской плиты (с байкальским основанием), Новоземельско-Пайхойскую складчатую область (включающую Новую Землю и Пайхойское поднятие с раннекеммерийским основанием), север Полярного Урала (являющейся частью Уральского складчатого сооружения (с варисцийским основанием) и северную часть Западно-Сибирской плиты (с Южно-Карской впадиной) [3, 25, 32, 33] (рис. 2, 3). В геолого-геофизическом отношении эта обширная территория изучена весьма неравномерно.

На Западно-Арктическом шельфе бурение началось в 1981 г. Результатом бурения 40 скважин на

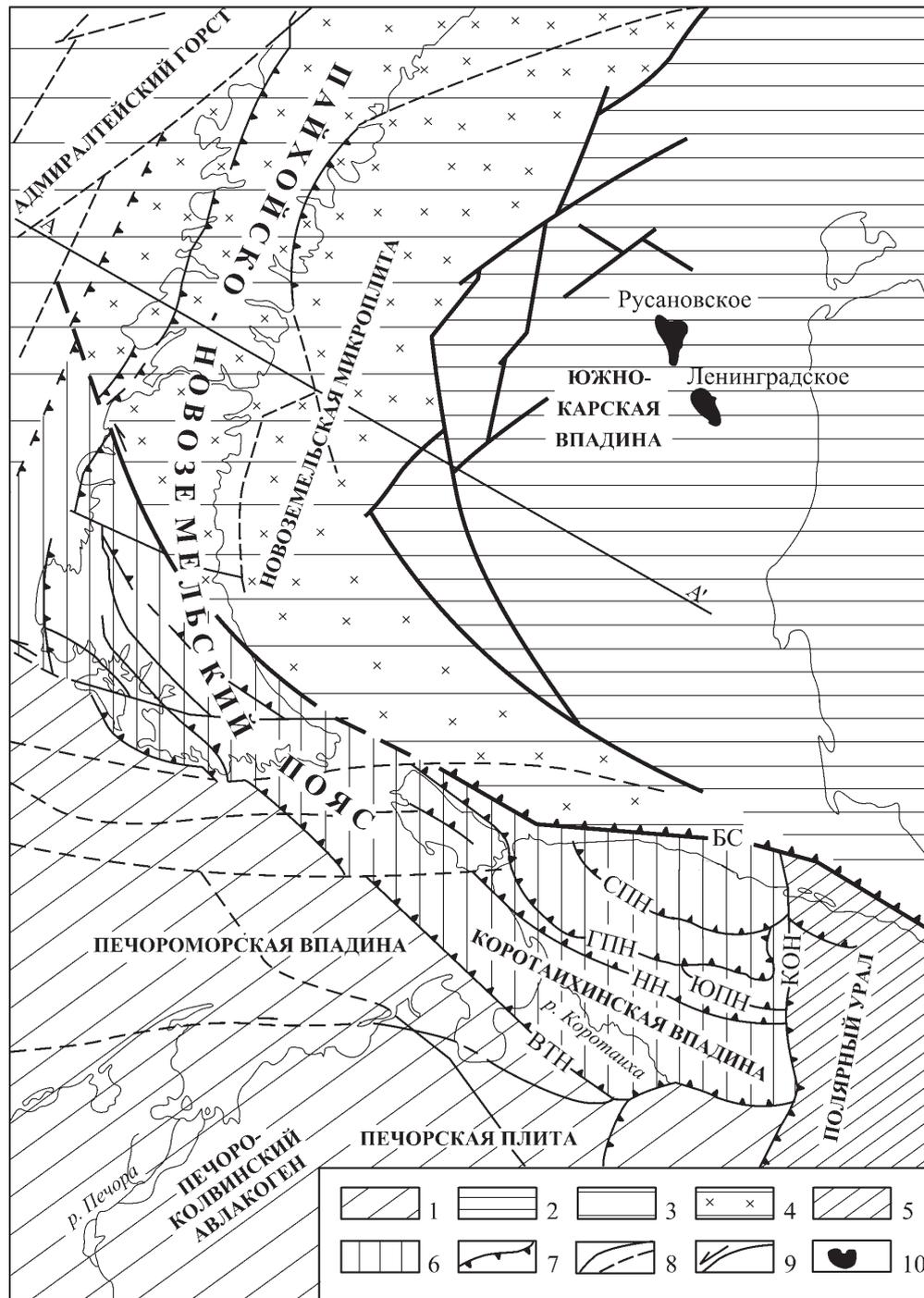


Рис. 2. Обзорная схема строения литосферы северо-востока европейской части России. Составил Н.И. Тимошин с использованием [22, 32].

1 – Печорская плита; 2 – северная часть Западно-Сибирской плиты (Южно-Карская впадина); 3 – Свальбардская плита; 4 – она же, переработанная раннекиммерийским тектогенезом; 5 – Уральский складчатый пояс; 6 – Пайхойско-Новоземельский складчато-покровный пояс; 7 – главные разрывные нарушения (БС – Байдарецкая сутура; надвиги: СПН – Северопайхойский, ГПН – Главный Пайхойский, ЮПН – Южнопайхойский, НН – Нядейтинский, ВТН – Вашуткино-Талотинский, КОН – Карско-Осовейский); 8 – прочие разрывные нарушения (взбросы и сбросы); 9 – сдвиги; 10 – газоконденсатные месторождения. А–А₁ – линия разреза (рис. 3).

подготовленных структурах Арктических морей было открытие 11 месторождений углеводородов (УВ): 5 – в Баренцевом море (Штокмановское газоконденсатное и Мурманское Лудловское, Ледовое,

Северо-Кильдинское – газовые), 4 – в Печорском море (Северо-Гуляевское газоконденсатное и Приразломное, Медыньское, Южно-Долгинское – нефтяные), 2 – в Карском море (Ленинградское газовое

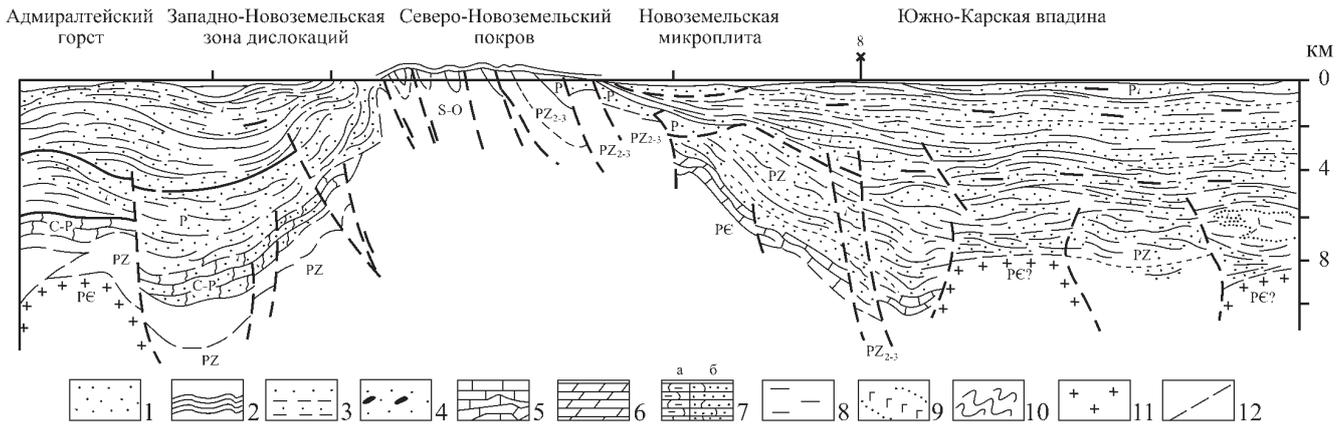


Рис. 3. Опорный геологический разрез по сейсмическому профилю 2-AP (А-А₁ на рис. 2) (по [28, 33]).

1 – песчаники; 2 – глины; 3 – глинистые песчаники, глинистые алевролиты; 4 – терригенные грубые песчаные конгломераты; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – карбонаты: а) глинистые, б) песчаные; 8 – углистые прослои; 9 – вулканиты; 10 – метаморфизованные породы; 11 – докембрийский фундамент; 12 – разломы.

и Русановское газоконденсатное). По запасам газа Штокмановское, Ленинградское, Русановское и Ледовое месторождения относятся к уникальным.

В норвежской части Баренцева моря, начиная с 80-х годов прошлого столетия, также активно ведутся буровые работы. Результатом явилось открытие крупного месторождения Сновит. В 1995 г. в Норвегии был объявлен специальный региональный проект “Баренцево море”, направленный на изуче-

ние геологического строения и оценку перспектив нефтегазоносности западной части Баренцево-Карского шельфа. В результате за 2000–2001 гг. было пробурено 5 скважин и сделано три новых открытия, наиболее важное из которых – нефтяное месторождение Голиас, расположенное в бортовой части прогиба Хаммерфест [37] (рис. 4).

Магнитное поле рассматриваемой территории сильно дифференцировано, магнитные аномалии

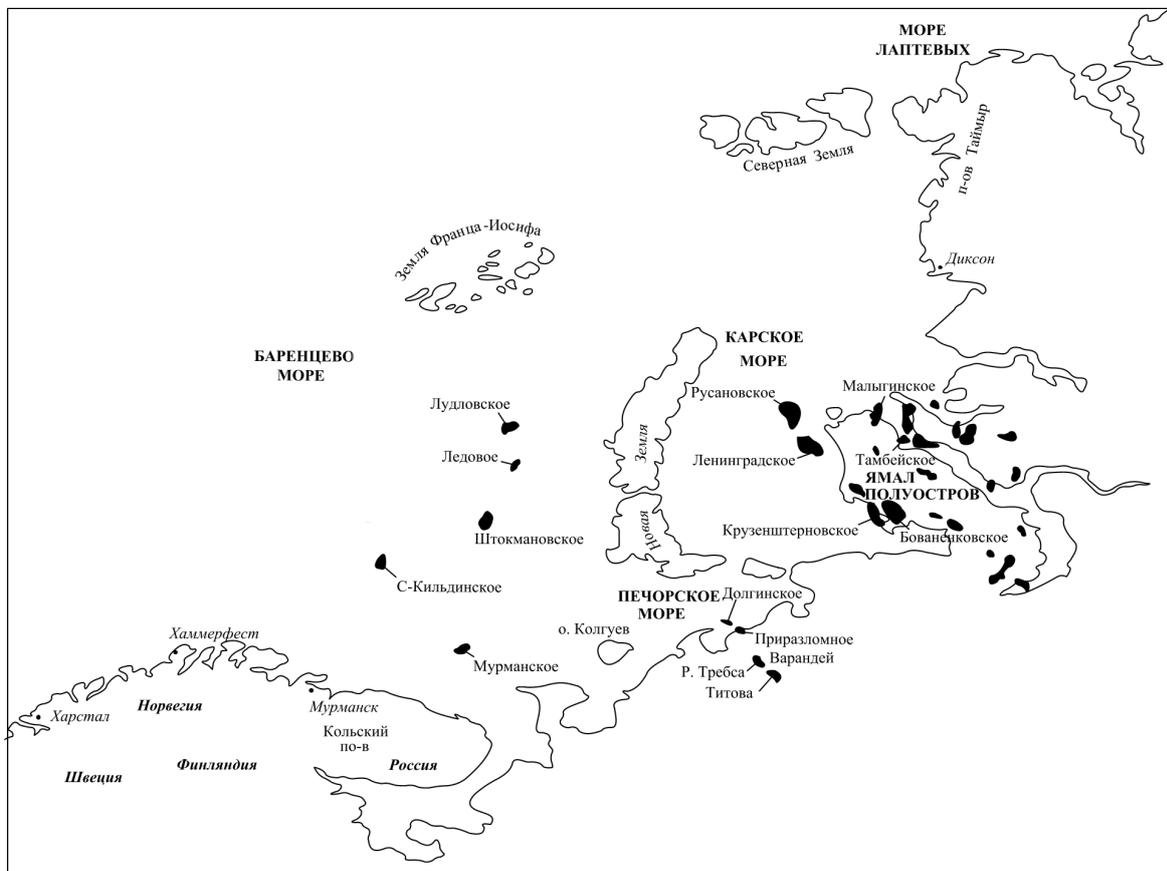


Рис. 4. Месторождения углеводородов на Баренцево-Карском шельфе (по [37]).

обоих знаков имеют самые различные очертания и простираются. В осадочном чехле континентальной части региона можно выделить пять геолого-магнитных комплексов [17, 19]. Сверху вниз выделяются:

1-й комплекс, верхний терригенный, имеющий магнитную восприимчивость $\kappa = (20-80) \times 10^{-6}$ СГС составляют терригенные породы от перми до антропогена. Их высокая магнитная восприимчивость связана с распространением песчаников, содержащих повышенные концентрации магнитных минералов. В пределах комплекса, особенно в пермско-триасовых толщах Коротайхинской впадины и в Баренцево-Карском регионе, широко развиты покровные тела базальтов, образующих магнитоактивный горизонт.

2-й комплекс, верхний карбонатный, с $\kappa = (5-10) \times 10^{-6}$ СГС.

3-й комплекс, средний терригенный, имеющий $\kappa = (20-280) \times 10^{-6}$ СГС. Увеличение магнитной восприимчивости связано с распространением песчаников, содержащих повышенные концентрации магнитных минералов.

4-й комплекс, нижний карбонатный, имеющий $\kappa = (5-10) \times 10^{-6}$ СГС.

5-й комплекс, или нижний терригенный, имеющий $\kappa = (15-25) \times 10^{-6}$ СГС.

Магнитные свойства пород фундамента известны только по керну единичных скважин. Можно полагать, что намагниченность метаморфических сланцев и интрузивных пород фундамента меняется в очень широких пределах в зависимости от вещественного состава.

Гравитационное поле. В осадочном чехле данной территории отмечаются те же пять основных плотностных комплексов, идентичных выделенным по магнитным свойствам. Соответственно прослеживаются четыре главные плотностные границы между комплексами [14, 17, 19]:

- 1) между верхним терригенным и верхним карбонатным комплексами с эффективной плотностью $\sigma_{\text{эф}} = 100-330 \text{ кг/м}^3$;
- 2) между верхним карбонатным и средним терригенным с $\sigma_{\text{эф}} = 330 \text{ кг/м}^3$;
- 3) между средним терригенным и нижним карбонатным с $\sigma_{\text{эф}} = 140-200 \text{ кг/м}^3$;
- 4) между нижним карбонатным и нижним терригенным с $\sigma_{\text{эф}} = 190 \text{ кг/м}^3$.

Таким образом, наиболее существенные изменения плотностных свойств пород осадочного чехла происходят на границе между верхним терригенным и карбонатным комплексами со средними значениями $\sigma_{\text{эф}} = 200 \text{ кг/м}^3$. В материковой части северо-востока Печорской плиты существенный вклад в гравитационное поле вносит граница между триасовыми и пермскими образованиями со средним значением $\sigma_{\text{эф}} = 130 \text{ кг/м}^3$.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

В строении крупнейших геоблоков региона принимают участие осадочные и магматические образования широкого возрастного диапазона – от рифейских до кайнозойских.

Характеристика коровых границ

Граница **М** прослежена работами ГСЗ и ШГСР на глубинах от 28 до 45 км. Минимальные глубины соответствуют центральной части шельфа, а максимальные – его материковому обрамлению. Породы верхней мантии, залегающие ниже границы **М**, обладают высокими скоростями прохождения сейсмических волн – от 7.5 до 8.4 км/с. Внутренняя структура коры выше границы **М** неоднородна. В ее разрезе выделяется от одного до трех слоев, которые разделяются невыразительными в сейсмическом отношении границами, не имеющими повсеместного распространения. На значительной части региона устанавливается присутствие в разрезе коры одной границы в средней ее части (граница **К**) и одной – в кровле (граница **Ф** или поверхность фундамента).

Граница **К** была зафиксирована лишь на тех участках шельфа, где общая мощность коры составляет 34–36 км или более. Поверхность **К** выявляется на глубинах 13–26 км и характеризуется граничными скоростями 6.8–72 км/с. В Южно-Баренцевской впадине раздел **К** прослежен непосредственно под осадочным слоем. С этой границей часто связаны нижние кромки магнитоактивных тел, объединенные в горизонт **П** [4, 10, 39].

Наряду с областями, где отчетливо прослеживается граница **К**, существуют тектонические блоки, в пределах которых вместо одной внутренней границы в разрезе консолидированной коры выделяются две поверхности раздела [3, 7, 10, 25, 28, 32]. Существуют также блоки, в которых ГСЗ не обнаруживает скачков скоростей сейсмических волн с глубиной, в связи с чем внутри коры невозможно выделить дискретные слои.

Граница **Ф**, соответствующая поверхности верхнего (“гранитного”, или “гранитно-метаморфического”) слоя консолидированной коры, выделяется в разрезе Баренцево-Карского шельфа не везде одинаково и уверенно. Наименее надежно она прослеживается в пределах относительно древних структур. В Печорской синеклизе граница **Ф** обычно совмещается с кровлей складчато-метаморфического фундамента, но в некоторых блоках эта граница прослеживается весьма неуверенно, что объясняется наличием в основании фанерозойского чехла линз высокоплотных рифейских толщ (до 7.0 км/с) [10, 13].

В тех случаях, когда осадочный слой подстилается более древними, чем рифей, комплексами, граница **Ф** фиксируется надежно. В общем случае она

довольно хорошо выделяется на глубинах 5–6 км в пределах положительных структурных форм и 7–9 км – во впадинах и прогибах. В глубоких впадинах, где мощность осадочного слоя превышает 14–16 км, поверхность Φ не прослеживается.

Мощность гранитно-метаморфического слоя консолидированной коры максимальна на территории Балтийского щита – от 15 до 25 м [3, 4, 23, 36]. Близкие значения были даны для Шпицбергена [23]. В остальных районах шельфа мощности слоя укладываются в диапазон 8–10 км. По данным ГСЗ в Южно- и Северо-Баренцевской впадинах гранитно-метаморфический слой отсутствует [1, 7].

Скоростные характеристики слоев коры зависят от состава структурно-вещественных комплексов верхней части консолидированной коры. На Баренцевоморском шельфе в осадочном чехле имеется значительный градиент скоростей продольных волн – от 2.7–3.5 км/с у дна моря до 5.1–5.7 км/с в основании осадочного чехла, что обусловлено как изменениями литологического состава, так и уплотнением пород с глубиной. В пределах Балтийского кристаллического щита средняя скорость продольных волн в гранитно-метаморфическом слое коры (до глубин 10–12 км) – 6.1–6.2 км/с при диапазоне вариаций от 5.7 до 6.5 км/с [13]. Такая широкая вариация параметров указывает на большое разнообразие пород, условно объединяемых под общим термином – “гранитный слой”. В “базальтовом слое” на глубине 15–30 км вариации скоростей существенно ниже – от 6.4 до 6.8 км/с, лишь в локальных участках аномально утолщенной коры под Беломорским террейном на глубине 50–62 км в подошве “базальтов” выделяются линзы со скоростями 7.2–7.4 м/с [13, 25, 40].

Баренцевоморская тектоническая провинция

В пределах *Центрально-Баренцевского поднятия*, судя по сейсмическим данным, сохраняется спокойный характер рифейских толщ. Их кровля сопоставляется с преломляющим горизонтом со скоростями 5.5–5.9 км/с, а подошва – с горизонтом, имеющим граничную скорость $V_{гр} = 6.0–6.2$. Незначительная разница в скоростных параметрах показывает, что рифейские образования по величине уплотнения пород приближаются к подстилающим их образованиям “гранитного” слоя. Последние вероятно, можно считать аналогами архейско-нижнепротерозойского комплекса Кольского п-ова [40].

Сейсмические исследования Печорского шельфа показали, что в верхнем этаже консолидированной коры здесь хорошо выражены две границы: верхняя K_1 имеет граничную скорость 5.9–6.5 км/с и сопоставляется с кровлей рифейской толщи, а расположенная на 3–5 км ниже граница K_2 с $V_{гр} = 6.5$ км/с фиксирует подошву толщи. На территории Печорской синеклизы породы рифейского фундамента,

по сейсмическим данным, отделяются от выше лежащих недислоцированных комплексов очень неуверенно, что связано с экранирующим влиянием высокоскоростных образований в основании осадочного чехла. Аналогичная ситуация выявлена после проведения КМПВ в Печорском море [3, 10].

Карская тектоническая провинция

На Карском шельфе строение фундамента представляется наименее ясным. Параметрической скважиной на о. Свердруп, в основании плитного чехла, были вскрыты метаморфические породы венда [14, 15, 42], а бурение на Новопортовской площади п-ова Ямал показало, что в кровле доюрского фундамента развиты разновозрастные терригенные, карбонатные, метаморфические и вулканогенные породы, прорываемые дайками основного состава и мелкими интрузиями палеозойских гранитов [9, 31].

Материалы региональных геофизических работ на опорном профиле 3-АР были обобщены сотрудниками ВНИИ Океанология (Мащенко и др., 2002) и использованы для построения модели глубинного строения земной коры Карской синеклизы. Из новой модели следует, что под депоцентром Южно-Карского бассейна раздел M воздымается до 28 км, причем “гранитный” слой консолидированной коры практически полностью редуцирован. Максимальные глубины залегания раздела M (до 38 км) зафиксированы под осью Северо-Сибирского порога.

Рельеф фундамента сложно расчлененный: максимальные глубины кровли фундамента (до 13 км) зафиксированы в Южно-Карской впадине, а в районе Северо-Сибирского порога, между двумя поднятиями фундамента, зафиксирована депрессия глубиной до 6 км. Выявлены три локальных впадины, две из которых имеют изометрическую форму, а наиболее глубокая депрессия, отчетливо выраженная в северной части Южно-Карской синеклизы, имеет простирание ЮЗ–СВ. Пайхойско-Новоземельская и Таймырско-Североземельская зоны складчатых деформаций выделяются в рельефе фундамента как области линейно-вытянутых воздыманий [9].

Выявилось принципиальное отличие в плотностных характеристиках коры Южно-Карской впадины (синеклизы) и северной части шельфа. На юге верхний этаж консолидированной коры ниже границы Φ однороден по плотности, а основные неоднородности сосредоточены в промежуточном структурном этаже, где выделяются переуплотненные блоки с плотностью 2.62–2.68 г/см³, появление которых связано с магматическими телами. К северу от Северо-Сибирского порога плотностные неоднородности сосредоточены в верхнем этаже консолидированной коры.

Магнитные источники выявлены на двух уровнях: в верхней части осадочного чехла, представленной слаболитифицированными осадками, и в

консолидированной коре, вблизи кровли фундамента. В пределах Южно-Карской впадины наиболее глубоко залегающие источники располагаются в нижней части осадочного чехла, пространственно совпадая с уплотненными телами. К северу от Северо-Сибирского порога наряду с этой группой имеется значительное количество магнитных источников в верхней части консолидированной коры, причем значительная часть их совпадает с плотностными неоднородностями. В структурах Пайхойско-Новоземельской складчатой системы магнитные источники группируются вдоль субвертикальных плоскостей, которые интерпретируются как глубинные разломы.

Согласно концепции Н.А. Богданова и В.Е. Хаина, нашедшей отражение в “Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России (м-б 1 : 2 500 000)” [32], докембрийский фундамент Южно-Карской впадины погружен на глубины 12–14 км, а в центральной части разделен на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.), над которыми суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5–7 км. Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, имеющими перекрестный структурный план. В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермско-триасового комплекса оценивается в 6–7 км, причем наличие связи этих структур с положительными гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается как свидетельство глубокой переработки земной коры в рифтогенных зонах и проявления в них базитового магматизма.

Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины свидетельствует о тесной связи со структурами Западно-Сибирской плиты, где рядом скважин (в том числе Тюменской сверхглубокой СГ-6) были вскрыты основные эффузивы трапповой формации (оливиновые и долеритовые базальты с прослоями красноцветных туфов, туфов базальтового состава, кластолав, туфобрекчий), перемежающиеся с отложениями континентального генезиса, со споропыльцевыми комплексами и остатками растений раннего триаса [30]. Позднепермско-раннетриасовые субщелочные интрузивные породы установлены на юго-западном ограничении Южно-Карской впадины в поле развития Байдарацкого разлома (Пономарев, Романова, 1983).

Зондирования МПВ, выполненные на территории низменности, показывают, что под зонами распространения пермско-триасового синрифтового комплекса поверхность *M* максимально приподнята (до 26–28 км) и имеет пониженные граничные скорости – 7.8–8.0 км/с, тогда как на периферии плиты эта поверхность залегает на глубинах 32–35 км и характеризуется граничными скоростями 7.0–8.2 км/с [42]. Замеры теплового потока в морских скважинах и на Ямале свидетельствуют о повышенных

(более 70–75 мВт/м²) значениях теплового поля над рифтовой системой Южно-Карской впадины, тогда как в бортовых ее зонах теплопотери снижаются до 50–60 мВт/м² [38].

Северо-Карская синеклиза занимает северную часть Карского шельфа и представляет собой закономерное сочетание прогибов (впадин) и поднятий, заложившихся на байкальском основании. В прогибах мощность осадочного выполнения достигает 10 км. Отложения представлены позднерифто-кембрийской терригенной толщей (до 2.5 км), ордовикско-силурийской карбонатно-терригенной (около 2.5 км), девонской карбонатно-терригенной (более 2.5 км), карбон-пермской терригенной (около 500 м). На поднятиях палеозойские отложения либо отсутствуют, либо представлены редуцированными разрезами. Эта сложно построенная область перекрыта маломощным (до 1–2 км) плитным чехлом юрско-меловых терригенных образований.

Фундамент рифтогенных прогибов

На *Карском шельфе*, судя по данным региональных геофизических съемок, тектоническая обстановка в общих чертах повторяет баренцевоморскую. В пользу этого говорят и данные глубинных сейсмических наблюдений, выполненных на трансекте “Ямал–Кяхта”, который является континентальным продолжением морского геотраверса 2-АР. Структура нижних горизонтов земной коры здесь в основных чертах зеркально отражает прогибы в платформенном чехле, а амплитуда поднятия поверхности *M* достигает 10 км. Судя по геолого-геофизической модели Енисей-Хатангского прогиба, уменьшение мощности земной коры в осевой части прогиба происходит за счет резкого сокращения мощности гранитного слоя, вплоть до его исчезновения [9, 30]. Н.Л. Добрецов [18], рассматривая эволюцию структур Западно-Сибирской низменности и Баренцево-Карского шельфа, предположил, что в их пределах располагалась единая крупная трапповая провинция, возникновение которой в поздней перми–раннем триасе было обусловлено влиянием Сибирского суперплюма. Магматизм, связанный с этим суперплюмом, начался в Котуй-Маймечинском районе (первый этап – 250–253, второй – 246–240 млн. лет), продолжился на Таймырском побережье Карского моря (235–240 млн. лет), на Путоране, в рифтовых впадинах Западно-Сибирской плиты, в Кузнецком и Челябинском угольных бассейнах и завершился на Таймыре (220–230 млн. лет) и Карско-Баренцевском шельфе [27, 28].

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В вертикальном разрезе недислоцированных покровных комплексов Баренцево-Карского региона можно найти образования практически всего неогена

– от рифея до голоцена, но распространение толщ различного возраста отличается крайней неравномерностью. Лишь на небольших участках можно встретить непрерывные последовательности, охватывающие подряд несколько систем. Как было показано рядом исследователей [12, 29, 41], обе эти принципиальные особенности строения осадочного комплекса данного региона являются следствием одной геодинамической причины – преобладания в его пределах на протяжении значительной части геологической истории режима растяжения, проявившегося в многократном повторении процессов рифтогенеза. Различаясь по продолжительности, интенсивности и унаследованности, эти движения создали на Западно-Арктическом шельфе уникальную геологическую обстановку, которая характеризуется необычно тесным соседством глубоких рифтогенных (миогеосинклинальных) прогибов, сложенных мощными толщами узкого стратиграфического диапозона и блоками древней стабилизации, в разрезе которых, наоборот, участвует большее число стратиграфических подразделений, но сравнительно малой мощности, характерной для *плитных* комплексов [11, 14, 41].

В вертикальном разрезе осадочного чехла обычно различают два структурных этажа – верхний, или плитный, сложенный юрско–меловыми отложениями, и нижний – доплитный, или промежуточный, в строении которого принимают участие все более древние образования. В нижнем этаже выделяют, в свою очередь, до четырех повсеместно развитых структурных ярусов. Эти структурные ярусы – рифейский, вендско–кембрийский, ордовикско–среднедевонский и позднедевонско–триасовый, которые соответствуют основным этапам тектогенеза, завершение которых совпадает с гренвильской, байкальской, каледонской и варисийской эпохами складчатости.

Рифейские покровные комплексы (РПК)

Эти комплексы развиты локально и присутствуют только в трех районах Баренцево-морского шельфа – на северном склоне Балтийской антеклизы, на западе Новой Земли и на Шпицбергенской антеклизе, включая о. Медвежий. Кроме того, наличие в основании осадочного чехла рифейских недислоцированных образований предполагается по геофизическим данным на Центрально-Баренцевском поднятии и в районе Адмиралтейского поднятия.

Докембрийские формации, обнаженные в районе губы Северной Сульменево, на Новой Земле, обычно рассматриваются в составе кристаллического основания архипелага, но, по характеру слагающих их пород, они больше соответствуют протоплатформенному чехлу. В разрезе выделены две толщи – *якорнинская* и *удобнинская* [22]. Первая, общей мощностью 365–440 м, сложена в

нижней части разреза (35 м) диафторированными двуслюдяными плагиогнейсами, кварц-серицит-хлорит-эпидотовыми сланцами, рассланцованными мраморами и амфиболитами, а в остальной части – массивными и тонкополосчатыми, иногда сланцеватыми до плейчатости песчанистыми мраморами, в верхней части разреза среди мраморов появляются прослойки кварцитовидных пород.

Удобнинская толща мощностью 650 м имеет более сложное строение: амфиболиты (50–60 м), диафторированные двуслюдяные плагиогнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов (90 м), мигматизированные амфиболиты (50 м), слюдяные сланцы, чередующиеся с мраморами, кварцитовидными породами, реже – с амфиболитами (до 300 м), плагиогнейсы с прослоями кварцитов и мраморов (180 м). Возраст пород по U-Pb-датировкам составляет 1630–1390 млн. лет (ранний рифей по [22, 23]).

На юге Новой Земли разновозрастные осадки формировались в более глубоководных фациях и подверглись метаморфизму в условиях зеленосланцевой ступени. В формационном отношении они соответствуют образованиям континентального склона, подножия и выровненного дна трогового бассейна. В разрезе у Карских Ворот выделяется четыре толщи: нижняя имеет смешанный песчано-алевролитоглинистый состав, вторая – преимущественно глинистый, третья – разноместный псаммитовый, а верхняя – песчано-глинисто-кремнистый. Для грубообломочных терригенных формаций характерны плохая сортировка и граувакковый состав, градационная слоистость, ритмичное строение, текстуры взмучивания и перемешивания осадка. Глинистая формация обладает однородным строением, а верхняя, песчано-глинистая толща характеризуется горизонтальной слоистостью и общим увеличением кремнистости и карбонатности вверх по разрезу. Общая мощность разреза более 2 км. Позднерифейско-вендский возраст пород установлен по фоссилиям.

Венд-кембрийский покровный комплекс (ВПК)

На Новой Земле этот комплекс расчленен на пять свит, две из которых относятся к венду (*кривенерская* – 500–800 м, и *рейнекская* – около 500 м), две – к среднему кембрию (*астафьевская* – около 500 м, и *снежногорская* – 320 м), а пятая – к верхнему кембрию (*карпинская* – 500 м) [22]. В заливе Иностранцева и вблизи Митюшева Камня они представлены песчано-алевритовыми и глинистыми отложениями. Разрез характеризуется монотонностью, ритмичным строением, наличием многочисленных горизонтов кварцевых песчаников и оползневых брекчий, а также относительно слабым метаморфизмом. Между венд-кембрийским покровным комплексом (ВПК) и перекрывающими его отложениями ордовика–силура на северном острове Новой Земли

несогласий не выявлено. На севере Новой Земли в единый покровный комплекс, без внутренних перерывов и несогласий, включаются осадочные толщи от рифея до среднего кембрия с ритмичным строением разрезов. Наиболее древней является терригенная формация позднего рифея-низов кембрия, характеризующаяся существенным кварцевым составом, повышенной известковистостью и присутствием оползневых карбонатных конгломерато-брекчий. По вертикали ее сменяет карбонатно-терригенная формация (400–500 м), представленная переслаиванием черных известковисто-кремнистых алевролитов, серицит-хлорит-кремнистых, реже алевроглинистых сланцев, иногда известняков и песчаников. Толща условно отнесена к раннему-среднему кембрию и со стратиграфическим несогласием перекрывается среднеордовикской существенно терригенной формацией.

Ордовикско-среднедевонский покровный комплекс (ОПК)

Этот комплекс вместе с толщей перекрывающих пород составляет основное осадочное выполнение Баренцевского шельфа. Строение ОПК неоднородно. Наиболее широким латеральным распространением пользуются ордовикско-силурийские образования. На северо-западе региона ордовикские толщи сложены преимущественно карбонатными фациями мощностью 0.5–1.5 км, а на юге и востоке – терригенными, мощностью 0.3–0.9 км.

На юге Новой Земли ордовикские отложения залегают на подстилающих рифейско-вендских с резким угловым и азимутальным несогласием. Нижний отдел ордовика представлен пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками, средний – терригенно-карбонатными породами при преобладании карбонатных, а верхний – пестро- и темноцветными карбонатно-терригенными толщами. В строении карбонатной формации позднего ордовика-позднего силура принимают участие известняки с многочисленными органическими остатками и реже – седиментационные доломиты. Мощность варьирует от 2180 м до 1350 м. Вышележащая терригенно-карбонатная формация представлена алевроглинистыми сланцами, брахиоподовыми и глинистыми известняками мощностью 350–1000 м. Эти карбонатные мелководные шельфовые формации входят в состав единого нижне-среднепалеозойского плитного комплекса. Остальную часть разреза силура в центральной зоне Новой Земли слагает известняково-доломитовая толща, вверху содержащая пачки песчаников, сланцев и конгломератов. В западном направлении роль грубообломочных пород возрастает, а алевролитов и сланцев – снижается.

В центральной зоне Новой Земли выделяются два типа разрезов нижнего отдела ордовикско-

среднедевонского комплекса ОПК. На востоке, в Пахтусовской антиклинали, в разрезе выделяются песчано-глинистая (200–250 м) и карбонатная (350–400 м) формации открытого шельфа. На остальной части центральной зоны архипелага распространены терригенные формации мощностью 1–1.4 км, для которых характерны переходы по латерали и вертикали от грубозернистых (песчано-конгломератовых) до алевролитоглинистых отложений. На юго-западе, в губе Митюшиха, разрезы характеризуются наиболее грубым составом отложений и выпадением кембрийских и большей части ордовикских слоев. Восточные разрезы сложены полным набором отложений от верхов нижнего кембрия по силур включительно. Нижние части разреза представлены глинистыми сланцами, среднекембрийские слои – кварцитовидными песчаниками, а отложения верхнего кембрия, ордовика и низов силура – чередованием толщ песчано-конгломератового и алевроглинистого состава. Мощность – от 600 м в районе губы Грибовой до 2500 м в районе оз. Ледникового.

На севере Новой Земли разрез ОПК начинается среднеордовикской существенно терригенной формацией (1400 м), представленной переслаиванием песчаников с алевролитами, аргиллитами и известняками. Выше располагается глинистая формация (300–400 м) среднеордовикского возраста и формация кварцевых песчаников с прослоями и пачками аргиллитов (250–550 м) верхнего отдела. В разрезе силура выделяются известково-глинистая формация (400–600 м) и две терригенных – песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 300–450 м и ритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (500–800 м). Формации образуют две группы: одна представлена аспидными и флишоидными глубокоководными отложениями верхнего протерозоя–среднего ордовика, а другая – флишоидными относительно глубокоководными и молассоидными мелководными отложениями верхнего ордовика–силура.

Формирование рассматриваемых комплексов на севере Новой Земли произошло, вероятно, в узком троговом прогибе рифтогенного типа, обладавшим крутыми склонами, о чем свидетельствует широкое развитие фаций склона и подножия (гравитационных и мутьевых потоков) и выровненный рельеф дна бассейна с нарушенным режимом аэрации, обусловившим образование аспидных формаций. Верхняя группа формаций является вещественным выражением процесса заполнения и постепенного отмирания этого рифтогенного прогиба. Пестрота и невыдержанность формаций по латерали являются результатом сочетания двух разноплановых факторов: неравномерности поступления обломочного материала, транспортируемого с запада, из полосы орогенов, и различной интенсивности накопления собственных, бассейновых тонких осадков на уда-

ленных от области размыва участках моря. В остальных районах шельфа данный комплекс отложений пользуется ограниченным распространением.

Верхнедевонско-триасовый покровный комплекс (ВПК)

Комплекс развит на всей площади шельфа, причем различаются два типа разрезов. Один представлен типичными плитными образованиями умеренной мощности (2.3–4.6 км), а другой – авлакогенной толщей мощностью до 15 км. Плитный тип разреза установлен на юге Печорского шельфа и одноименной низменности, в окрестностях арх. Шпицберген, на Центрально-Баренцевском поднятии и предполагается на поднятиях Персея, Лоппа и Адмиралтейском, где в них различают два структурно-вещественных комплекса: нижний, карбонатный (верхний девон–нижняя пермь) и верхний, терригенный (верхняя пермь–триас).

Авлакогенный тип разреза доступен для наблюдений лишь в двух пунктах. На Гусиной Земле обнажен полный разрез верхней перми (8–10 км), сложенный почти исключительно песчаниками, и нижнего триаса (1 км), также представленный терригенными образованиями, содержащими маломощные прослои вулканогенных пород. Второй разрез аналогичного типа известен на ЗФИ, где глубокими скважинами вскрыта триасовая парагеосинклинальная толща смешанного аргиллит-алевролит-песчаникового состава мощностью в 5–6 км. Разрезы среднего палеозоя на Новой Земле разделяются на два типа: западный и восточный. Первый свойственен районам, прилегающим к побережьям Баренцева моря, а второй – Карского. Разрезы нижнедевонских толщ вполне сопоставимы на всей территории Новой Земли, и она может рассматриваться в качестве единой структурно-формационной зоны. Отложения среднего палеозоя в западной зоне образуют группу терригенно-карбонатных шельфовых формаций и входят вместе с нижнепалеозойскими в единый шельфовый комплекс отложений. Среди девонских отложений (2.3–2.8 км) преобладают карбонатные, реже карбонатно-терригенные породы – разнообразные известняки, часто органогенные и седиментационные доломиты. В районе Русской Гавани низы этой формации переходят в карбонатно-терригенную формацию (до 1 км), сложенную кварцевыми песчаниками, кварцитами, алевролитами и сланцами с прослоями доломитов. В разрезе верхнего отдела, залегающего обычно с небольшим размывом, присутствует вулканогенно-осадочная толща раннефранского возраста (100–500 м), представленная базальтами и их туфами, кварцевыми песчаниками, алевролитами, разнообразными известняками и конгломератами в основании разреза. Вулканические образования наиболее широко развиты в центральных частях Новой Земли, тогда как на юго-

востоке и севере (к северу от Русской Гавани) отложения в вулканическом отношении пассивны. Залегающие выше отложения представлены карбонатами (1.4–2.5 км), имеющими широкий возрастной диапазон – от позднего франа по средний карбон включительно. Нижне- и среднекаменноугольные толщи также характеризуются карбонатным составом. В основании разреза, как правило, присутствуют песчано-конгломератовые осадки небольшой мощности, залегающие на юге архипелага с размывом на силурийских отложениях, а на севере – образующие с последними единый комплекс [20, 22, 28, 32, 42].

Отложения нижнего девона и карбона на севере Новой Земли объединяются в группу карбонатных шельфовых формаций плитного комплекса. На крайнем северо-востоке архипелага отложения этого возраста развиты локально или совсем отсутствуют. В районе залива Цивольки мощность нижекарбоневой формации не превышает 60–110 м.

На юге Новой Земли разрез девона аналогичен описанному выше. Разными особенностями обладает разрез раннефранковской вулканогенно-терригенной формации, которая представлена ритмичным чередованием известковых песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев и кремнисто-глинистых пород, роль которых возрастает в северо-восточном направлении, поскольку базальты и туфы развиты преимущественно в бассейне р. Рогачева, а к северу они редки, либо отсутствуют вообще, так как их замещают комагматичные интрузивные и субвулканические образования. В строении вышележащих позднедевонских отложений доминирует кремнисто-глинистая формация (500–600 м), характерной чертой которой является присутствие в разрезе пачек глинистых сланцев “доманикового” типа. Песчано-кремнисто-известняковая формация нижнего карбона представлена маломощными (20–100 м) известняками и песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов [22, 23].

Таким образом, общей особенностью разреза западной зоны Новой Земли является латеральная вариация мощности отложений при относительном постоянстве их формационной принадлежности. Весьма характерным в этом отношении примером может служить разрез губы Грибовой, в котором при общей мощности 1000 м можно выделить все основные формации девона–нижнего карбона.

В разрезах восточного берега Новой Земли в нижнем девоне также преобладают разнообразные известняки (550–700 м). Среднедевонские толщи (700–800 м – на юге и 120–150 м – на севере) имеют известково-глинистый состав, а в верхней части повсеместно присутствуют горизонты кварцевых песчаников. Разрезы верхнего отдела девона представлены вулканогенно-терригенными и карбонатно-кремнисто-глинистыми породами. Нижнекаменноугольные толщи характеризуются малыми мощностями и карбонатно-кремнисто-глинистым соста-

вом. Отложения среднего–верхнего карбона имеют кремнисто-карбонатно-глинистый состав. Отложения этой части Новой Земли могут быть объединены в группу кремнисто-карбонатно-терригенных формаций и отнесены к классу черносланцевых. Глубоководный бассейн, в котором происходило их накопление, имел, вероятно, рифтогенную природу и был достаточно узким, так как в разрезах его восточной части фиксируется обломочный материал, привнесенный из области сноса, которая располагалась в границах современного Карского шельфа.

Позднепалеозойские отложения Новой Земли также не выдержаны по простиранию, но формационная их зональность подчиняется иной закономерности. Их изменчивость проявляется в основном в меридиональном направлении, хотя в некоторых чертах они наследуют и раннепалеозойскую, и среднепалеозойскую зональность.

На юге Новой Земли выделяются Баренцевская, Рогачевская и Карская СФЗ, отличающиеся составом и мощностью слагающих их толщ и в значительной степени наследующие тектоническую зональность, заложенную в предшествующие эпохи [22, 35]. Разрезы C_2 – P_1 , характеризуются здесь сокращенными мощностями, карбонатно-кремнистым и карбонатно-кремнисто-глинистым составом осадков. В основании разреза залегает специфическая марганценовая карбонатно-кремнисто-глинистая формация, имеющая возраст от среднего карбона до низов поздней перми и, видимо, однотипная с современными глубоководными отложениями, содержащими железо-марганцевые конкреции.

В разрезах нижней перми (и части уфимского яруса) присутствуют косослоистые известковистые песчаники и известняки, фтаниты, радиоляриты (150–500 м). На восточном берегу Южного о-ва Новой Земли на этом стратиграфическом уровне выделяется известково-песчано-глинистая формация (700–900 м), которой свойственно преобладание аргиллитов и алевролитов с присутствием в верхней части песчаников и хлидолитов, а в нижней – мощных пачек песчаников и песчаных известняков. Вверх по разрезу ее сменяет терригенная формация средней части уфимского яруса, сложенная песчаниками, хлидолитами с прослоями алевролитов и аргиллитов (700–800 м).

Выше располагается терригенная формация (180–2100 м) верхнеуфимско-татарского возраста. Более высокие горизонты перми и нижнетриасовые отложения слагают терригенную формацию (850–1150 м), в строении которой участвуют песчаники, алевролиты, аргиллиты, валунно-галечные конгломераты, а в нижней части – редкие горизонты туффитов среднего и основного состава. В целом верхнепермские толщи, принадлежащие новому седиментационному циклу и занимающие около 40% обнаженной площади на юге Новой Земли, образуют мощную регрессивную серию осадков и слагают

преимущественно синклинорные зоны. Нижнетриасовые отложения, известные всего в четырех выходах, связаны с нижележащими толщами постепенными переходами и, судя по характерной примеси пеплового материала, являются предвестниками нового этапа тектоно-магматической активизации.

Таким образом, в генетическом отношении отложения верхнего палеозоя–нижнего триаса обособляются в три группы формаций: глубоководных, аспидных (средний карбон–низы верхней перми); терригенных, флишоидных (верхняя пермь) и мелководных, молассоидных (верхи перми–низы триаса). На крайнем северо-востоке Новой Земли верхний палеозой представлен в существенно иных фациях: здесь развита нерасчлененная толща верхов среднего карбона–перми (до казанского яруса), сложенная известняками известково-глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, реже – гравелитами (600–700 м), сформировавшимися в предельно мелководных прибрежно-морских условиях. Толща трансгрессивно залегает на породах нижнего карбона (Ледяная Гавань) или нижнего девона (залив Екс) и совместно с карбонатными формациями нижнего девона–карбона выделена в самостоятельный структурно-формационный комплекс, накапливающийся в плитных условиях [22].

На шельфе Карского моря доюрские отложения достоверно выявлены только на северо-восточной окраине осадочного бассейна, у Северной Земли. Кроме того, в последние годы появились сведения о присутствии на Ямале девонских рифовых построек, представляющих определенный интерес как объект нефтепоисковых работ [21].

Юрско-меловой покровный комплекс (ЮПК)

Юрско-меловой койлогенный комплекс наиболее широко распространен на шельфе и является основным объектом нефтегеологических исследований. Строение разрезов ЮПК однообразно на огромной площади.

В южной зоне Карского шельфа и на п-ове Ямал общая мощность мезозойско-кайнозойского чехла составляет 4.5–5 км, а в сводовых частях крупных положительных структур сокращается до 2.5 км. В нижней части разреза выделяется песчано-алеврито-глинистый комплекс, разделяющийся на четыре толщи. *Первая*, мощностью не более 100 м, представлена аргиллитами с маломощными прослоями кварц-полевошпатовых песчаников, содержащих обугленные растительные остатки. *Вторая*, мощностью 117–129 м, сложена пачками песчаников и алевролитов по 29–30 м, разделенными маломощными прослоями аргиллитов. Породы обогащены детритом и содержат спорово-пыльцевой комплекс, характерный для низов средней юры. *Третья* (124–154 м) сложена алевролитовыми породами, с прослоями известняков и известковистых песча-

ников, мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими растительный детрит и водоросли. *Четвертая* (61–132 м) представлена неравномерным чередованием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов, обогащенных углистым детритом. В верхней части отмечаются пачки мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников мощностью до 30 м, из которых на отдельных площадях (например, Новопортовской) были получены фонтанные притоки газа с дебитом до 190 тыс. м³/сут. Толщи уверенно сопоставляются с верхами тюменской свиты и могут быть отнесены к бату. Общая мощность ниже-среднеюрского комплекса увеличивается в восточном направлении.

Верхнеюрские отложения представлены слоистыми, участками сидеритизированными слабоалевритистыми, иногда битуминозными аргиллитами и глинистыми алевролитами с пиритизированными остатками водорослей. В нижней части разреза, соответствующей келловее, породы обогащены углистым детритом. В сводах поднятий кровля верхней юры бывает размыта, и из разреза выпадают волжские и, частично, киммериджские отложения. Мощность изменяется от 46 до 120 м.

Валанжинские отложения. Нижнюю толщу составляют алевритистые аргиллиты или тонкое ритмичное чередование алевролитов и аргиллитов. В подошве выделяется пласт песчаников. Мощность колеблется от 0 до 80 м. Толща верхнего валанжина сложена песчаниками, алевролитами и глинами. Мощность отдельных прослоев изменяется от 1 до 20 м.

Разрез *готериива* (170 м) слагают тонкоплитчатые алевритистые аргиллиты с пиритизированными остатками водорослей. В присводовых частях структур в них развиты сильно глинистые, нередко известковистые алевролиты.

Баррем-аптские отложения (700 м) представлены чередованием прослоев песчаников, алевролитов и глин различной мощности, которые хорошо сопоставляются с *танопчинской свитой*, выделенной в низовьях р. Оби.

Альб-сеноманские отложения (400 м) подразделяются на две толщи, нижняя из которых сложена алевритистыми глинами с пиритизированными остатками водорослей. В ее составе выделяются три глинистые пачки, разделенные прослоями алевролитов и песчаников.

Турон-датские отложения (до 350 м) представлены глинистой толщей.

Палеогеновые отложения – толща глин с прослоями песчано-алевритовых пород.

На Баренцевоморском шельфе койлогенный этаж имеет мощность около 2–3 км.

Кайнозойский покровный комплекс (КПК)

Разрезы кайнозойских отложений шельфов Баренцева и Карского морей существенно различают-

ся. Мощность плаща осадков не превышает 5–10 м и только в самой центральной части Баренцево-Северо-Карской плиты и Южно-Карской впадины выявляются участки, где кайнозойские отложения достигают мощности 150 м. Судя по характеру сейсмофаций, здесь развиты субаквальные образования, без несогласия перекрывающие верхне-меловые отложения. Важной особенностью кайнозойских отложений Баренцевского шельфа служит присутствие небольших грабенов проседания. На профиле 2-АР они встречаются с интервалом 15–25 км, причем во всех случаях граничные разломы прослеживаются до самой поверхности дна, что указывает на молодой возраст нарушений, обновляемых буквально в наши дни. Землетрясения силой до 4.5 баллов, фиксируемые в этом регионе, в частности, на линии Байдарацкого разлома, являются свидетельством того, что тектонические напряжения, вызывающие появление подобных грабенов проседания, продолжают происходить в различных областях шельфа, представляя определенную опасность для инженерных сооружений. В Карском море аналогичного типа структуры выявлены лишь в погребенном виде, что указывает на более спокойные современные тектонические условия.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

К настоящему времени в западной части российского арктического сектора завершен региональный этап сейсмического профилирования по сетке 10–15 × 20–30 км. На ряде структур проведено параметрическое и поисково-разведочное бурение, завершившееся открытием ряда крупнейших скоплений углеводородов в южных частях шельфов Баренцева и Карского морей [16, 23, 37, 42]. К концу XX столетия на шельфе российской Арктики было открыто до 15 различных по запасам месторождений углеводородов, среди которых такие гиганты как Штокмановское, Лунинское и Ледовое в Восточно-Баренцевском регионе, связанные с триасовыми и юрскими отложениями [16, 23]. К числу подобных бассейнов относится и Южно-Карский, где открыты уникальные газоконденсатные месторождения – Ленинградское и Русановское, тяготеющие к единому Баренцево-Карскому поясу поднятий.

В строении осадочного чехла Южно-Карской впадины принимают участие, как было сказано выше, два структурно-формационных комплекса: плитный терригенный юрско-мелового возраста и рифтогенный, вулканогенно-терригенный пермско-триасового возраста. Опорные сейсмические границы юрско-мелового чехла уверенно сопоставляются с таковыми на п-ове Ямал, где их стратификация основывается на скважинных данных.

Крупный погребенный Ямало-Пуровский авлакоген, к которому на суше приурочены богатейшие скопления газа и газоконденсата – Уренгойское,

Таблица 1. Прогнозируемые зоны нефтегазоаккумуляции в Южно-Карской НГО (меловой НКГ) (по [16])

Название зоны	Площадь зоны км ²	Геологические ресурсы в зоне, млн. т н.э.	Наибольшее прогнозируемое месторождение зоны, извлекаемые ресурсы, млн. т н.э.	Амплитуда структуры, контролирующей зону, м
Татариновская	1.7	1003	470	200
Галльская	0.8	168	35	75
Воронинская	1.0	240	43	50
Мининская	1.0	210	40	100
Русановская	4.2	4250	Уникальное	320
Лутковская	2.4	540	85	100
Нярмейская	2.5	1417	320	300
Ленинградская	2.6	4550	Уникальное	390
Харасавэйская	2.3	1700	Уникальное	200
Акварининовская	0.6	122	20	50
Обручевская	2.4	483	80	250
Западно-Шараповская	1.95	1004	470	250
Шараповская	1.6	800	380	150

Бованенковское, Харасавэйское и ряд других [16, 26], также продолжается в Южно-Карской впадине

Южно-Карский бассейн характеризуется доказанной газоносностью неокон-аптского (Русановское месторождение) и альб-сеноманского (Ленинградское месторождение) комплексов. Нижнемеловые отложения могут быть и нефтеносными, о чем свидетельствуют данные бурения на северо-западе о. Белый, где, помимо газоконденсата, из танопчинской свиты получена нефть. Кроме того, можно считать подтвержденной продуктивность юрского комплекса, в отложениях которого на прибрежно-морском Харасавэйском месторождении открыта залежь газоконденсата (юрские битуминозные глины).

В тектоническом отношении газовые и газоконденсатные месторождения Южно-Карского бассейна тяготеют к его центральной области, в пределах т.н. Русановско-Ленинградского сложного мегавала, окруженного глубокими депрессиями: Чекинской впадиной – на севере, Западно-Русановским и Восточно-Обручевским прогибами – на западе, Акварининовым прогибом и Западно-Малыгинской впадиной – на юге [16].

Ленинградское газоконденсатное месторождение открыто в альб-сеноманских отложениях, коллекторы которых представлены слабо литифицированными алевритистыми песчаниками с пористостью более 20%. Региональной покрывкой этого комплекса является более чем 50-метровая толща глин турон-палеогенового возраста. Нижележащий неокон-аптский комплекс тоже оказался продуктивным и отделен от вышележащего комплекса 100-метровой покрывкой альбского возраста. Месторождение является многозалежным (более 10). Залежи относятся к пластовым сводовым. Газ по составу сухой метановый (до 99%). Конденсат присутствует лишь в аптских отложениях. По оценкам, месторождение относится к уникальным [16, 42].

Русановское газоконденсатное месторождение расположено в 70 км севернее Ленинградского. Оно

открыто в терригенных отложениях танопчинской свиты неокон-аптского комплекса. Месторождение содержит семь залежей конденсат-содержащего газа. Региональным флюидоупором для всего комплекса служат глины яронгской свиты мощностью около 100 м. Газ по составу метановый. Залежи пластовые сводовые. По запасам месторождение относится к уникальным [16, 42].

Белоостровское газоконденсатно-нефтяное месторождение расположено в северо-западной части о. Белый. Здесь продуктивными являются терригенные отложения готерив-барремской части разреза танопчинской свиты. Региональной покрывкой служат, как и в предыдущем случае, глинистые отложения яронгской свиты. В самых ее низах, на границе яхской свиты, из двух пластов получены небольшие притоки малосернистой нефти, а несколько выше – фонтанный приток под покрывкой альбского возраста. Месторождение является многозалежным (более 10). Залежи относятся к пластовым сводовым. Газ по составу сухой метановый (до 99%). Конденсат присутствует лишь в аптских отложениях. По оценкам, месторождение относится к уникальным [16, 42].

В апт-сеноманских отложениях предполагается широкое развитие низкоконденсатных газовых залежей. Можно предполагать, что количество жидких УВ вниз по разрезу будет относительно увеличиваться, о чем свидетельствует установленный на акваториях факт повышения жирности свободных газов с глубиной [16, 26]. На акватории Карского моря установлена продуктивность пока только апт-сеноманской части разреза, но и неоконские и юрские отложения также оцениваются как перспективные. В табл. 1 приводится характеристика прогнозных зон нефтегазоаккумуляции (ЗНГ) в Южно-Карской нефтегазоносной области.

Расположенный севернее **район Баренцево-Карской шельфовой плиты** относится к регионам, весьма слабо изученным. Материалы опорно-параметрического бурения здесь отсутствуют или

весьма ограничены. Поэтому представления о геологическом строении и потенциально возможных нефтегазоносных комплексах этой территории пока базируются на данных, полученных при наземных геологических исследованиях на островах Арктического архипелага [5, 14].

К числу самых древних нефтепродуцирующих толщ здесь могут быть отнесены отложения нижнего девона, обнаженные на севере Новой Земли, в районе мыса Балашова, где их видимая мощность составляет более 120 м [22]. Отложения представлены типичной доманиковой серией, представленной водорослево-кораллово-брахиоподовыми битуминозными известняками и брахиоподовыми известняками-ракушечниками. На севере Баренцево-Карского шельфа подобные нефтематеринские толщ обнаружены лишь восточнее – на о-ве Пионер (арх. Северная Земля), где известны толщ эйфельского яруса среднего девона, представленные битуминозными породами мощностью более 70 м, пропитанные осмоленными мальтами и асфальтенами. Отложения, подобные указанным, также могут быть обнаружены в пределах акватории севера Карского моря между северным о-вом Новой Земли и Северной Землей [31, 34].

Другими нефтематеринскими породами в рассматриваемом регионе могут быть глинистые породы нижнего и среднего триаса. Отложения среднего триаса являются региональными нефтематеринскими для всего Баренцево-Карского шельфа [5, 14, 16, 42]. К концу триаса процессы рифтогенеза, известные в регионе с начала верхней перми, полностью прекратились, существовавшие грабен-рифты компенсируются осадками и на выровненной их поверхности отлагается юрско-меловой терригенный комплекс.

Самыми молодыми нефтематеринскими породами этого региона могут служить средневерхнеюрские образования, похожие на баженовскую свиту Западно-Сибирской плиты. Верхнеюрские нефтематеринские отложения обнаружены в ряде морских скважин Южно-Баренцевской впадины (1-Куренцовская, 2-Сев. Мурманская).

Следовательно, в пределах северной части Баренцево-Карского шельфа может быть выделено, как минимум, три региональные потенциально нефтематеринские толщ: карбонатно-глинистая нижнего–среднего девона, глинистая нижнего–среднего триаса и карбонатно-глинистая средней–верхней юры.

Имеются основания полагать, что все выделенные нефтематеринские толщ достигли главной фазы нефтеобразования, но с учетом того, что большая часть продуктивных толщ находилась на глубинах свыше 4–6 км (главная фаза газообразования) здесь, очевидно, будут преобладать скопления газа и газоконденсата, как это имеет место в Баренцево-Карском поясе поднятий [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплонов С.В., Устрицкий В.И.* Остаточные океанические бассейны // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 425–428.
2. *Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
3. *Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К., Трунин А.А.* Новая геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 5. С. 352–355.
4. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. акад. И.С. Грамберга. 1988. 264 с.
5. *Безруков В.М., Винокуров И.Ю.* Север Баренцево-Карского шельфа: актуальные проблемы геологического изучения и прогноза нефтегазоносности // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 35–40.
6. *Белонин М.Д., Подольский Ю.В.* Состояние сырьевой базы в России до 2030 г. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2006. № 5. С. 2–11.
7. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шитлов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
8. *Боголепов А.К., Голионко Г.Б., Нечхаев С.А.* Глубинное строение Карского моря // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 28–36.
9. *Боголепов А.К., Журавлев В.А., Шитлов Э.В., Юнов А.Ю.* Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам геолого-геофизических исследований) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 159–162.
10. *Булин Н.К., Берлянд Н.Г., Булавко Л.Ф.* Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным) // Советская геология. 1976. № 1. С. 115–122.
11. *Верба В.В., Верба М.Л.* Структура растяжения земной коры в Арктическом регионе // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, минерагения / Под ред. В.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: ВНИИ Океанология, 2002. С. 93–108.
12. *Верба М.Л., Матвеев Ю.И.* Эволюция земной коры Баренцево-морского шельфа на основе данных глубинных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 175–185.
13. *Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2003. 254 с.
14. *Грамберг И.С., Пискарев А.Л.* Глубинное строение Баренцево-Карского региона по результатам комплексной интерпретации аномалий потенциальных полей // Докл. АН. 2000. Т. 375. № 1. С. 75–81.
15. *Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
16. *Григоренко Ю.Н., Мирчинк И.М., Белонин М.Д., и др.* Зоны нефтегазоаккумуляции окраин континентов М.: ООО “Геоинформ центр”. 2002. 432 с.
17. *Дедеев В.А., Запорожцева И.В.* Земная кора европейского северо-востока СССР. Л.: Наука, 1985. 98 с.
18. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, ТяньШаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика.

- зика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5–27.
19. *Запорожцева И.В., Пыстин А.М.* Строение дофанерозойской литосферы европейского северо-востока России. СПб: Наука, 1994. 110 с.
 20. *Каленич А.П., Морозов А.В., Орго В.В. и др.* Магматизм и тектоника Вайгачско-Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 20–25.
 21. *Каныгин А.В., Бахарев Н.К., Беляев С.В.* Девонские рифы на Ямале: новые данные о возрасте и геологическом строении // Мат-лы регион. геол. конф. геологов Сибири. Томск. 2000. Т. 2. С. 301–302
 22. *Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1982. 196 с.
 23. *Кременецкая Е.О.* О глубинном положении некоторых сейсмических границ Кольского полуострова и о. Зап. Шпицберген // Геофиз. исслед. на Европейском Севере СССР. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1983. С. 44–50.
 24. *Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Лепилин А.В. и др.* Основные итоги десятилетних региональных геофизических исследований на Баренцево-Карском шельфе // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 3–6.
 25. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России / Под ред. Н.А.Богданова и В.Е.Хаина. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
 26. *Рысев В.В.* Геологическое строение и нефтегазоносность полуострова Ямал // Нефтегазоносность северных районов Западной Сибири. Тюмень: Зап-СибНИГНИ. 1986. С. 73–91.
 27. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Под ред. Ф.П. Митрофанова и Н.В. Шарова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. 1. 237 с. Ч. 2. 205 с.
 28. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 320 с.
 29. *Субботин М.* Энергетическое эсперанто // Нефть России. 2007. № 2. С. 27–29.
 30. *Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Латышев В.И., Смирнов Л.В.* Структура земной коры Западно-Сибирской плиты // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. / Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: ВНИИ Океанология. 2002. С. 325–327.
 31. *Сурков В.С., Смирнов Л.В.* Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты. // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 10–16.
 32. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России (М-б 1 : 2 500 000) / Под ред. Н.А. Богданова и В.Е.Хаина. М.: ИСЛАН, ПКО “Картография”. 1996.
 33. *Тимонин Н.И.* Глубинное строение Баренцево-Карского региона (аспекты геодинамической эволюции литосферы). Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2006. 36 с.
 34. *Тимонин Н.И.* Тектоника и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2007. № 4. С. 12–14.
 35. *Тимонин Н.И., Беляев А.А.* Характер контактов пермских и каменноугольных отложений на северо-востоке Печорской плиты. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2002. 52 с.
 36. *Тулина Ю.В., Шемелева И.Б., Соколов С.Б. и др.* Основные особенности глубинного строения южной части Баренцева моря // Геофизические поля Атлантического океана. М. 1988. С. 34–51.
 37. *Хенриксен Э., Ступакова А.В.* Российско-норвежское сотрудничество в изучении геологического строения и углеводородного потенциала Западной Арктики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2006. № 5. С. 70–79.
 38. *Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1992. 110 с.
 39. *Чернышев Н.М., Егоркин А.В., Данилова Э.Г. и др.* Глубинное строение севера Западно-Сибирской низменности по сейсмическим данным // Советская геология. 1978. № 9. С. 75–81.
 40. *Шаров В.Н.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.
 41. *Шутилов Э.В.* Пермо-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов и эволюции Арктической периферии Северной Евразии // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 3. С. 376–381.
 42. *Шутилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты.: Изд. КНЦ РАН. 1998. 306 с.

Рецензент В.Н.Пучков

Lithosphere structure and oil and gas occurrence of Barents-Kara region

N. I. Timonin

Institute of Geology, Komi Science Centre, Urals Branch of RAS

The studied territory includes various structures of the Earth crust: the north-eastern part of the Pechora plate (with Baikalian basement), Novaja Zemlja and Pai-Khoi (with heterogenic basement), the northern part of the Polar Urals (with Variscian basement), and the northern part of the West Siberian plate (with the South Kara depression). This territory is characterized by geological and geophysical investigation of different degree. There are the most complete geological and geophysical data in the Barents-Kara region. From 1978 to the beginning of 1990 in the Barents Sea were fulfilled about 280 000 km of the seismic profiles and in the Kara Sea – more than 65 000 km. The deep drilling of 19 prospective areas resulted to find of 11 oil and gas deposits. Among them there are some unique ones, such as Shtokmanovskoje, Rusanovskoje, Leningradskoje and Ledovoje.

Key words: *Barents-Kara region, model of the lithosphere, geodynamics, oil and gas deposits.*