

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА (ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ)
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист R-37, 38 — м. Святой Нос, м. Канин Нос

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(470.21 + 470.111)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38 — м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка.— СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 251 с. + 11 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ВНИИОкеангеология, ОАО «МАГЭ»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, магматизму, метаморфизму и метасоматозу, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым северо-восточных районов Балтийского щита, Канинского горста и прилегающей части Баренцевской и Тимано-Печорской плит. Особые разделы посвящены литологии современных донных осадков и геоэкологическому состоянию суши и акватории. Геологическая карта Кольского полуострова, Канина и южной части шельфа Баренцева моря отражает современный уровень изученности региона.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России.

Табл. 13, ил. 24, список лит. 265 назв.

Авторы

*Б. Ю. Астафьев, К. Г. Вискунова, О. А. Воинова, В. Н. Глазнев,
В. А. Журавлев, Вл. А. Журавлев, А. Г. Зинченко, С. А. Козлов,
Д. А. Костин, Б. Г. Лопатин, Н. В. Маркина, М. С. Парамонова,
Л. Г. Повышева, Л. Р. Семенова, О. В. Томилина, В. А. Чекушин,
Э. В. Шипилов, С. И. Шкарубо, Т. В. Яковлева.*

Материалы по листу R-37, 38 — м. Святой Нос, м. Канин Нос одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Ответственный редактор *С. И. Шкарубо*

Главный редактор *Б. Г. Лопатин*

© Роснедра, 2008
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007
© ВНИИОкеангеология, 2007
© ОАО «МАГЭ», 2007
© Коллектив авторов, 2007
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008

ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнена Морской арктической геологоразведочной экспедицией по заказу Федерального агентства по недропользованию (Государственный контракт № 02/07/332-3 от 22.11.2004 г. с Региональным агентством по недропользованию на континентальном шельфе и Мировом океане).

Общая площадь листов R-37, 38 составляет 204 800 км². Северную часть площади исследования занимает акватория Баренцева моря. В рамках карты на юге входит часть Кольского полуострова и п-ова Канин. Рассматриваемый регион включает фрагмент Балтийского щита Восточно-Европейской платформы, перикратонная область которой на севере сопряжена с Баренцевской шельфовой плитой, а на востоке — с Тимано-Печорской плитой. Осадочный чехол шельфовых и материковых плит сложен мощными нефтегазоносными комплексами палеозоя и мезозоя.

Часть Кольского полуострова, входящая в лист R-37, относится к Мурманской области, а территория п-ова Канин (лист R-38) — к Ненецкому автономному округу Архангельской области РФ. Хорошо оборудованный порт Мурманск, который является базой экспедиции, расположен западнее площади листа.

Основной задачей работ являлось изучение геологического строения континентального шельфа Баренцева моря в масштабе 1 : 1 000 000 на площади листов R-37, R-38; составление и подготовка к изданию сдвоенного листа R-37, 38 Государственной геологической карты России масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения.

Геологическим заданием также предусматривалось уточнение перспектив нефтегазоносности Кольской моноклинали, Печорской и Южно-Баренцевской синеклиз и минерально-сырьевого потенциала северной части Кольского полуострова, п-ова Канин и прилегающего шельфа; рекомендации по постановке поисковых работ на выделенных перспективных объектах.

Составление и подготовка материалов Госгеолкарты-1000/3 к изданию выполнялись совместно с Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), привлеченным в качестве субподрядчика. В создании комплекта карт принимали участие также специалисты Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Арктических морских инженерно-геологических экспедиций (АМИГЭ), ГГУП «Минерал», Геологического

института и Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН.

Комплект материалов листа R-37, 38 подготовлен на основе «Методических рекомендаций...», 2005» и «Требований...», 2005». В соответствии с этими документами он обеспечен геофизической основой и электронной базой первичных и картографических данных. В комплекте частично учтены требования обновленного Стратиграфического кодекса России (третье издание, 2006 г.) — в соответствии с ним произведена индексация подразделений докембрия. Однако, поскольку картографические материалы были подготовлены до выхода нового Стратиграфического кодекса из печати, стратиграфическое расчленение образований пермской системы приводится в предыдущей редакции Стратиграфического кодекса (1992 г.).

Для составления комплекта карт листа R-37, 38 проведены геолого-геофизические работы по дополнительному изучению акватории Баренцева моря: сейсмоакустическое профилирование в объеме 3000 пог. км и донное опробование — 100 станций.

Морские работы проводились в течение двух полевых сезонов на НИС «Геофизик». В работах принимали участие экипаж судна и научный состав: С. М. Чуранов (начальник рейса), В. А. Кацанюк, А. М. Макеенко, Р. В. Бульчев, А. Н. Ладонин, Д. А. Карасов, А. И. Злобин, О. В. Исаева, Д. В. Фокин, Р. И. Демченко.

Полученные данные позволили в значительной мере детализировать геологическое строение площади и создать обновленные версии основных карт: геологической карты донеоплейстоценовых образований, карты четвертичных отложений, литологической карты поверхности дна моря. Уточнено строение осадочного чехла Кольской моноклинали и южного борта Южно-Баренцевской впадины: детализированы выходы на поверхность дочетвертичного среза осадочных толщ позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя в пределах Северо-Кольского перикратонного опускания и Кольской моноклинали, обрамляющих древние архейские блоки Балтийского щита, уточнен характер их сочленения со структурами Тимано-Печорской плиты. Расчленены и прослежены по площади комплексы новейших отложений, в том числе аллювиальных отложений палеоречной системы позднего неогена(?)—эоплейстоцена. Распределение донных осадков на изученной акватории в основном происходит в соответствии с рельефом и гидродинамической обстановкой. Современные отложения распространены на всей площади работ и представлены песками, песчанистыми алевропелитами, алевропелитами и пелитами. Определены геологические предпосылки для высокой оценки нефтегазового потенциала (наличие антиклинальных структур, палеозойских рифогенных тел, литолого-стратиграфических и тектонически экранированных ловушек).

При подготовке комплекта карт использованы материалы геологических съемок, произведенных в разные годы на территории Кольского полуострова и п-ова Канин. Привлекались также все доступные данные морских геофизических исследований (региональных и площадных сей-

сморазведочных работ), глубокого поисково-разведочного и инженерно-геологического бурения в прилегающих районах. Учтены обобщающие работы, в том числе геологические, тектонические, литолого-фациальные и палеогеографические карты.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Шельф Баренцева моря характеризуется относительно расчлененным рельефом дна. Юго-восточную часть акватории занимает обширная приподнятая область с глубинами меньше 100 м. К северо-западу от этой области простирается ряд возвышенностей: Южно-Мурманская, Северо-Канинская и Гусиная банки с глубинами от 50 до 100 м. Они отделены от области Канинско-Колгуевского мелководья заметными понижениями в рельефе дна, а между собой разделены ярко выраженными желобами. Гусиный желоб, в западной части которого глубины достигают 250–300 м, разделяет Северо-Канинскую и Гусиную банки. Восточное замыкание Нордкапского желоба вдается между берегом Кольского полуострова и Южно-Мурманской возвышенностью. В северо-западной части акватории расположена котловина Самойлова, где отмечены максимальные глубины более 370 м.

Среди донных отложений в пределах возвышенностей преобладают чистые и алевритовые пески. Гравийно-галечные отложения распространены вдоль Кольского побережья и встречаются небольшими пятнами на вершинах банок. Днища желобов и впадин выстилают преимущественно алевритовые пелиты, а на склонах развиты смешанные разности: алеврито-пелито-песчаные, песчано-пелито-алевритовые и песчано-алеврито-пелитовые миктиты.

Северо-восточная часть Кольского полуострова в орографическом отношении представляет собой полого всхолмленную равнину с абсолютными отметками 150–250 м, на фоне которой выделяются отдельные сглаженные возвышенности (тундры) с абсолютными отметками до 300–340 м. Разветвленная гидросеть с множеством озер относится к бассейну Баренцева моря. Реки района — Рында, Харловка, Золотая, Варзина, Ивановка — проходимы только для маломерных судов и транспортного значения не имеют. Основным источником питания рек — талые воды. В период весеннего половодья реки приносят до 60% годового стока. Эта часть полуострова, за исключением нескольких поселков на побережье Баренцева моря, не имеет населенных пунктов и автодорог.

На юго-западе рассматриваемой территории Кольского полуострова распространены редкостойные и невысокие леса (еловые и сосновые с примесью березы, ольхи, рябины). Северо-восточная (прибрежная) часть относится к зоне лесотундры (березняки, субальпийское криволесье) и кустарничковой тундры. Животный мир представлен более чем 200 видами птиц, 30 видами млекопитающих.

На п-ове Канин выделяется кряж Канин Камень шириной 10–30 км с абсолютными отметками до 241 м, на всем протяжении ограниченный

крутыми уступами. Кряж окружают плоские заболоченные приморские равнины с термокарстовыми озерами. Долины рек и ручьев в пределах кряжа имеют форму каньонов, а на равнине слабо выражены в рельефе. Дороги отсутствуют.

Климат акватории и Мурманского побережья формируется под влиянием теплого Северо-Атлантического течения — его Нордкапской ветви. В удалении от побережья Кольского полуострова климат приобретает черты континентального. На побережье зима сравнительно теплая, а лето прохладное. Сезонные колебания температур имеют небольшую амплитуду. Средняя годовая температура воздуха в этом районе понижается с запада на восток и составляет от +1,4 до -1,1 °С, при среднемесячной температуре июля + 8 °С, апреля -2 °С, октября 0 °С, января -8 °С. Самые теплые месяцы — июль, август (средняя температура от + 9 до + 13 °С).

Температура воды на поверхности моря в среднем составляет -1 °С зимой и + 6 °С летом. Соленость изменяется от 35 до 33‰. Соседство с арктическим бассейном и низкие температуры воздуха обуславливают ледовитость Баренцева моря. В наиболее благоприятном положении находится юго-западная часть моря. Поступление теплых атлантических вод приводит к тому, что этот район даже в суровые зимы свободен ото льда. К северу от п-ова Канин в зимние месяцы (январе—мае) наблюдаются однолетние дрейфующие льды.

На юге Баренцева моря (у берегов Кольского полуострова) наблюдается муссонный характер ветров. Летом господствующим направлением ветров является северное, повторяемость — 30–60%. Осенью, весной и зимой (с сентября по апрель) в районе работ наблюдаются ветра южных и юго-западных румбов. Наибольшая их повторяемость с ноября по март (40–60%). В течение всего года район работ подвержен воздействию штормов. Сильные штормы (9 баллов и более) бывают продолжительностью не более суток, более слабые -2–3 суток. В западной части моря образуются волны зыби. Это создает сложную картину смешанного волнения: ветровое волнение восточных и северных направлений накладывается на зыбь, идущую с запада и юго-запада. Средняя скорость приливно-отливных течений в районе не превышает 2 узлов, возрастая лишь у мысов и в узких проливах до 4 узлов. Относительные высоты полной воды колеблются от 1,5 до 4 м.

В Баренцевом море встречается более 100 видов рыбы: треска, пикша, морской окунь, камбала, мойва, зубатка, палтус и другие виды рыб, а также морской гребешок и камчатский краб имеют промысловое значение. На глубинах моря до 200 м обитают губки, ракообразные, морские ежи.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Кольский полуостров. Начало геологическому изучению Кольского полуострова было положено в XIX веке маршрутными исследованиями, проводимыми Российской академией наук, Петербургским обществом естествоиспытателей и другими научными обществами.

В конце 1920—начале 1930-х годов маршрутную геологическую съемку северо-западной части Кольского полуострова проводил А. А. Полканов. В результате была разработана стратиграфическая схема и возрастная последовательность интрузивных образований, которые легли в основу всех последующих исследований и в значительной мере сохранили свое значение до настоящего времени. С 1929 г. геологические работы проводились Ленинградским геологическим трестом (позднее управлением, впоследствии СЗГУ, СЗТГУ, ПГО «Севзапгеология»). В 1945—1959 гг. Северо-Западным и, частично, Пятым геологическим управлениями вся площадь Кольского полуострова была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000.

В 1958 г. вышел из печати т. XXVII «Геология СССР» (Мурманская область), сопровождающийся геологической картой дочетвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000 (составленной Л. Н. Потрубович, под редакцией Л. Я. Харитоновой). В 1960 г. издан лист R-35, 36, 37 (составленный А. А. Миндлиной, редактор К. О. Кратц). Эти карты обобщили результаты среднемасштабных съемок, научно-исследовательских работ и крупномасштабных поисково-съёмочных работ.

С 1973 по 1987 г. ПГО «Севзапгеология» (Гаскельберг Л. А. и др., 1978; Шлайфштейн Б. А. и др., 1987) и «Аэрогеология» (Минц М. В. и др., 1980) выполнялось ГДП-200. Эти работы обобщили весь накопленный к их завершению материал по ГСР и НИР.

К настоящему времени значительная часть территории обеспечена средне- и крупномасштабными геофизическими и геохимическими съемками. К настоящему времени геохимическими работами покрыто 25 % площади к востоку от железной дороги Санкт-Петербург—Мурманск и на их основе составлена карта геохимических аномалий масштаба 1 : 200 000 и каталог к ней с выделением аномалий, наиболее перспективных для поисков полезных ископаемых.

В результате проведения специальных исследований и обобщения разномасштабных ГСР и НИР по Кольскому полуострову, Карело-Кольскому региону и всему Балтийскому щиту ТКЭ и ЦККГЭ ПГО «Севзапгеология», Кольским филиалом АН СССР и другими организациями создан ряд карт геологического содержания масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000, посвященных вопросам геологического строения, тектоники, магматизма, метаморфизма, металлогении (Корсакова, 1973; Перевозчикова, 1967; Загородный, 1983; Билибина, Корсакова, 1979; Батиева, 1985; Беляев, 1976; Барканов, 1963—1969; Рабинович, 1977; Баржицкий, 1985; Гаскельберг и др., 1988; Шенкман и др., 1991; Житников и др., 1991).

Геологические съемки крупного и среднего масштабов, тематические работы лаборатории геоморфологии и геологии антропогена Кольского филиала АН СССР обеспечили решение многих теоретических и практических задач четвертичной геологии. Были разработаны различные схемы стратиграфии, основными из которых являются схемы М. А. Лавровой (1960), А. А. Никонова (1964), Н. И. Апухтина, Э. Ю. Экмана (1967), А. Д. Арманды и др. (1964), В. Г. Легковой, Л. А. Щукина (1987). Итоговыми картами являются: Карта четвертичных отложений Кольского полуострова

и Северной Карелии масштаба 1 : 1 000 000 Н. И. Апухтина (1960) и Карта четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР масштаба 1 : 500 000 В. Г. Легковой и др. (1984).

Геоморфологии посвящены работы А. Л. Кудлаевой (1981), М. А. Лавровой (1960), Б. И. Кошечкина (1969), С. А. Стрелкова (1973, 1976), А. А. Никонова (1964), В. Г. Легковой (1977) и др.

В результате региональных исследований и детальных работ на месторождениях полезных ископаемых получена информация по подземным водам. Установлено преимущественное распространение трещинных, трещинно-пластовых и трещинно-жильных, главным образом пресных и ультрапресных вод, выполнено гидрогеологическое районирование по структурным признакам и тектонической раздробленности кристаллических пород. Главным итогом теоретического обобщения фактического материала является составление ряда сводных мелкомасштабных карт и издание в 1971 г. монографии «Гидрогеология СССР», т. 27, основные положения которой не утратили своей актуальности при решении гидрогеологических задач до настоящего времени.

В 1996 г. был подготовлен к изданию лист R-(35)-37 — Мурманск (новой серии), который вышел из печати в 2000 г. (ответственные редакторы А. М. Ремизова, Б. А. Шлафштейн, главные редакторы Б. В. Петров, Б. Г. Лопатин). В этом издании обобщены материалы ГСР и НИР по континентальной части и результаты геологической съемки и поисково-разведочных работ на нефть и газ на шельфе по состоянию на 1995 г.

Полуостров Канин. История геологического изучения п-ова Канин насчитывает более полусотни лет, но в основном исследования касались кряжа Канин Камень (А. Г. Шренк, 1937; Ф. И. Рупрехт, 1941; Е. М. Люткевич, 1947).

Первые геологические съемки масштаба 1 : 200 000 без бурения и геофизических исследований относится к 1952—1955 гг. В 1965—1968 гг. Ухтинским ТГУ в восточной части п-ова Канин выполнена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 с поисковыми работами. Выделены Канинский рудный узел с эндогенными проявлениями колчеданной медно-порфировой, золото-сульфидно-кварцевой и редкометалльно-полиметаллической рудных формаций.

В 1972—1973 гг. на территории полуострова проведены аэромагнитная и радиометрическая съемки масштабов 1 : 25 000—1 : 50 000, а также гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 в комплексе с наземными работами по выяснению природы аномалий. Полученные материалы значительно уточнили геологическое строение полуострова. В эти же годы для изучения глубинного геологического строения Западным геофизическим трестом выполнены профили КМПВ и ГСЗ-МОВЗ. Установлено погружение фундамента с севера на юг от 0,2 до 3,9 км, выделены крупные структуры фундамента.

В 1966—1975 гг. группой Коми филиала АН СССР под руководством В. Г. Гецена проведены тематические исследования, в результате которых разработана стратиграфическая схема расчленения рифейских пород, сохранившая значение до сих пор [40].

В 1984 г. завершен отчет о ГСР масштаба 1:50 000 на кряже Канин Камень [211]. В 1989–1996 гг. ПГО «Архангельскгеология» осуществила ГГС и ГДП масштаба 1:200 000, в результате которых впервые составлены кондичионные геологические карты дочетвертичных и четвертичных образований в масштабе 1:200 000. В скважинах южнее кряжа вскрыты рифейские образования, а севернее кряжа на приморской равнине — отложения валанжинского яруса нижнего мела [258]. Эти материалы были положены в основу составления карт геологического содержания масштаба 1:500 000 Ненецкого автономного округа Архангельской области [229] и при составлении и подготовке к изданию Геологической карты п-ова Канин масштаба 1:500 000 [258]. Упомянутые карты в свою очередь были использованы при составлении и подготовке к изданию листа R-37, 38 Госгеолкарты-1000.

Акватория Баренцева моря. Геологическое изучение Кольского шельфа началось в 1920-е годы экспедициями ПлавморНИИ, ПИНРО, Гидрометслужбы и Гидрографического предприятия ММФ. Работы ограничивались пробоотбором и лабораторными исследованиями вещественного состава донных осадков. Собранный воедино этот материал позволил М. В. Кленовой (1960) составить первую карту распределения донных осадков в Баренцевом море.

Со времени образования в 1970-е годы в г. Мурманск морских геологических организаций начался качественно новый этап геологического изучения Кольского шельфа, характеризующийся более высоким уровнем и интенсивностью геолого-геофизических исследований. Произошел переход к активным поискам нефти и газа. В районе выполнены площадные и детальные геофизические работы, проведена геологическая съемка. Итогом работ этого периода стало открытие в границах Баренцевского шельфа крупнейших потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов.

В 1971–1972 гг. НИИГА и Полярной экспедицией НПО «Севморгео» выполнена аэромагнитная съемка южной части Баренцева моря в масштабе 1:500 000. В результате было выяснено общее геологическое строение фундамента и осадочного чехла, намечены нефтегазоносные области, проведено тектоническое районирование.

С 1972 г. геологические исследования шельфа Баренцева моря комплексом геолого-геофизических методов проводит ВСЕГЕИ. В результате были разработаны основные положения по организации и производству геологосъемочных работ на шельфе. Наибольший вклад в изучение южной части шельфа внесли Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ) и «Севморнефтегеофизика» (СМНГ). Первые площадные и детальные сейсморазведочные работы МАГЭ проводила в середине 1970-х годов в южной части Баренцевского шельфа. В ходе этих работ выявлены Мурманская и Северо-Кильдинская структуры. Начиная с 1979 г., МАГЭ проводит комплексные геолого-геофизические работы (МОВ ОГТ, гравимагнитные наблюдения) по сети региональных профилей. В результате работ изучено строение осадочного чехла до глубины 10–14 км, выделены основные отражающие горизонты, построены временные и глубинные разрезы.

«Севморнефтегеофизика», начиная с 1980-х годов, планомерно проводит сейсморазведочные площадные и детальные работы. В результате работ непосредственно на площади листа выявлены и оконтурены локальные структуры: Северо-Надеждинская, Арктическая, Андреевская, Ахматовская, Куренцовская. Поисково-разведочным бурением (ПО «Арктикоморнефтегазразведка») открыто два месторождения углеводородов, изучен разрез осадочного чехла до нижнего триаса.

В пределах листа R-37, 38 МАГЭ с 1980 по 1988 г. проводила геологическую съемку шельфа (ГСШ) масштаба 1:1 000 000 (Ю. Г. Самойлович, А. В. Скоробогатько, Д. А. Костин и др.). В ходе этих работ было выполнено непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), а вдоль меридиональных профилей — донное опробование. В комплекс методов геологического картирования входила гидромагнитная съемка масштаба 1:200 000, выполненная в прибрежной части Кольского шельфа. По этим данным в 1985 г. подготовлен к изданию малым тиражом опытный комплект геологических карт Кольского шельфа (лист R-37, А. В. Скоробогатько, ред. Б. Г. Лопатин).

В итоге ГСШ и инженерно-геологических работ, проведенных АКМГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология» и АМИГЭ, получено представление об общих закономерностях распределения различных типов осадков на Кольском шельфе. Составлены сейсмоакустические разрезы, геологические, геоморфологические и инженерно-геологические карты, положенные затем в основу комплектов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листов R-(35)-37; R-38-40 [46, 49].

С 1978 г. по 1992 г. МАГЭ выполняла работы по гравиметрической съемке в Баренцевом море. В итоге этих работ Кольский шельф был покрыт гравиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000, а прибрежные участки изучены в масштабе 1:200 000. Полученные данные были использованы при составлении Государственных гравиметрических карт СССР масштаба 1:1 000 000 — лист R-35—38 и масштаба 1:200 000 — листы: R-36-XIX—XXIV, XXIX, XXX; R-37-XXV, XXVI, XXXIII, XXXIV; R-38-XXXI, XXXII [219, 220, 242].

В ходе поисковых работ СМНГ в 1999—2000 гг. на Кольской моноклинали основное внимание уделялось изучению верхнепалеозойской части разреза с целью выявления неструктурных ловушек нефти и газа (органо-генных построек каменноугольно-пермского возраста).

В результате этих работ на Кольском шельфе изучен разрез осадочного чехла до поверхности фундамента. Построены структурные карты по основным отражающим горизонтам, временные и глубинные разрезы. Прослежена зона выклинивания палеозойских и мезозойских отложений, а также выявлены рифогенные постройки в нижнепермско-каменноугольной карбонатной толще.

В 2000—2001 гг. МАГЭ проводит комплексные геолого-геофизические исследования в западной части Кольско-Канинского шельфа по сети профилей через 2—4 км (с детализацией через 1 км), включающие надводную гравиметрию, дифференциальную магнитометрию, НСАП и донное опробование (расстояние между станциями 7—15 км). По результатам работ

был построен комплект карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 100 000, сейсмоакустические и геолого-геофизические разрезы. Эти материалы, а также переработанные сейсмические данные систематизированы в тематической работе [222].

Результаты геолого-геофизических исследований отражены в отчетах и тематических работах (Н. М. Иванова, Р. Р. Мурзин, А. К. Боголепов, Н. В. Федухин, И. Я. Французов, В. В. Вербя, В. А. Журавлев, В. Е. Мельничий, Ю. Г. Самойлович, А. В. Скоробогатько, Д. А. Костин и др.).

Наиболее крупные обобщения представляют монографии [11, 34, 35, 138, 148, 169].

Работа по подготовке к изданию листа Госгеолкарты R-37, 38 продолжала планомерное изучение шельфа Баренцева моря. Результаты геолого-геофизических работ прошлых лет привлекались при камеральной обработке материалов и составлении карт.

Обеспеченность листа первичными данными приводится на картах фактического материала по видам работ, которые входят в цифровую базу данных. Картографическое оформление макетов, создание цифровых моделей геологических карт и схем комплекта, сопровождающих баз данных выполнено специалистами МАГЭ: Н. В. Маркиной, Е. В. Кравченко, М. В. Прокониной, Н. А. Глушко, А. А. Неупокоевой, при участии И. Ф. Заяц, В. Г. Ракиной, С. Ф. Солониной, А. В. Сотниковой. Модели карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения составлены сотрудниками ВСЕГЕИ: О. А. Воиновой и М. Ю. Ногиной. Карты геофизической основы подготовлены Е. Г. Васильевой, В. В. Васильевым, А. В. Зайончекон, Е. А. Тепляковой.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Осадочный чехол исследуемого района шельфа Баренцева моря, на основе анализа профилей МОВ ОГТ и сейсмоакустических разрезов (НСАП), расчленяется на ряд сейсмостратиграфических комплексов (ССК) и подкомплексов (ССПК). Их вещественная характеристика и возрастная привязка основывается на материалах поискового бурения, в том числе в западной норвежской части шельфа, и экстраполяции данных из восточных районов суши (о-в Колгуев, Печорская низменность).

Детальность расчленения разреза определялась структурно-формационными различиями, глубиной залегания толщ, а также качеством сейсмической записи на доступных материалах. Принятая сейсмостратиграфическая схема в основном согласуется с легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии [235]. Некоторые подразделения, в связи с появлением новых сейсмоакустических материалов, были расчленены более детально. Схема базируется на прослеживании поверхностей сейсмических несогласий по сети региональных профилей МОВ ОГТ. Для характеристики комплексов среднего палеозоя—мезозоя использовались данные сейсмоакустических исследований, полученные в ходе изучения площади листов в 2004—2005 гг.

В соответствии с «Легендой...», 2003», и «Схемой тектонического районирования» в шельфовой части листов выделены четыре структурно-формационные области: СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба (VII), СФО Финмаркенских поднятий (XI), Канино-Варангерская СФО (XII) и Печороморская СФО (XIII). В свою очередь, по особенностям тектонического строения и полноте разреза осадочного чехла, эти области разделены на структурно-формационные зоны (СФЗ) (см. «Геологическую карту...»). Для палеозоя и мезозоя в пределах СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба обособляется Южно-Баренцевская СФЗ (VII.4), в области Финмаркенских поднятий выделяются Федынская (XI.1) и Западно-Кольская (XI.2) СФЗ. Западной части Канино-Варангерской СФО (ранний—средний палеозой) соответствует СФЗ Кольской моноклинали (XII.1), для позднего девона—перми и мезозоя — Кольско-Финмаркенская СФЗ (XIII.3).

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов — границ сейсмокомплексов и подкомплексов, соответствующих структурно-вещественным комплексам палеозоя и мезозоя, показана на «Схеме корреляции

картографируемых подразделений» (см. «Геологическую карту...»). Особенности волновой картины в различных структурно-формационных зонах приведены на рис. 1–5.

Индексация опорных отражающих горизонтов в целом соответствует серийной легенде. Отличия обусловлены введением дополнительных отражающих горизонтов, главным образом, в пермской части разреза, с учетом данных ФГУП «Севморнефтегеофизика» [241].

Палеозойские ССК

Нижне-среднепалеозойский ССК ограничен снизу отражающим горизонтом *VI*, который отождествлен с поверхностью верхнепротерозойских образований. В рамках карты этот горизонт на сейсмических разрезах выделяется с различной степенью уверенности во всех структурных областях, за исключением центральной части Южно-Баренцевской синеклизы. В Печороморской СФО характерное отражение от поверхности фундамента наблюдается в районе Коргинской ступени, где ротационные блоки образуют выраженное угловое несогласие. По сейсмическим данным, интерпретированным Т. А. Кирилловой-Покровской [222], во внешней части Кольской моноклинали сейсмокомплексу соответствует волновая картина, характерная для отложений нижнего палеозоя Тимано-Печорской плиты.

Сверху сейсмокомплекс ограничивает отражающий горизонт *IV*. Этот горизонт является поверхностью несогласия эрозионного типа, срезающей кровлю силурийских и, возможно, ордовикских образований. В целом горизонт довольно уверенно прослеживается как в разрезе, так и по площади. Повышенная динамическая выразительность горизонта *IV* позволяют связать его с кровлей силурийских—нижнедевонских карбонатно-терригенных образований. В Печороморской области и Южно-Баренцевской СФЗ объем сейсмокомплекса *VI–IV* соответствует, предположительно, ордовику—силуру, а на северо-западе, в СФО Финмаркенских поднятий, возможно, включает и нижний девон. В СФЗ Кольской моноклинали образования комплекса выклиниваются, трансгрессивно налегая на поверхность верхнепротерозойского «основания».

Нижне-среднедевонский ССК ограничен в кровле отражающим горизонтом *III₂*, который имеет характер несогласия эрозионного типа с элементами налегания в подошве. Это несогласие отождествляется с поверхностью регионального размыва и рассматривается как подошва верхнедевонско(?)–нижнекаменноугольных отложений, которые залегают на разновозрастных породах от верхнего протерозоя до среднего девона. Как граница резкого углового и стратиграфического несогласия эта поверхность наиболее четко выражена на сейсмических разрезах в юго-западной части Печороморской СФЗ. Неровный, шероховатый характер отражения в совокупности с повышенной, изменчивой по латерали, амплитудной выразительностью свидетельствует о вероятной связи горизонта с вулканогенными образованиями. Нижне-среднедевонский сейсмокомплекс

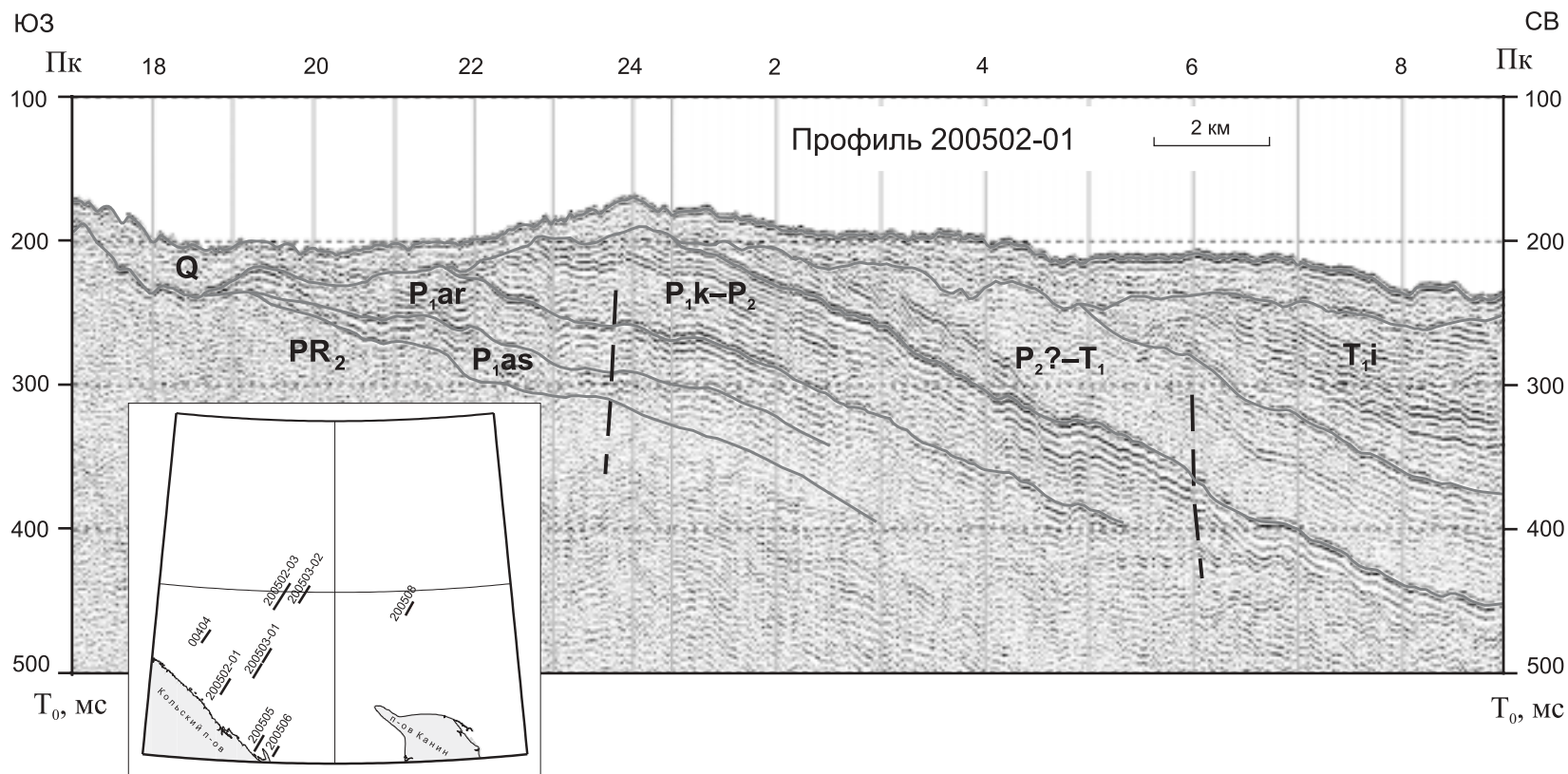


Рис. 1. Строение палеозойских комплексов в Северо-Кольской перикратонной области. (Интерпретация С. И. Шкарубо).

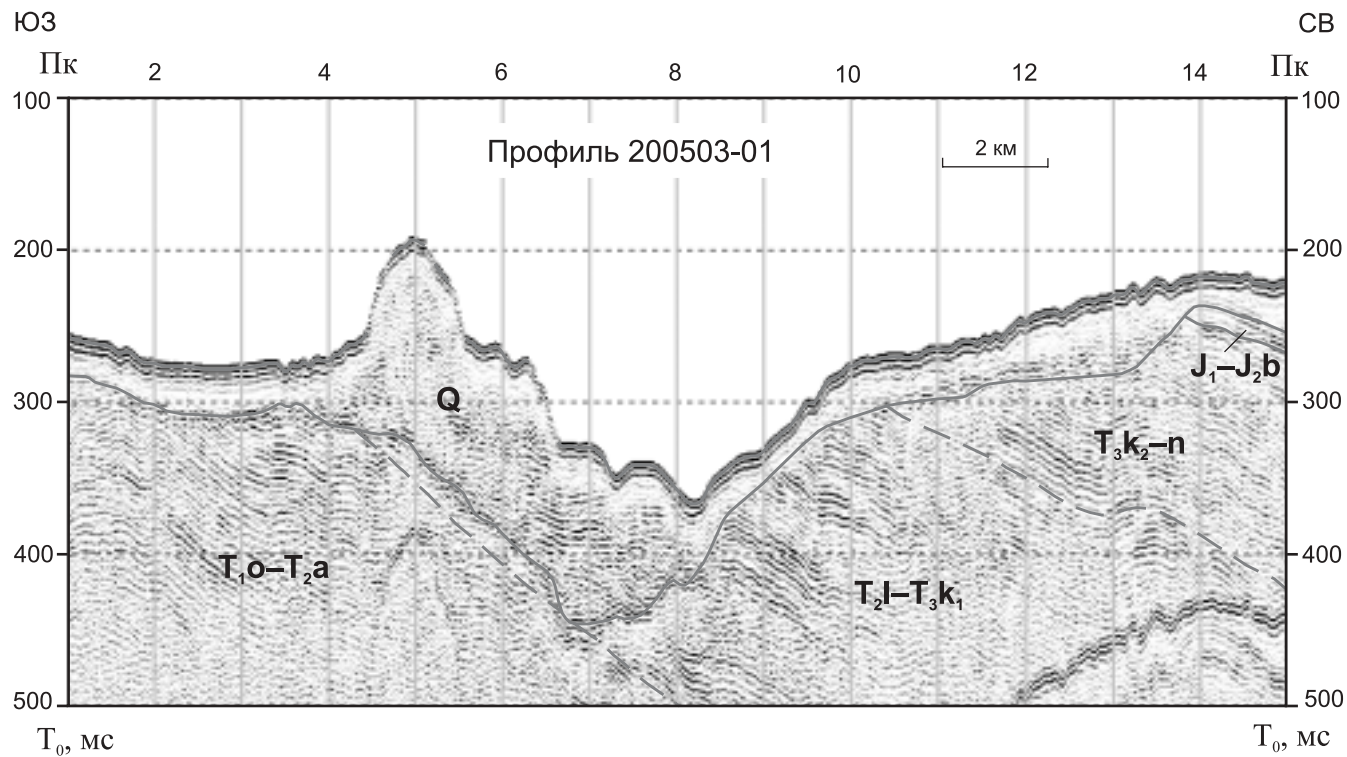


Рис. 2. Характерные особенности волнового поля триасовых отложений (Кольская моноκлинал). (Интерпретация С. И. Шкарубо).

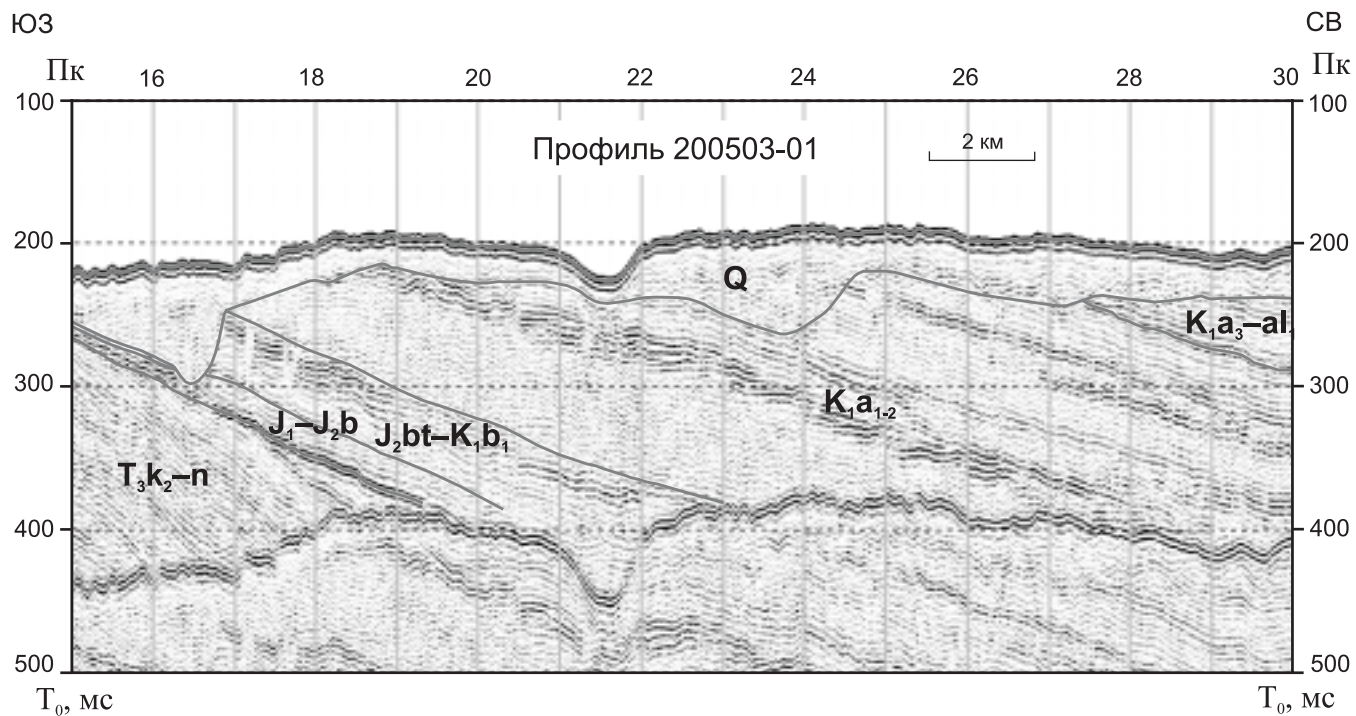


Рис. 3. Соотношение триасовых, юрских и нижнемеловых комплексов в зоне сочленения Кольской моноклинали и Южно-Баренцевской синеклизы. (Интерпретация С. И. Шкарубо).

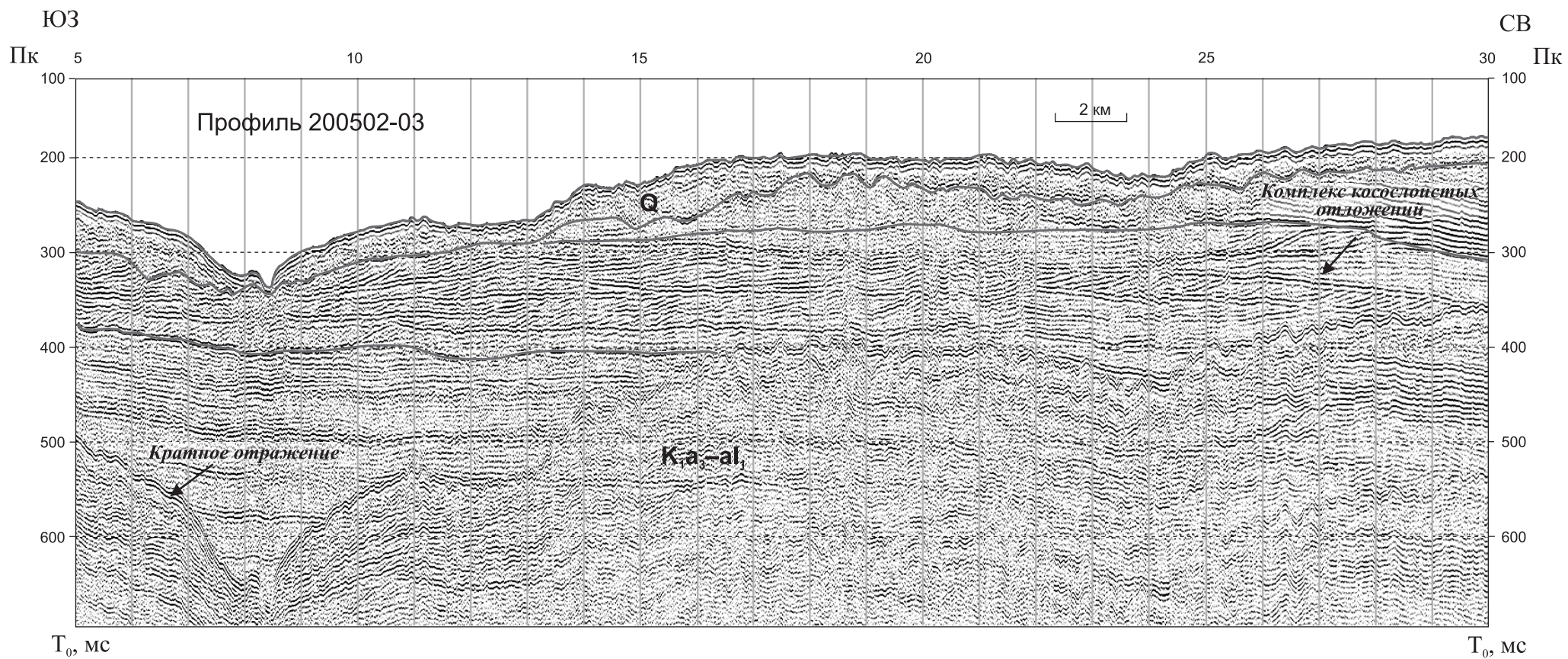


Рис. 4. Строение дельтовых комплексов в апт-альбских отложениях Южно-Баренцевской синеклизы. (Интерпретация С. И. Шкарубо).

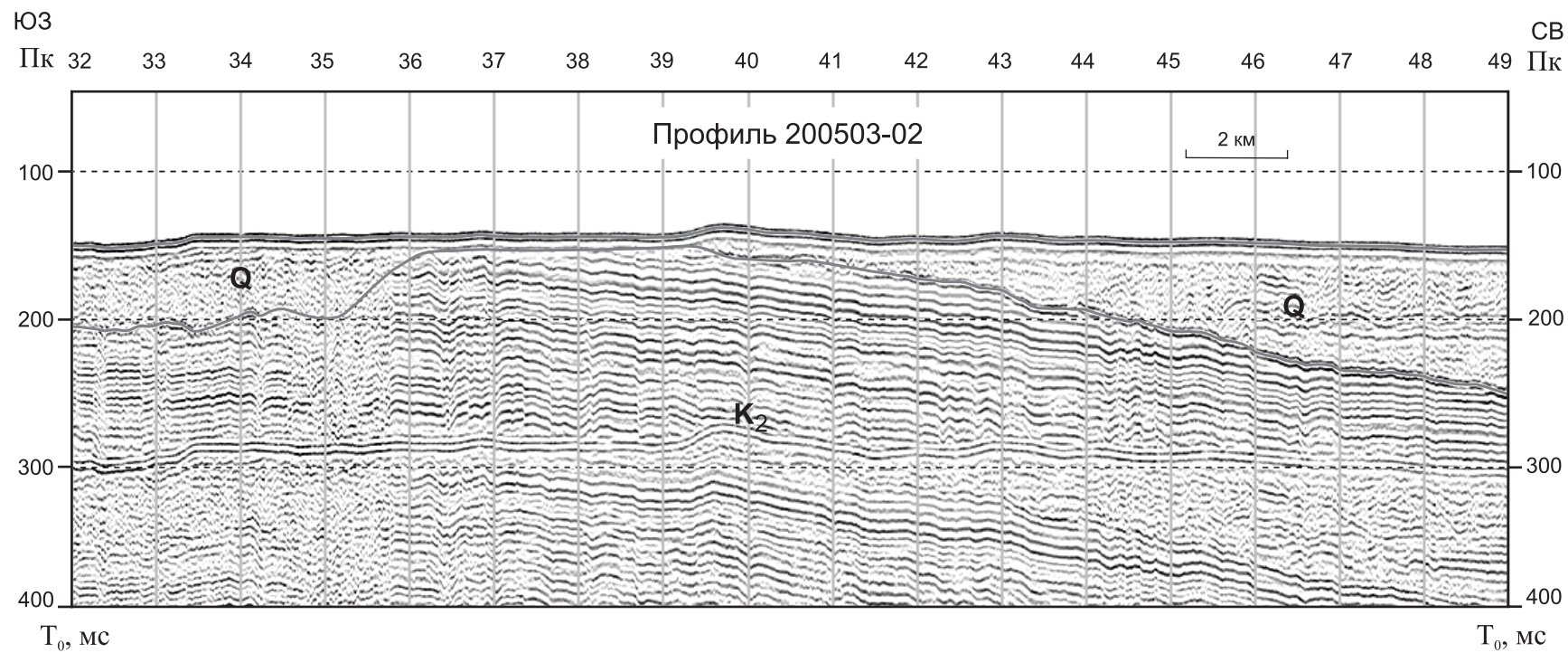


Рис. 5. Характер волнового поля в области распространения верхнемеловых отложений (Южно-Баренцевская синеклиза).
(Интерпретация С. И. Шкарубо).

выделяется почти повсеместно, за исключением отдельных выступов фундамента, в Печороморской СФО и распространен также в Южно-Баренцевской СФЗ.

Верхнедевонско-нижнепермский ССК ограничен снизу отражающим горизонтом III_2 , который имеет характер несогласия эрозионного типа с элементами налегания в подошве. Амплитудная выразительность горизонта III_2 и угловые несогласия по отношению к ниже- и вышепрслеживаемым отражениям свидетельствуют о тектонической активизации регионального характера в позднем девоне.

Его верхней границей служит опорный отражающий горизонт Ia , (на западе — Ia'), который приурочен к резкой смене фаций и характеризует кровлю карбонатов. Этот рефlector надежно опознается в Печороморской области и прослеживается в Южно-Баренцевской СФЗ. Сопоставление сейсмических материалов с данными бурения в Печороморской СФО указывает на диахронный характер этой регионально выдержанной поверхности. Возраст кровли карбонатов меняется от верхнего карбона—низов ранней перми до верхней части сакмарского—низов артинского яруса. При детальнх сейсморазведочных работах в нижнепермском интервале разреза выделяют пакет отражающих горизонтов: на границе карбона и перми, внутри ассельско-сакмарских образований и в кровле артинского яруса [46].

В области Финмаркенских поднятий отражающим горизонтом II_1 комплекс подразделяется на верхнедевонско-нижнекаменноугольный и среднекаменноугольно-нижнепермский подкомплексы.

В Кольско-Финмаркенской СФЗ, более детально изученной сейсморазведочными работами, внутри верхнедевонско-нижнепермского ССК прослеживается ряд отражающих горизонтов: III_3 , II_1 , $I-II$, Ia . Этими рефlectорами разрез подразделен на подкомплексы: верхнедевонский(?) (ССПК III_2-III_3), нижнекаменноугольный (ССПК III_3-II_1), средне-верхнекаменноугольный (ССПК II_1-I-II), ассельско-сакмарский (ССПК $I-II-Ia$) и артинский (ССПК $Ia-Ia'$).

Верхнедевонский ССПК (III_2-III_3). На Кольской моноклинали толща предположительно верхнедевонского возраста залегает непосредственно на протерозойском «основании». В этой зоне прослежен ряд грабен и горстов, мощность базальной толщи в которых варьирует от 150 до 50 м. Анализ сейсмических данных и увязка с результатами работ в прилегающем норвежском секторе позволяют заключить, что на Кольской моноклинали в составе верхнедевонского(?) комплекса будут преобладать терригенные породы: песчаники, алевролиты, аргиллиты.

Нижнекаменноугольный ССПК (III_3-II_1). Нижнекаменноугольные отложения представлены, по-видимому, преимущественно терригенной формацией, накапливающейся в континентальных, прибрежных и мелководно-морских условиях. По аналогии с данными бурения в норвежской части шельфа, в низах толщи предполагается развитие мощных песчаных пачек нижнего визе.

Средне-верхнекаменноугольный ССПК (II_1-I-II) характеризуется подошвенным прилеганием отражающих границ к

поверхности несогласия (*ОГ II₁*), которая отражает перерыв в осадконакоплении в серпуховское и раннебашкирское время. Карбонатный комплекс отложений среднего карбона накапливался в условиях стабильной карбонатной платформы, охватывавшей огромные территории к западу (платформа Финмарк) и востоку (акватория Печорского моря) от Кольской моноклинали. В западной и центральной части моноклинали в волновом поле выявлены многочисленные аномалии типа «риф», которые отображают органогенные постройки [222, 241].

Ассельско-сакмарский ССПК (*I–II–Ia*). Количество аномалий сейсмической записи типа «риф» в волновом поле этого подкомплекса, относительно верхнекаменноугольного, резко сократилось, и здесь отмечены только единичные аномалии, приуроченные к разломам. Отложения представлены, вероятно, мелководно-морскими и литоральными фациями. В разрезах скважин на Финмаркенской «платформе» наблюдается чередование биогермных известняков, доломитов, эвапоритов. Рифогенные породы и продукты их разрушения составляют половину мощности разреза.

Артинский ССПК (*Ia–Ia'*). Толща комплекса, ограниченного горизонтами *Ia* и *Ia'* представляет собой линзу, утолщение которой сформировано двумя пологими, перекрывающими друг друга клиноформами. Оси синфазности, контролирующие кровли клиноформ, по схеме подошвенного прилегания сходятся с горизонтом *Ia* и срезаются горизонтом *Ia'* в кровле подкомплекса. По описанию Т. А. Кирилловой-Покровской, характерной особенностью артинского подкомплекса является изменение динамической выразительности горизонта *Ia* и внутренних осей синфазности как по профилю, так и по площади. С глубиной амплитудная выразительность колебания *Ia* ослабевает, а затем облик этого отражения принимает шероховатый вид.

Потеря динамической выразительности горизонта *Ia* сопровождается усилением амплитудной выразительности оси синфазности над ним. В свою очередь потеря динамической выразительности этой оси синфазности сопровождается усилением амплитудной выразительности следующей, коррелирующей выше. Сейсмостратиграфический анализ и данные бурения свидетельствуют, что стратиграфический уровень горизонта *Ia* изменяется от ранней к поздней перми в западном направлении, что, по-видимому, и находит свое отображение в волновом поле артинского подкомплекса [222].

Кунгурско-верхнепермский ССК в кровле ограничен горизонтом *I (A)*, имеющим признаки эрозионной поверхности. Формирование этого несогласия обусловлено региональной регрессией на рубеже перми–триаса, соответствующей позднегерцинской фазе тектонической активизации. На юго-востоке шельфа Баренцева моря верхнепермские отложения представлены всеми отделами и отличаются значительной мощностью. В районе Кольской моноклинали относительно мощные терригенные толщи кунгура–верхней перми постепенно замещаются кремнисто-карбонатным разрезом Финмаркенского типа. В Норвежской части шельфа мощность кунгурских отложений составляет 20–50 м, отложены они в

условиях иловых впадин с терригенной седиментацией. Мощность верхнепермских отложений составляет около 100 м.

В нижней части комплекса отмечаются многочисленные линзовидные тела, которые располагаются над *ОГ Iа*, а по мере погружения кунгурско-верхнепермской толщи переходят выше по разрезу на другие стратиграфические уровни. Разрез верхней части комплекса насыщен сериями наклонных в северо-восточном направлении горизонтов. Рисунок волнового поля, отражающий строение кунгурско-верхнепермского осадочного комплекса, представляет собой клиноформную модель. В разрезе Кольской моноклинали выделено до семи клиноформ. Сейсмофациальный анализ, проведенный Т. А. Кирилловой-Покровской, показал, что формирование клиноформной толщи отложений происходило в условиях бокового наращивания берега относительно глубоководного морского бассейна за счет обильного поступления осадков, предположительно, с двух направлений, сначала с юго-запада, а потом и с юго-востока [222]. Мощность клиноформной толщи изменяется от 0,5 до 1,5 км, увеличиваясь по мере погружения в северо-восточном направлении.

Кунгурско-казанская часть разреза в скв. 7128/6-1, расположенной в норвежском секторе Канино-Варангерской СФО, представлена кремнистыми известняками и спикулитами, т. е. отложениями относительно глубоководных впадин мощностью до 120 м. Учитывая это обстоятельство, можно предполагать, что клиноформная толща, слагающая верхнюю часть сейсмокомплекса, имеет более молодой возраст (татарский ярус верхней перми(?)) — часть индского яруса нижнего триаса). Ее формирование, вероятно, отражает аплифт северной части Балтийского щита и каледонид Норвегии [179]. Поэтому в Кольско-Финмаркенской СФЗ выделяются два подкомплекса: собственно кунгурский—верхнепермский ССПК, с горизонтом I_2 в кровле, и верхнепермский (предположительно казанский)—нижнетриасовый (нижнеиндский) ССПК, отвечающий клиноформной толще.

Характер отражения палеозойских сейсмокомплексов в сейсмоакустической записи в области их последовательного выклинивания на Кольской моноклинали показан на рис. 1.

Мезозойские ССК

Триасовый ССК выделен между отражающими горизонтами *I (А)* и *Б* во всех структурно-формационных областях Баренцевоморского шельфа. Горизонт *Б* имеет характер несогласия типа «эрозионный срез» или «прилегание в кровле». В большинстве глубоких скважин между триасовыми и юрскими отложениями установлен (или предполагается) стратиграфический перерыв [12]. Судя по характеру сейсмической записи, фациальный состав терригенной толщи изменяется как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Отложения характеризуются ритмичным строением и представлены глинами, аргиллитами, песчаниками и алевролитами, что находит отражение в сейсмоакустической записи чередованием выдержанных довольно интенсивных пакетов отражений (рис. 2). В позднем

триасе отмечается увеличение доли алеврито-песчаных пород. На сейсмических разрезах между горизонтами I (A) и B выделяются несколько отражений, отличающихся протяженностью и интенсивностью. Это позволяет выделить в разрезе триаса ряд подкомплексов.

Нижнетриасовый (индский) ССПК ограничен в кровле горизонтом A_1 с переменной амплитудной выразительностью и признаками поверхности несогласия. Горизонт A_1 имеет региональное распространение и связан с регрессивными фациями индского яруса. На большей части шельфа в индское время осадконакопление происходило в условиях мелководного шельфа, где отлагались песчаники, алевролиты и гравелиты. По данным бурения, на Северо-Кильдинской площади к горизонту A_1 приурочен пласт газонасыщенного песчаника в верхней части преимущественно глинистых отложений индского яруса.

Оленекско-анизийский ССПК (A_1-A_2). Горизонт A_2 также имеет признаки поверхности несогласия. В пределах Северо-Кильдинской структуры (скв. 80) горизонт A_2 обусловлен пластом песчаника с аномально низкой скоростью и плотностью в глинисто-алевролитопесчаной толще анизийского яруса. Конфигурация горизонта аналогична поверхности A_1 , что свидетельствует об однотипности генезиса этих границ, отражающих, по-видимому, регрессивные фазы осадконакопления в нижнем и среднем триасе, когда отложения накапливались в субконтинентальных или континентальных, возможно, в дельтовых условиях. Поверхность A_2 осложнена структурными формами аккумулятивного типа.

Ладинско-верхнетриасовый ССПК (A_2-B) выделяется в Финмаркенской области. В других зонах в ладинско-верхнетриасовой части разреза прослежена серия горизонтов. Из них наиболее протяженным и амплитудно выраженным является горизонт A_3 , который в сторону суши имеет тенденцию приближения или схождения с эрозионной поверхностью горизонта B . На Мурманской площади (скв. 24) горизонт A_3 приурочен к пласту песчаника в средней части песчано-глинистых отложений верхнего триаса. По-видимому, горизонты серии A_3 в верхнетриасовых отложениях характеризуют сложные фациальные переходы, обусловленные последовательным осадконакоплением по мере развития бассейна. Наиболее сложная форма отражений серии A_3 фиксируется в северной части Кольской моноклинали, где характер сейсмической записи позволяет предполагать развитие песчаных баров. Кроме того, здесь отмечаются слабые врезы, а фрагменты непротяженных, резко меняющихся по амплитуде отражений позволяют предполагать дельтовые условия осадконакопления. Горизонт A_3 в этой структурно-формационной зоне разделяет ладинско-верхнетриасовую толщу на два подкомплекса: ладинско-нижнекарнийский (A_2-A_3) и верхнекарнийско-норийский (A_3-B).

В Печороморской СФО в триасовых отложениях выделяют [259] отражающие горизонты A_{11} (нижний триас, на о. Колгуев соответствует кровле чаркабожской свиты), A_2 (средний триас, в материковых районах прослеживается внутри шапкинской серии), A_2' (верхи среднего триаса, на о. Колгуев и материковых зонах Печорской СФО расположен в подошве нарьянмарской свиты).

Юрско-нижеберриасский ССК заключен между отражающими горизонтами B и B' . Отражающий горизонт B' принят в качестве границы, разделяющей юрско-нижеберриасские отложения и вышележащие комплексы мела. Этот горизонт был выделен по результатам работ «Севморнефтегеофизики» [206]. Он прослеживается на фазу выше опорного горизонта B , который формируется в толще верхнеюрских черных глин и является наиболее устойчивым, динамически выраженным репером в мезозойской части разреза.

В пределах Кольско-Финмаркенской СФЗ, где комплекс выходит на поверхность предчетвертичного денудационного среза, в верхней части юрско-нижеберриасского интервала осадочного чехла на сейсмоакустических временных разрезах прослеживается пакет высокоинтенсивных отражений мощностью до 20 мс. Вероятно, этот волновой пакет является аналогом глинистой толщи, заключенной между горизонтами $B-B'$ (рис. 3). Другая характерная особенность данного интервала разреза — развитие многочисленных бескорневых разрывных нарушений, отчетливо проявленных и на разрезах МОВ ОГТ.

Горизонт B_2 разделяет юрско-нижеберриасский интервал на два подкомплекса: нижеюрско-байосский и батско-нижеберриасский.

Меловой ССК охарактеризован серией отражающих горизонтов с индексом G (G_n, G_1, G_1', G_2). Цифровые сейсмоакустические данные, полученные МАГЭ в 2004–2005 гг., позволили более детально, по сравнению с серийной легендой, расчленить толщу мела и проследить распространение подкомплексов по площади. По особенностям волновой картины, положению в разрезе, увязке с данными бурения в восточных районах были выделены сейсмические подкомплексы: валанжин-барремский ($B'-G_n$), ниже-среднеаптский (G_n-G_1), верхнеаптско-нижеальбский (G_1-G_1'), средне-верхнеальбский ($G_1'-G_2$), верхнемеловой (G_2-D).

В отложениях верхнего апта—альба в области сочленения Южно-Баренцевской впадины и Кольской моноклинали прослежен своеобразный комплекс, состоящий из пакетов косослоистых отражений, возможно, дельтового генезиса (рис. 4).

Наиболее полный разрез меловых отложений, включая верхний отдел (рис. 5), установлен в Южно-Баренцевской СФЗ, с постепенным выходом на поверхность денудационного среза все более древних отложений в направлении от центра к периферии бассейна.

В Печороморской СФО выделены два подкомплекса: верхнеберриас-барремский ($B-G_n$) и апт-альбский (G_n-D).

Кровлей мелового ССК служит эрозионная поверхность предчетвертичного среза (отражающий горизонт D), которая уверенно идентифицируется на большей части изученной площади шельфа.

СТРАТИГРАФИЯ

Площадь листа R-37, 38 расположена в области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ и включает фрагменты Балтийского щита с Северо-Кольской перикратонной областью, Тимано-Печорской и Баренцевской плит.

В геологическом строении северо-восточной части Балтийского щита принимают участие позднеархейские, редко позднепротерозойские и палеозойские образования, перекрытые маломощным чехлом четвертичных отложений. В шельфовой области Северо-Кольского перикратонного опускания на архейском фундаменте залегает нерасчлененная толща верхнего протерозоя, возможно включающая образования рифея и венда.

Тимано-Печорская плита представлена морской частью Печорской синеклизы и Канино-Северотиманским мегавалом. Рифейские осадочно-метаморфические толщи, образующие фундамент эпибайкальской плиты, выступают на поверхность в Канинском горсте и перекрыты в пределах Барминской и Шойнинской ступеней нижнесилурийскими, верхнедевонскими, каменноугольными, пермскими, нижнетриасовыми и редуцированными средне-верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями. Широко распространены четвертичные образования разного генезиса.

Разрез осадочного чехла Баренцевской плиты и Печорской синеклизы сложен образованиями палеозоя, мезозоя и кайнозоя, разделенными на сейсмокомплексы, сеймоподкомплексы и сеймотолщи. Увязка картографируемых подразделений в различных структурно-формационных зонах и привязка их к сейсмическим отражающим горизонтам приведена на схеме корреляции донеоплейстоценовых образований (см. «Геологическую карту...»). Основные структуры, упоминаемые при описании стратиграфических подразделений, показаны на схеме тектонического районирования (см. «Тектоническую схему»).

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ (ЛОПИЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

В соответствии с легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000/3 на рассматриваемой территории к лопию отнесены породы колмозерской и поросозерской серий, распространенные в пределах Колмозеро-Воронинской подзоны Титовско-Поросозерской

шовной межблоковой зоны. Образования колмозерской серии, по данным изотопного датирования отнесены к среднему лопию, а поросозерская — к верхнему [47].

СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА (LP₂)

В сводной легенде Северо-Карско-Баренцевоморской серии среднелопийские образования разделены на рокковский (LP₂²) и нялмозерский (LP₂¹) региональные надгоризонты, временная граница между которыми проведена на рубеже 2900 млн лет. Стратифицированные образования нялмозерского надгоризонта на территории листа не установлены.

Рокковский надгоризонт (LP₂²)

Колмозерская серия (LP₂²*kl*) закартирована в структуре Колмозеро-Воронья. Серия сложена сероцветными биотитовыми гнейсами, часто с гранатом и (или) роговой обманкой, и сланцеватыми амфиболитами, участками с реликтами вулканических структур, а также амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, порфироидами и лептитами. На более детальных картах в составе серии выделяются (снизу вверх): лязозерская толща, полмостундровская и вороньтундровская свиты.

Лязозерская толща сложена биотитовыми гнейсами, частью с гранатом и ставролитом или роговой обманкой и реликтами ритмичной слоистости. Из первоначального объема лязозерской толщи в процессе ГДП и научных исследований выведены поросозерские конгломераты. Возраст метаморфизма гнейсов 2770 ± 40 млн лет. Контакты гнейсов лязозерской толщи с породами Кольского метаморфического комплекса и плагиогранитоидами раннего лопия тектонические. Мощность толщи до 200 м. Полмостундровская свита включает амфиболиты, по химическому составу соответствующие толеитовым базальтам, содержащие пласты и линзы актинолит-хлоритовых сланцев состава коматиитов и магнетит-амфиболовых сланцев, которые вверх по разрезу постепенно сменяются лейкократовыми амфиболитами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми плагиосланцами, порфироидами, по химическому составу соответствующими андезибазальтам, андезитами и андезидацитами. В породах отмечены миндалекаменные и порфировые структуры. Контакт с нижележащими гнейсами лязозерской толщи нормальный стратиграфический. Вороньтундровская свита представлена микрогнейсами и плагиосланцами биотитовыми и двуслюдяными амфибол- и гранатсодержащими, порфироидами и лептитами. По химическому составу они отвечают дацитам и риодацитам. Переход от полмостундровской к вороньтундровской свите постепенный, через зону переслаивания. Суммарная мощность вулканогенной части разреза колмозерской серии в структуре Колмозеро-Воронья 1100 м. Возраст жильных кварцевых порфиров, комагматичных металавам вороньтундровской свиты (U-Pb метод по цирконам), равен 2828 ± 8 млн лет. [91].

ВЕРХНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА (LP₃)

Гимольский надгоризонт

Поросозерская серия (LP_{3pr}) состоит из гнейсов и плагиогнейсов с амфиболом или гранатом, ставролитом, кианитом или андалузитом, кордиерит-андалузитовых сланцев с реликтами осадочных текстур, а также метабазальтов и риолитов с линзами полимиктовых метаконгломератов в основании. Возраст серии определяется тем, что в базальных конгломератах встречается галька гранитоидов, возраст которых варьирует в пределах 2760–2745 млн лет, и все породы секутся жилами турмалиновых гранитов с возрастом от 2760 ± 15 (Pb-Pb) до 2670–2640 млн лет (Pb-Sr и Th-Pb).

В обобщенном виде разрез поросозерской серии слагают (снизу вверх): биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы с линзами конгломератов в основании (мощностью до 500 м); кордиерит-андалузитовые гнейсы и сланцы с горизонтами метабазальтов и метариолитов. В состав серии эти образования включены условно, так как существуют разные точки зрения на их происхождение. [49].

Солдатмыльковская свита (LP_{3sm}) выделена в самостоятельное подразделение, так как залегает несогласно как на породах поросозерской, так и колмозерской серий. Свита сложена биотит-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами, нередко с кианитом, ставролитом или андалузитом, кварцитовидными породами и конгломератами.

Мощность более 200 м.

Породы солдатмыльковской свиты секутся позднеархейскими редкометалльными пегматитами, что явилось основанием для отнесения этой свиты к верхнелопийской эратеме [49].

АРХЕЙ–РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нерасчлененные образования архея–раннего протерозоя (AR–PR₁) выделены на разрезе по сейсмическим данным западнее п-ова Канин, как акустический фундамент, подстилающий слоистую, слабо дислоцированную толщу рифейских пород. По составу они, вероятно, аналогичны комплексам, обнаженным в пределах Кольского полуострова.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (РИФЕЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

Рифейские образования изучены в Тимано-Печорской области, где они выступают на поверхность в Канинском горсте. За основу их расчленения принята легенда ГСП-50, разработанная Б. А. Горностаем [210, 211] на базе рабочей стратиграфической схемы докембрия Европейского Севера СССР [76]. Эта же схема использована в Северо-Карско-Баренцевоморской серийной легенде ГГК-1000 для Канинской СФО.

В пределах Канинского горста породы рифея смяты в сложную систему складок, для которой характерно чередование зон крутого моноклиального, иногда запрокинутого залегания и зон мелкой складчатости, однако не нарушающей общей стратиграфической последовательности разреза. Шойнинская ступень характеризуется блоковым строением рифея, в отдельных блоках залегающего субгоризонтально.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Средний рифей на рассматриваемой площади Канинской СФО выделяется в объеме тархановской серии, которая по ряду признаков [76] сопоставляется с четлаской серией среднего рифея Тимана. В составе серии, общей мощностью около 6400 м, выделены варысальская, мязгинская и нюдерская свиты.

Варысальская свита (RF_{2vr}) изучена в пределах горста, контакт ее с нижележащей микулинской серией наблюдался южнее рамки листа, а контакт с вышележащей мязгинской свитой тектонический. Участками образования свиты с резким несогласием перекрыты палеозоем. Свита сложена светлыми среднезернистыми гранат-мусковит-биотитовыми кристаллическими сланцами с прослоями темных, серых и зеленоватых средне-мелкозернистых тонкослоистых амфиболитов и кварцито-песчаников. Мощность свиты 1500 м.

Мязгинская свита (RF_{2mz}) закартирована только в пределах Канинского горста в узкой (до 8 км) полосе северо-западного простирания. Нижняя граница свиты не наблюдалась, а выше согласно залегает нюдерская свита. Свита сложена гранат-плагиоклаз-мусковит-биотитовыми, альбит-мусковит-биотитовыми сланцами с подчиненными кварцито-песчаниками, амфиболитами и карбонат-полевошпат-амфибол-кварцевыми породами. В отдельных горизонтах наблюдается косая и волнистая слоистость, что характерно для этой свиты. Мощность свиты 3000 м.

Нюдерская свита (RF_{2nd}) распространена в водораздельной части кряжа Канин Камень, где с четким контактом залегает на мязгинской свите, имея в основании пачку косослоистых кварцито-песчаников. Со стратиграфическим несогласием она перекрывается отложениями верхнего рифея. Свита сложена биотит-хлоритовыми сланцами с прослоями кварцито-песчаников. Среди аксессуарных минералов характерны муассонит, корунд, дистен, ставролит и рутил. Мощность свиты оценивается в 1900 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Отложения среднего–верхнего рифея (RF_{2-3}) закартированы в Кольской СФО Балтийского щита в виде узкого тектонического клина на п-ове Святой Нос, где составлен следующий разрез [27]:*

* Здесь и далее мощность приведена в метрах.

1. Красноцветные конгломераты крупно- и мелкогалечные с редкими мелкими валунами, преимущественно кварцевые, плохоокатанные	0,2
2. Кварцевые песчаники разнозернистые с прослоями песчано-глинистых сланцев. Песчаники темно-серые и серые глауконитсодержащие, горизонтально-слоистые	2
3. Преимущественно мелкозернистые песчаники, песчаные сланцы и алевролиты. В маломощных (2–3 см) прослоях среднезернистых песчаников видна косая слоистость. Поверхности напластования сланцев иногда волнистые и имеют знаки ряби	7,5

До настоящего времени возраст этих отложений не определен точнее, чем средний—верхний рифей. Строение верхнепротерозойских образований в непосредственной близости от мыса Святой Нос показано на рис. 6.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Образования верхнего рифея в Канинской СФО представлены табуевской и кийской сериями. Для обоснования возраста впервые привлекаются микрофитофоссилии. В составе табуевской серии выделены мадахинская, падлейская и горелорецкая свиты.

Наиболее полный разрез мадахинской свиты (RF_{3md}) изучен в северо-западной части горста, на побережье Баренцева моря. Свита, местами с угловым несогласием, залегает на образованиях среднего рифея. Она представляет собой слабо метаморфизованную турбидитовую толщу, сложенную в нижней части биотит-альбит-серицит-хлоритовыми микросланцами с прослоями кварцито-песчаников и терригенно-карбонатных пород, в средней части преобладают тонкогоризонтально-слоистые кварцито-песчаники, а в верхней — снова монотонными сланцами. Позднерифейский возраст мадахинской свиты принят по присутствию микрофитолитов *Vesicularites enormis* (определение З. А. Журавлевой) и микрофитофоссилий *Leiavalia habityynalis Puch* (определение И. А. Сиверцева). Мощность свиты 3500 м.

Падлейская свита (RF_{3pd}) залегает согласно на мадахинской и также согласно перекрывается горелорецкой свитой. Наиболее полный разрез падлейской свиты обнажен в верховьях р. Падлей и на ее правом притоке — р. Горелая, где наблюдается переслаивание желтовато-серых кварцито-песчаников и серицит-хлоритовых тонкоплитчатых карбонатных пород со строматолитовыми текстурами. Для нижней части разреза характерно широкое развитие градационных текстур. Возраст свиты принят на основании комплекса микрофитофоссилий, общего с мадахинской свитой. Отложения падлейской свиты сопоставляются с ямбозерской свитой барминской серии Северного Тимана. Мощность падлейской свиты 1900 м.

Горелорецкая свита (RF_{3gr}) закартирована в северо-восточной части Канинского горста, где вскрыта рядом буровых скважин и обнажается по долинам рек. Образования горелорецкой свиты завершают разрез рифея мыс Канин и с угловым несогласием перекрываются отложениями

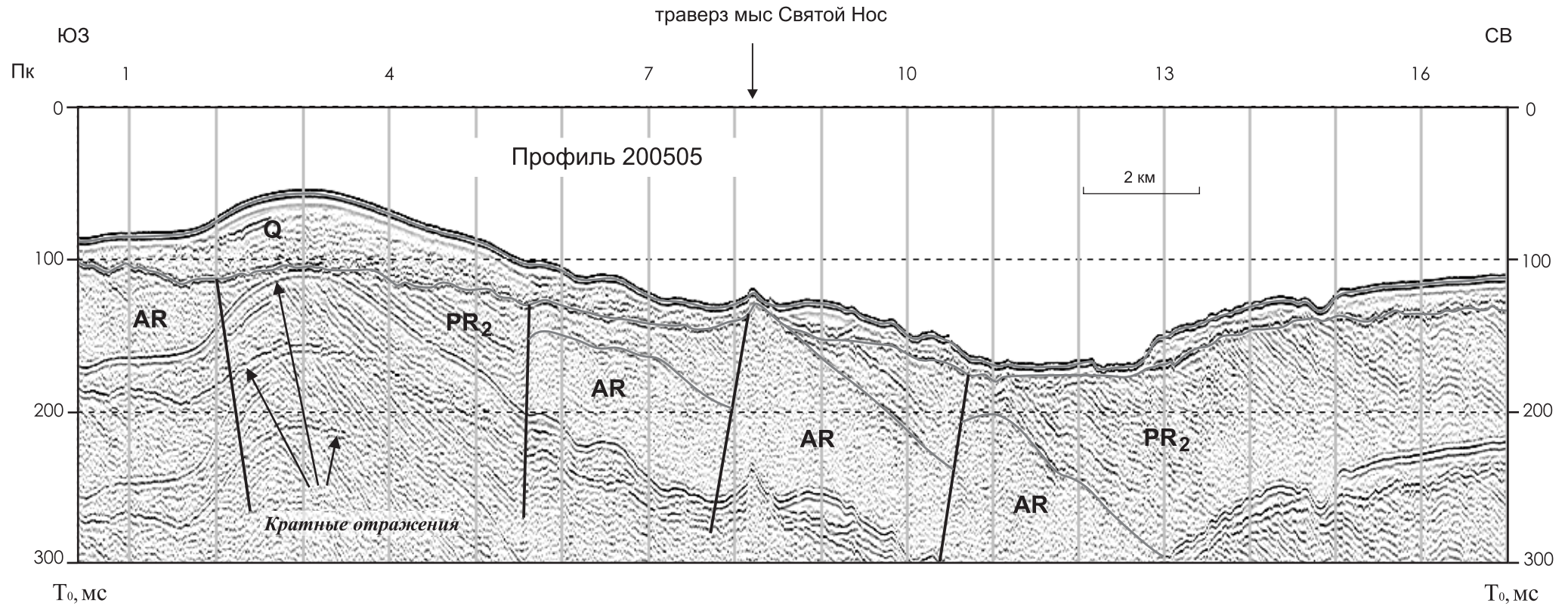


Рис. 6. Строение верхнепротерозойских образований Кильдинско-Святоносской ступени. (Интерпретация С. И. Шкарубо).

палеозоя. Свита сложена хлорит-серицитовыми микрозернистыми сланцами с градационной ритмичной слоистостью, включающими прослойки карбонатных кварцито-песчаников. В составе ритмов элементарных слоев постоянно присутствует железистый доломит и анкерит. В составе микрофитофоссилий выявлены позднерифейские формы *Protosphaeridium* cf. *densum* Tі m. Горелорецкая свита сопоставляется с потчуркской свитой верхнего рифея Среднего Тимана.

Мощность горелорецкой свиты более 1000 м.

В составе формационного ряда верхнего докембрия кряжа Канин Камень выделяются следующие формации (снизу вверх): глинисто-песчано-алевритовая (варысальская свита), глинистая темносланцевая (аспидная), участками ассоциируется с метадолеритовой (мязгинская и нюдерская свиты), карбонатно-терригенная (табуевская серия).

Мостовихинская толща (RF_{3ms}) отнесена Г. М. Черемхиной (1999) к кийской серии, приуроченной к Шойнинской ступени. Она вскрыта буровыми скважинами. Скв. 6 в интервале 59,4–260 м вскрыла толщу темно-серых филлитовидных кварц-серицитовых и серицит-кварцевых графитсодержащих сланцев. Графит образует тонкие прерывистые прослойки. Породы рассланцованы в двух взаимно перпендикулярных направлениях. По плоскостям сланцеватости развиты тонкие кварц-пиритовые и карбонат-кварцевые прожилки. Нижняя граница толщи не вскрыта, ее мощность более 150 м.

Выделенный И. А. Сиверцевой комплекс микрофитофоссилий похож на комплекс из образцов табуевской серии, но отличается большим разнообразием.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ (PR₂)

Нерасчлененные верхнепротерозойские образования показаны на карте в пределах акватории Баренцева моря, структурно принадлежащей к Восточно-Европейской платформе (Приморская СФЗ). По формационной принадлежности и составу они являются аналогами кильдинской серии среднего—верхнего рифея [47]. По сейсмическим данным, мощность достигает 4500 м.

ВЕНД-КЕМБРИЙ(?)

Венд-кембрийские (?) образования (V–Є?) выделены предположительно в основании осадочного чехла Тимано-Печорской плиты (Печороморская СФО) по характерным аномалиям в сейсмическом волновом и гравитационном полях [46]. Они показаны только на схеме корреляции. Заполняя глубокий прогиб фундамента, эта толща отличается признаками слоистого субгоризонтального залегания и значительным дефицитом плотности по отношению к вмещающим породам верхнего протерозоя. Вероятнее всего, она относится к раннеплатформенному вулканогенно-осадочному комплексу и представлена молассовыми формациями

(туфогенно-обломочными породами полимиктового состава: конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками, алевротуфами) и связанными с ними магматическими породами преимущественно кислого состава [118]. В материковой части Тимано-Печорской провинции отложения венда (сандивейская свита) установлены в южной части Хорейверской впадины в скважинах 1–4 (Сандивей). Свита представлена красно-коричневыми и серыми грубозернистыми туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками с прослоями кварц-серицитовых сланцев. Для всех пород характерен очень слабый метаморфизм [201].

На Северном Тимане фаунистически не охарактеризованные слабо-метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы венда(?) вскрыты скв. 379а и выделены в лямчинскую свиту мощностью 33,9 м. В ее составе определены метадиабазы, туфопесчаники, туффиты, туфы, филлиты, туфолавы, кварцито-песчаники, алевритовые сланцы. Возраст серицита из сланцев свиты, определенный калий-аргоновым методом, составляет около 570 млн лет, что отражает возраст динамометаморфизма и устанавливает верхний предел их возрастной принадлежности.

Нерасчлененные отложения верхнего венда мощностью до 600 м развиты в Горле Белого моря, вблизи южной рамки изученных листов. Они представлены в сейсмозаписи чередованием неслоистых, слабослоистых и отчетливо слоистых пакетов, причем последние доминируют в верхней половине разреза. Не исключено, что в составе толщи присутствуют горизонты пород, относимые к нижнему кембрию. Общая мощность колеблется в пределах 500–1500 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские образования широко распространены на рассматриваемой площади и достигают значительной мощности, но большей частью они скрыты под мезозойским чехлом и выступают на дочетвертичную поверхность только в структурах обрамления плит (Северо-Кольское перикратонное опускание, Канино-Северотиманский мегавал).

По геофизическим данным, к поверхности верхнепротерозойских (рифейских) образований, развитых в пределах Кольской моноклинали и верхней части склона Южно-Баренцевской впадины, примыкает осадочный клин ниже-среднепалеозойских платформенных отложений, который перекрывается верхнедевонско(?)–пермской толщей [222], выходящей на поверхность денудационного среза по мере приближения к береговой линии.

Наиболее полно отложения палеозоя изучены в разрезе осадочного чехла Печорской синеклизы (на о-ве Колгуев), на п-ове Канин и Северном Тимане, а пермско-каменноугольных — также на платформе Финмаркен (рис. 7).

Кольско-Канинская
моноклиналь

Печороморская СФО (о-в Колгуев)

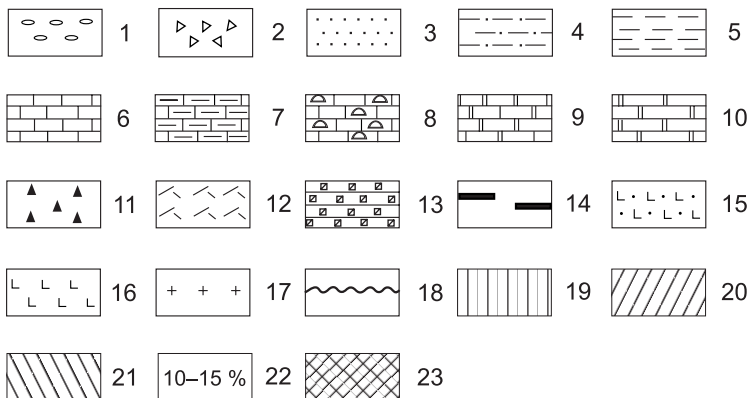
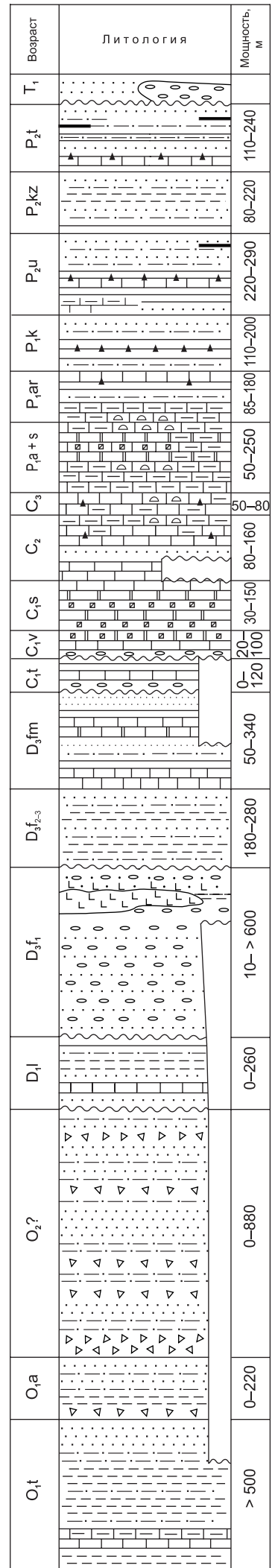
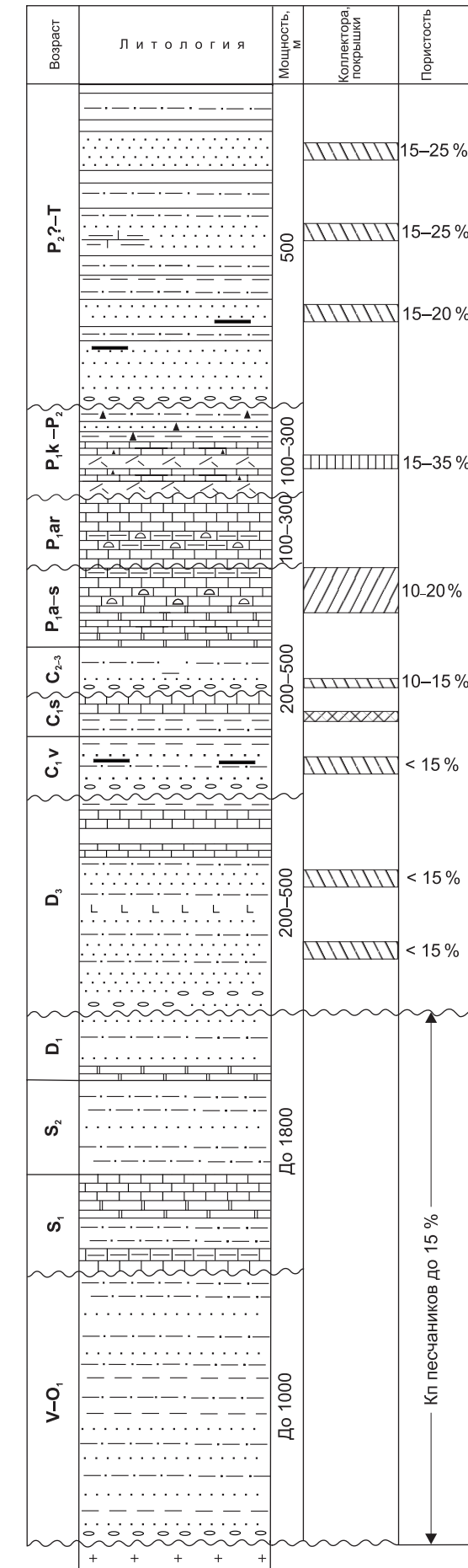


Рис. 7. Сводные разрезы палеозойских отложений. Составили К. Г. Вискунова, Л. Г. Пovyшева.

1-17 — литологический состав: 1 — конгломераты, 2 — седиментационные брекчии, 3 — пески и песчаники, 4 — алевриты и алевролиты, 5 — глины и аргиллиты, 6 — известняки, 7 — известняки глинистые, 8 — известняки органогенные, 9 — известняки доломитизированные, 10 — доломиты, 11 — кремни, 12 — спикюлиты, 13 — ангидриты, 14 — угли, 15 — туфогенные породы, 16 — изверженные породы основного состава, 17 — кристаллический фундамент; 18 — границы стратиграфических несогласий; 19-21 — тип коллектора: 19 — кремнистый (спикюлиты); 20 — карбонатный; 21 — терригенный; 22 — величина открытой пористости; 23 — покрывки.

ОРДОВИК–СИЛУР

Сейсмокомплекс VI–IV (S_0-S). Нерасчлененные ордовикско-силурийские образования показаны только на схеме корреляции в Печоро-морской СФО.

Распространение ордовикско-силурийских образований мощностью до 1 км предполагается по сейсмическим данным [46] в Западно-Колгуевском прогибе фундамента, расположенном в западной части Печоро-Колвинского тектонического блока (по верхнедевонско-пермскому и мезозойскому ярусу осадочного чехла — Малоземельско-Колгуевская моноклинали). По аналогии с разрезами Ижма-Печорской впадины, в нижней части ордовикско-силурийской толщи здесь могут залегать терригенные породы-аналоги седельской свиты.

В пределах Малоземельско-Колгуевской моноклинали, восточнее границ листа R-38, на о-ве Колгуев разные части ордовикского разреза вскрыты глубокими скважинами (скв. 1-Бугринская, 202-Северо-Западная, 4-Песчаноозерская и др.). Наиболее полный разрез (нижний и средний отделы) представлен в скв. 1-Бугринская. Скв. 202-Северо-Западная вскрыла только самые низы ордовика и пограничные слои верхнего кембрия. Общая мощность вскрытого разреза превышает 1600 м. Отложения представляют собой крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, нижняя часть которого (верхи кембрия, тремадок и арениг) сложена в основном глинистыми породами с прослоями мергелей и известняков, а верхняя (условно среднеордовикская) — алевролитами и песчаниками [130, 203, 204, 217].

Тремадокский ярус. В нижней половине разрез сложен лагунно-морскими темными сероцветными и зеленоцветными аргиллитами и мергелями с прослоями водорослевых известняков с акритархами и лингулидами позднекембрийского—раннеордовикского (тремадокского) возраста: *Ladogella longinsula* Golub. et Volk., *Stellechinatum incinatum* Downil, *Stelliferidium* aff. *cortinullum* Denuff., *Acanthodiacrodium angustum* D. C., *Vulcanisphaera britanica* Rasul., *Pirea* sp., *Lingulinella* aff. *davisii* (Mac. Coy). Верхняя половина представлена переслаиванием субконтинентальных красноцветных, реже зеленоцветных полимиктовых и кварцевых алевролитов и песчаников с прослоями аргиллитов. Характерны косая слоистость, следы оползания осадка, встречаются седиментационные брекчии. Мощность более 500 м.

Аренигский ярус представляет собой цикл схожего строения, отличающийся от тремадокского меньшей мощностью нижней, глинистой части. Аргиллиты низов цикла содержат акритархи и брахиоподы аренига: *Baltisphaeridium hirsutoides* Eis., *B. brevispinosum* Eis., *B. multispinosum* Eis., *B. exinatum* Eis., *Tetraniveum* sp., *Peteinosphaeridium* sp., *Angarella* ex gr. *Lopatini* Assat. В верхах преобладают буровато-розовые песчаники кварцевые и кварцитовидные. Мощность до 220 м.

Среднеордовикские отложения представляют верхнюю регрессивную половину крупного ниже-среднеордовикского цикла. Палеонтологические остатки не обнаружены. В составе пород преобладают красноцветные,

реже зеленоцветные алевролиты и полимиктовые и кварцевые песчаники с прослоями седиментационных брекчий и линзами гравелитов в основании пачек. Изредка встречаются красноцветные аргиллиты и седиментационные доломиты. Толща мелко- и крупноцикличная. Характерны крупная косая слоистость, иногда с очень крутыми углами, размывы на границах циклов, следы оползания осадков. Фации лагунные и субконтинентальные, характерные для стадии максимального обмеления. Возраст установлен условно по положению в разрезе и по корреляции с литологически сходными отложениями в Ижемском районе Тимано-Печорской провинции (нибельская свита). Там в аналогичных породах были обнаружены среднеордовикские конодонты: *Scolopodus* sp., *Oneotodus* sp. [16]. Мощность яруса до 880 м.

Верхнеордовикская—нижнесилурийская часть разреза на западе Малоземельско-Колгуевской моноклинали отсутствует: это время максимального подъема территории, когда она могла представлять собой невысокую область размыва.

Отложения *силура* в западной части Тимано-Печорской провинции представлены маломощной базальной мелководно-лагунной толщей карбонатно-терригенного состава или отсутствуют (о-в Колгуев, скв. 1-Носовая). Залегает толща со стратиграфическим несогласием на породах верхнего протерозоя. Она сложена пестроцветными алевролитами, песчаниками, аргиллитами с редкими прослоями известняков. Часто в породах присутствуют гравийные обломки кварца. Известняки мелкокристаллические, доломитизированные, прослоями органогенно-обломочные. В нижней части толщи в скв. 1-Южно-Сенгейская присутствуют венлокские остракоды и конодонты. В остальных разрезах определены лудловские конодонты, остракоды и рыбы (гердьюский горизонт). В верхней (120 м) части разреза (наиболее пестроцветной) определен комплекс брахиопод и рыб пржидольского яруса (гребенского горизонта). Мощность 74–365 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнесилурийские отложения известны в Канинской СФО, на северо-восточном склоне кряжа Канин Камень, в обнажениях вдоль рек Рыбная, Нехайтеяха и Бол. Надтей. Они подразделены (снизу вверх) на устьчернорецкую, чернорецкую, ельгорякскую и большенадтейскую свиты [258]. На основании комплекса конодонтов три первые свиты отнесены к лландоверийскому ярусу, а большенадтейская свита — к венлокскому. В связи с трудностью раздельного картирования этих свит на ограниченных площадях в масштабе 1:1 000 000 они показаны объединенными.

Устьчернорецкая, чернорецкая, ельгорякская и большенадтейская свиты объединенные (*S₁uč–bn*).

Устьчернорецкая свита представлена серыми, реже пятнистыми глинистыми и песчанистыми известняками, глинами и алевролитами с

линзами песчаников и конгломератов. Отложения с резким угловым несогласием залегают на метасланцах рифея и согласно перекрываются чернорецкой свитой, а на р. Нехайтеяха — с размывом вулканогенными породами верхнего девона. Мощность свиты 8,5–17 м. Возраст на основании фаунистических остатков принимается как раннелландоверийский.

Выходы чернорецкой свиты установлены только на р. Рыбная. Свита сложена плотными мелкозернистыми темно-серыми известняками с ходами илоедов, остатками табулят и строматопор и с комплексом конодонтов раннелландоверийского возраста. Мощность свиты 26,5 м.

Отложения ельгоряжской свиты характеризуют условия мелководного морского бассейна: песчаники, алевролиты, глины, доломиты, глинистые известняки, гипсы. На р. Рыбная они согласно залегают на известняках чернорецкой свиты и с размывом — на породах рифея в районе р. Бол. Надтей. В районе р. Таврояха согласно перекрыты карбонатами большенадтейской свиты и с размывом — отложениями девона. Залегание пород свиты пологонаклонное. Конодонты указывают на средний и верхний лландовери. Мощность свиты от 22,8 до 59 м.

Большенадтейская свита сложена преимущественно светлыми известняками и доломитами с кремнистыми конкрециями. Свита согласно залегает на ельгоряжской свите и с размывом перекрывается породами девона. Отмечено падение слоев на северо-восток. В составе фауны часто встречаются брахиоподы, гастроподы, криноидеи, остракоды. Из конодонтов С. В. Мельниковым определены: *Pterospathoduc amorphognatheides* Walliser венлокского возраста. Мощность не менее 52,8 м.

Мощность всего объединенного подразделения нижнего силура не превышает 150 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения выходят на поверхность только на склонах кряжа Канин Камень. На шельфе и в материковой части Печорской синеклизы они вскрыты глубокими скважинами. Представленные всеми тремя отделами, они сложены разнообразными морскими, лагунными и континентальными толщами, а также вулканогенными образованиями.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмокомплекс IV–III₂ (^SD_{1–2}). Комплексу соответствуют нерасчлененные ниже-среднедевонские образования, выделенные в Печороморской СФО и Южно-Баренцевской СФЗ.

В Тимано-Печорской провинции ниже-среднедевонские отложения распространены весьма широко и отсутствуют лишь в отдельных зонах Сенгейской, Удачной и Русской ступеней. Мощность варьирует от первых метров до 2 км. Структуры Печорской синеклизы прослеживаются в ее шельфовой части, поэтому характер распределения литофациальных типов отложений можно в целом экстраполировать из материковых зон на шельф. По сейсмическим данным, в западных, прилегающих к Тиману,

районах шельфа развиты полные разрезы, включающие среднедевонские отложения.

На о-ве Колгуев в скв. Песчаноозерская-46 девонские отложения, залегающие на зеленых и красноцветных аргиллитах среднего ордовика, представлены карбонатно-терригенной толщей: кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с доломитами и органогенными известняками в средней части разреза [130]. Возраст установлен по находке в известняках конодонтов *Pelekysgnathus* cf. *serratus* Jentzsch, *Pedaris* sp. В разрезе выделены отложения низов девона (лохковский ярус) и трансгрессивно лежащие на них среднедевонские. Перерыв охватывает пражский, эмсский и низы эйфельского яруса. Мощность 260 м.

В кровле комплекса возможно присутствие части среднедевонских отложений, известных на Северном Тимане, где они представлены также терригенными породами континентального генезиса. Мощность варьирует в пределах 0–2200 м.

Отложения среднего девона (травянская свита) выполняют отдельные наложенные впадины; мощность сохранившихся от эрозии пород колеблется от 50 до 400 м. Толща сложена континентальными и прибрежно-континентальными светло-серыми и желтовато-серыми кварцевыми косослоистыми песчаниками с пачками конгломератов и гравелитов в средней части разреза. В эйфельское время накапливались лагунные, прибрежно-морские, частично дельтовые осадки, сохранившие отпечатки мягкотелых животных, чешую рыб и растительный детрит. В живетское время преобладали аллювиальные осадки. В средней части разреза определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижней части верхнего живета. Формирование среднедевонских отложений Северного Тимана происходило, по-видимому, за счет размыва высокоподнятой суши, которую в этот период представляла собой центральная часть п-ова Канин.

На п-ове Канин отложения среднего девона вскрыты скважиной в районе р. Таврояха, где представлены пестроокрашенными песчаниками и глинами мощностью 13 м, залегающими на размытой поверхности силура и согласно перекрытыми породами франского яруса. В породах определен комплекс спор, характерный для живетского яруса Тимана и центральных районов Русской плиты.

В северном и северо-восточном направлении возрастает мористость отложений. Исходя из палеогеографических построений, в центральной части Баренцевского шельфа отложения нижнего и среднего девона могут быть представлены мелководно-морскими фациями глинисто-карбонатного шельфа мощностью около 1000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего девона (франский ярус) установлены в Канинской СФО на обоих склонах кряжа Канин Камень и разделены на четыре свиты, показанные на геологической карте объединенными.

Таврояхинская, таяокуяхинская, немозягуяхинская, рыбнорецкая свиты объединенные ($D_{3tv}:rb$).

Таврояхинская свита залегает в большинстве случаев с размывом на породах рифея и различных горизонтах карбонатного силура и отличается изменчивостью состава: песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, покровы базальтов. Мощность свиты не менее 82 м. Спорово-пыльцевые комплексы характерны для пашийского и нижней части кыновского горизонта девона Русской плиты.

Таяокуяхинская свита характеризуется пестротой состава и большим количеством грубообломочных пород: конгломераты, гравелиты, алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, глины, базальты. Свита согласно залегает на таврояхинской свите или с размывом на различных породах рифея. Мощность свиты от 117 до 152 м. Спорово-пыльцевые комплексы из низов разреза характерны для верхов кыновского горизонта, а в вышележащих слоях — для саргаевского горизонта Тимано-Печорской провинции.

Породы немозягуяхинской свиты согласно залегают на таяокуяхинской свите и представляют собой более глубоководные фации: преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями известняков. Контакт с вышележащими отложениями не установлен. Споры из пород немозягуяхинской свиты характерны для семилукского горизонта. Мощность свиты 105 м.

Разрез девона завершается рыбнорецкой свитой, сложенной мелкозернистыми красноцветными песчаниками, иногда брекчированными, с мелкими нодулями гематита. Рыбнорецкая свита палеонтологически не охарактеризована, кроме своей нижней части, отнесенной по комплексу спор к воронежскому горизонту.

Общая мощность 300–350 м.

Сейсмоподкомплекс III_2-III_3 ($^SD_3?$) предположительно выделен в пределах Кольско-Финмаркенской СФЗ, в нижней части терригенной толщи, которая залегает трансгрессивно, с перерывом и с угловым несогласием на породах фундамента. По составу отложения подкомплекса, вероятно, аналогичны свите Редвика, известной в норвежской части шельфа. Там они представлены терригенной угленосной толщей переслаивания песчаников, аргиллитов, гравелитов, конгломератов с горизонтами каменных углей [132]. Мощность, по сейсмическим данным, достигает 500 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН—НИЖНИЙ КАРБОН

Сейсмоподкомплекс III_2-II_1 ($^SD_3-C_1$) показан только на схеме корреляции в СФО Финмаркенских поднятий.

Наиболее близкий к ожидаемому в Западно-Кольской и Федынской СФЗ разрез описан в скважинах Песчаноозерской и Северо-Западной площадей о-ва Колгуев [20, 130, 203, 204]. Франский ярус, общей мощностью 300–1000 м, сложен в нижней части грубозернистыми терригенными породами с покровом миндалекаменного базальта и прослоями туфов

и сероцветными аргиллитами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями водорослевых известняков в верхней части разреза. Возраст установлен по конодонтам *Spathognathodus (Youngquist) gradatus* и *Hindeodella germana* H e l s., а также растительным остаткам *Gigophyton gilkinеfi*. L e c l., *Archaeopteris acuta* T s c h i r k., *Svalbardia* sp. и рыбам *Asterolepsis* sp. На северо-западе острова в средней части франа фиксируется перерыв.

Отложения фаменского яруса представлены двумя трансгрессивно-регрессивными циклами, в которых нижние части сложены морскими органогенными известняками, а верхние — преимущественно лагунно-морскими и континентальными терригенными породами. В кровле фамена фиксируется железистая кора выветривания. Известняки содержат богатые комплексы фауны брахиопод, иглокожих, фораминифер. В известняках нижнего цикла определены раннефаменские фораминиферы: *Bisphaera irregularis* B i r., *B. gigantea* C o n e t L y s. и харовые водоросли: *Umbella globula* B e i t l., *Quasiumbella rotunda* и др., а в известняках верхнего цикла — позднефаменские фораминиферы: *Septatournayella rauserae* L i p., *Tournayella discoidea* D a i n. В самых верхах цикла преобладают пограничные формы: *Quasiendothyra communis* (R a u s) и *Q. cobeitusana* (R a u s). Мощность фаменских отложений 50–340 м, а мощность всего верхнего девона на севере о-ва Колгуев — 560–1040 м.

Аналогичная мощность (500–1500 м) ожидается и на шельфе. Характер отложений: мелководно-морские терригенно-карбонатные и карбонатные с возможными рифами и банками. По мере приближения к Баренцевскому мегапрогибу предполагается постепенный переход к отложениям склона и конденсированным карбонатно-кремнисто-глинистым осадкам некомпенсированных впадин, аналогичных синхронным отложениям Новой Земли [203, 251, 253].

Нижекаменноугольные отложения на западе Баренцева моря представлены терригенными континентальными угленосными отложениями: кварцевыми разнородными песчаниками с прослоями серых и черных аргиллитов, гравелитов, конгломератов и пластами каменных углей. На юго-востоке они формировались в континентально-лагунных и мелководно-морских обстановках и представлены в верхней части турнейского и визейского яруса карбонатными породами. В северо-западной части исследуемой площади предполагается переходный тип разреза: от континентальных угленосных отложений к прибрежно-морским.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН—НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Сейсмокомплекс III_2-Ia ($S D_3-P_1$). Подразделение такого объема выделяется в Южно-Баренцевской СФЗ и Печороморской СФО, объединяет отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона, карбона, нижней перми до артинского яруса включительно. Кровля сейсмокомплекса залегает на глубине от 6 до 10 км в окраинных районах Южно-Баренцевской синеклизы, на Мурманско-Куренцовской моноклинали. В центральной части синеклизы она погружается до 14–16 км и перестает

прослеживаться, вероятно, вследствие замещения нижнепермских—каменноугольных карбонатных отложений терригенными глубоководными аналогами. В нижней части комплекса предполагается развитие терригенно-вулканогенных пород франского яруса верхнего девона. В прилегающих к Печорской синеклизе районах фаменская часть комплекса может включать карбонатные породы. Общая мощность 600—2000 м.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Сейсмокомплекс VI—IV ($^S Pz_{1-2}$). Нерасчлененные ниже-среднепалеозойские образования показаны на разрезе и схеме корреляции во всех областях Баренцевской плиты. В районе Кольской моноклинали комплекс имеет форму клиновидного тела, мощность которого увеличивается до 3—4 км в погруженной части Западно-Кольской седловины и борта Южно-Баренцевской синеклизы. В основании комплекса, залегающего на размытой поверхности верхнего рифея, предполагается наличие базальной вендско-нижнекембрийской доплитной молассы [247]. Выше залегают отложения ордовика и, возможно, силура—нижнего девона(?). Верхняя граница комплекса отвечает перерыву, соответствующему предфранскому размыву. Мощность, по сейсмическим данным, достигает 4000 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения широко распространены на территории листов, сохранившись от размыва на Балтийском щите в Контозерской кальдере (Центрально-Кольская ПМЗ) и на склоне Канинского горста. В разном объеме они представлены во всех структурно-формационных зонах Баренцевской и Тимано-Печорской плит. Отложения карбона изучены в скважинах на платформе Финмаркен и о-ве Колгуев.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сеймоподкомплекс III₃—II₁ ($^S C_1$) выделен как самостоятельное подразделение в Кольско-Финмаркенской СФЗ. В норвежской части Финмаркенской моноклинали нижнекаменноугольные отложения (визейский ярус и нижняя часть серпуховского) вскрыты в скважинах 7128/4-1; 7128/6-1; 7029/03-U-01; 7127/10-U-02 и 7127/10-U-03 [177, 179, 184]. Они выделены в объеме группы *Billefjorden*, мощностью 445 м в скв. 7128/4-1 и 384 м в скв. 7128/6-1. В остальных скважинах они присутствуют фрагментарно.

Нижняя часть группы—свита Soldogg — полностью вскрыта в скв. 7128/4-1 (стратотип, мощность 152,5 м) и 7128/6-1 (175,5 м) и верхние горизонты мощностью 13 м в скв. 7029/03-U-02. Свита представлена аллювиальными кварцевыми горизонтально- и косослоистыми песчаниками и конгломератовыми песчаниками с тонкими прослоями известковых

алевролитов, жирных глин и тремя горизонтами углей. По палинологическим данным возраст, свиты датируется ранним визе.

Средняя часть группы — свита Tettegrass — в стратотипе (скв. 7128/6-1) имеет мощность 156 м, а в скв. 7128/4-1 — более 650 м, верхи не вскрыты. Скважины 7127/10-U-02 и 7127/10-U-03 вскрыли нижний и верхний фрагменты свиты общей мощностью 210 м. В составе свиты доминируют тонкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли, принадлежащие к фациям дельт и прибрежных равнин. Комплексы миоспор свидетельствуют о средневизейском возрасте свиты.

Стратотипический разрез верхней части группы — свита Vlaererot — описан в скв. 7029/03-U-01, где она имеет мощность 65,8 м, а неполный разрез — в скв. 7128/6-1. В основании свита сложена биотурбированными серыми и желтовато-коричневыми известняками и песчанистыми доломитами с бентосной фауной. Вверх по разрезу они сменяются темно-серыми сланцами с повышенным содержанием органического углерода, а также с морскими фоссилиями; и далее циклично построенными пачками от тонко- до среднезернистых песчаников с косой слоистостью и темно-серых и желто-коричневых алевролитов. Комплексы палиноформ из обеих скважин определяют возраст свиты как поздний визе—ранний серпухов.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Контозерская серия ($C_{1-2}kn$) выделена в 1970 г. Л. А. Кириченко [80] в составе двух комплексов, в алевролитах нижнего из которых содержатся споры визейского яруса. В 1985 г. В. Ю. Горянским и В. С. Кофманом на основании палинологических данных по скв. 6, пробуренной в 1973 г., породы выделенного Л. А. Кириченко верхнего комплекса контозерской серии отнесены к московскому ярусу среднего карбона и выделены в самостоятельную харловскую толщу. Таким образом, в составе контозерской серии они оставляют только нижний комплекс по Л. А. Кириченко, который подразделяется на две толщи.

В скв. 3, пробуренной восточнее оз. Контозеро, в интервале глубин 201,1—209,3 м вскрыты известковистые аркозовые песчаники, включающие прослой глинистых известняков. Подстилающие породы неизвестны. Песчаники перекрываются визейскими полимиктовыми конгломератами, состоящими в значительной степени из обломков осадочных и вулканогенных пород, не несущих следов воздействия регионального метаморфизма. В отдельных образцах вышележащих визейских алевролитов, содержащих обломки более древних осадочных пород, установлены единичные верхнедевонские формы спор *Archaeotriletes humulus* N a u m., *Acanthotriletes spinosus* N a u m., возможно, переотложенных вместе с вмещающими обломками пород. На основании этих определений, а также петрографического сходства пород из галек конгломератов с породами ксенолитов верхнего девона в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива (лист Q-36), довизейская осадочная толща условно отнесена Л. А. Кириченко (1970) к ловозерской серии верхнего девона. Эта точка зрения на возраст данных образований была принята и при ГДП-200 [264]. Учитывая существенно вулканогенный

характер ловозерской серии верхнего девона, со специфическими вулкани- тами, близкими по составу к некоторым разновидностям пород Кургинского массива, данные терригенные осадки условно отнесены авторами, вслед за Л. А. Гаскельберг и др. (1988), к нижнему—среднему карбону.

Принадлежность всех осадочно-вулканогенных пород Контозерской кальдеры к одной структуре и отсутствие достоверных данных о существенных перерывах в осадконакоплении позволяет рассматривать весь этот разрез в соответствии со взглядами Л. А. Кириченко (1970) как единую конто- зерскую серию в составе вулcano-плутонической ассоциации.

Нижняя толща контозерской серии включает три резко контрастирующие между собой пачки (снизу):

1. Полимиктовые конгломераты с галькой и валунами эффузивных, интрузив- ных и осадочных пород, с прослоями авгитита и черных тонкослоистых алевро- литов, содержащих растительный детрит и остатки спор *Crassizonotriletes* sp. 156
2. Переслаивание покровов авгититов и конгломератов. Авгититы, участка- ми пикритовые порфириды, иногда миндалекаменные. В конгломератах галька плагиогранитов, щелочных эффузивов, мраморизованных известняков, аргил- литов 65
3. Алевролиты с прослоями конгломератов. Алевролиты черные, темно- серые, переполненные растительным детритом, содержащие комплекс спор *Crassizonotriletes planus* (N a u m.) B y v s c h. , *Zycospora pusilla* I b r. o m e n d. S o m. , *Leiotriletes subintortus* (W a l l z) I s c h. , *Trilobozonotriletes cancavus* N a u m. , *T. incisotrilobus* N a u m. e t I s c h. , *Punctatisporites platirucosus* (W a l t z) S u l l , *Simozonotriletes subintortus* (W a l t z) P o t. e t K r. , *Densosporites vallec- ulosus* (W a l t z) B y v s c h. , *Lophotriletes* sp. По заключению Е. К. Вандерфлит, эта пачка может сопоставляться с тульскими и алексинскими отложениями севе- ро-западной окраины Подмосковного бассейна 93

Верхняя толща объединяет пять пачек (снизу): 1) пачку переслаивания мелилитовых нефелинитов, мелилититов, мелилитовых базальтов с туфа- ми (112 м); 2) пачку переслаивания доломитов с туфами (до 30 м); 3) пач- ку переслаивания мелилититов, нефелинитов и мелилитовых базальтов с туфами (159 м); 4) пачку доломитов и туфов, в которой брекчированные глинистые доломиты и известняки, содержащие единичные остатки про- блематичной фауны, чередуются с прослоями туфов (до 50 м); 5) пачку пе- реслаивания авгититов, лейцитового и мелилитового нефелинитов с туфами, включающими прослой микрозернистого известняка с капельными скопле- ниями битумов в пустотах (144 м).

Общая мощность контозерской серии достигает 800 м.

Харловская толща (С₁₋₂hr) состоит из трех пачек общей мощ- ностью 787 м (снизу вверх):

1. Пачка карбонатная — доломитизированные известняки и доломиты с реликтами осадочной обломочной структуры, перекристаллизованные, цеолитизированные, сульфидизированные и флюоритизированные, с ка- пельными включениями и примазками битумов, со следами водорослей и фораминифер, с прослоями сильно карбонатизированных и цеолити- зированных вулканогенно-осадочных пород, а также лейцитовых, мели- литовых и нефелиновых порфиридов. В верхней части выявлены споры:

Punctatisporit. es glaber (Naum.) Lub., *P. platirugosus* (Waltz) Sull., *Leiostriletes subintortus* (Waltz) Isch., *Anulosporites orbiculatus* (Waltz) Plauff., *A. anulatus* (Loose) Pot et Kr., *Stenozonotriletes triangulus* Naum., *S. extensus* Naum., *Densosporites variabilis* (Waltz) Byvsch., *D. gibberosus* (Naum. et Byvsch.) Byvsch., *Wilsonites vesicatus* Kos. Мощность 394 м. С резким контактом перекрывает среднюю толщу.

2. Пачка переслаивания доломитов и известняков с туфами, туфопесчаниками и алевролитами. Карбонатные породы сильно метаморфизованные, с реликтовой обломочной структурой, со значительной примесью вулканогенного материала и углефицированной растительной органики, с неясными следами фауны и многочисленными остатками спор и пыльцы: *Cordaitina uralensis* (Luber) Dibn., *Acanthotrileten pennatus* Isch., *Stenozonotriletes compactus* Naum., *Punctatisporiten glaber* (Naum.) Lub. Туфы и туфогенные породы, сильно карбонатизированные, включают обломки щелочных эффузивных пород. Мощность 330 м. Согласно залегают на карбонатной пачке.

3. Пачка вулканогенно-осадочная — туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты с карбонатным цементом, со значительной примесью терригенного материала, сульфидов и углистого вещества, с тонкими прослоями микрозернистого известняка, содержащего неопределимые остатки фауны. В нижней части многочисленные остатки спор и пыльцы: *Raistrickia saetosa* (Loose) S., W., B., *Verrucosisporites verrucosus* Ibr., *V. tuberculatus* (Waltz) Pot. et Kr., *Crassispora kosankei* (Pot. et Kr.), *Florinites risendus* (Ibr.) S., W., B., *F. affachopfi* Medv., *Wilsoniten vesicatus* Kos. Согласно залегают на породах предыдущей пачки.

Выявленные М. Б. Андреевой и Е. М. Андреевой спорово-пыльцевые комплексы позволяют сопоставлять харловскую толщу с отложениями московского яруса северо-западной окраины Подмосковского бассейна [49]. Однако граница нижнего и среднего карбона в вулканогенно-осадочных образованиях Контозерской кальдеры выражена неотчетливо, поэтому мы относим харловскую толщу, как и все другие образования Контозерской кальдеры, к неразделенному нижнему—среднему карбону.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс П₁—I—II (^SC₂₋₃). Подразделение в объеме среднего и верхнего карбона (C₂₋₃) показано на карте и на разрезе в Кольско-Финмаркенской СФЗ.

На платформе Финмаркен к этому возрастному интервалу отнесена нижняя (большая) часть группы *Gipsdalen*, объединяющая отложения от среднего карбона до сакмарского яруса нижней перми. Отложения группы залегают на подстилающих несогласно, из разреза выпадают отложения верхней половины серпуховского яруса. Группа *Gipsdalen* расчленена на три свиты.

Нижняя — свита *Ugle*, имеющая башкирский возраст, вскрыта на поднятии Лоппа (стратотип мощностью более 400 м). Верхние горизонты свиты вскрыты также в западной части Финмаркенской платформы

(скв. 71210/12-4) и в мелкой скважине 7029/3-U-02 близ п-ова Варангер [177, 184]. В последней скважине присутствует 60-метровая пачка песчаников с крупной галькой красно-коричневых и серо-зеленых пятнистых алевролитов. Ранне-среднебашкирский комплекс палиноформ обнаружен только в отложениях, вскрытых скважиной на поднятии Лоппа.

Верхнебашкирская—верхнекаменноугольная часть разреза выделена в свиту *Falk*. Она вскрыта скважинами 7029/3-U-02; 7030/3-U-01; 7128/6-1 и 7128/4-1 в восточной части платформы. Нижняя часть свиты вскрыта скв. 7029/3-U-02 и 7030/3-U-01 и представлена светло-серыми средне-крупнозернистыми песчаниками с редкими брахиоподами и зеленоватыми алевритистыми глинистыми сланцами. Каждый слой имеет эрозионные нижние контакты. На западе в низах свиты присутствует многочисленная фауна криноидей, брахиопод, фузулинид, мелких фораминифер, кораллов, а также филлоидные водоросли и палеоаплизины. Они образуют органогенные постройки, цепочка которых зафиксирована в волновом поле практически на всех сейсмических профилях, пересекающих Кольскую моноклиналь [186, 221, 239].

Верхняя, циклично построенная часть свиты в скважинах 7029/3-U-02 и 7128/6-1 сложена мелко-тонкозернистыми песчаниками, зелеными глинистыми сланцами, доломитами с прослоями и включениями кремней. Возрастной интервал свиты определен по фузулинидам: башкирский—касимовский ярусы, хотя на поднятии Лоппа ее верхняя граница опускается до середины московского яруса. Видимая мощность свиты *Falk* варьирует от 135 м у южной окраины платформы до 58 и 100 м в морских скважинах.

Верхняя часть средне-верхнекаменноугольного комплекса, входящая в группу *Gipsdalen*, выделена в свиту *Orn* и слагает ее нижнюю половину, соответствующую гжельскому ярусу. На Финмаркене свита вскрыта скважинами 7128/6-1, 7128/4-1, 7229/11-1, 7228/9-1, 7029/10-U-01, 7029/10-U-02, 7029/03-U-02, 7030/03-U-01. Возраст определен по комплексам фузулинид, в восточной части платформы он соответствует границе касимовского и гжельского ярусов. Свита сложена мелководно-морскими карбонатными фациями. В стратотипе (скв. 7128/6-1) нижняя часть свиты представлена ритмичным чередованием доломитовых аргиллитов и мшанковых детритовых известняков с тонкими прослоями сланцев и многочисленными органогенными палеоаплизиновыми и фузулинидовыми постройками. Верхняя часть свиты состоит из пачек фораминиферо-вых и водорослевых известняков, циклических пачек сланцев. Карбонатные отложения свиты изобилуют теплолюбивой биотой. Органогенные постройки («аномалии типа риф») прослежены по простиранию Кольской моноклинали (рис. 8). Мощность комплекса меняется незначительно, слабо увеличиваясь в сторону бассейна, где достигает 550 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нерасчлененные отложения каменноугольной системы (С) показаны на геологической карте в Канинской СФО, поскольку они весьма ограничены по площади и плохо обнажены. Вместе с тем

при крупномасштабных работах удастся выделить отложения всех трех отделов.

Отложения нижнего отдела (серпуховский ярус) в виде мелких разрозненных выходов в среднем течении р. Рыбная представлены песчанистыми доломитами с линзовидными прослоями конгломератов и песчаников и доломитизированными известняками с обломками кораллов, гастропод и брахиопод и конкрециями кремней. Отложения серпуховского яруса с размывом залегают на породах девона и, по-видимому, с размывом перекрываются породами среднего карбона. Мощность до 10–12 м.

Отложения среднего карбона представлены морскими мелководными терригенно-карбонатными породами башкирского и московского ярусов: известняковые песчаники, известняки, органогенные известняки. Мощность около 20 м. В породах определены брахиоподы башкирского яруса, брахиоподы и комплексы фузулинид московского яруса.

В известняках и доломитах верхнего карбона определена многочисленная фауна касимовского и гжельского ярусов. В районе р. Мостовиха установлено залегание отложений гжельского яруса на метасланцах рифея. Отложения ассельского яруса нижней перми залегают на породах карбона согласно. Мощность отложений верхнего карбона около 20 м.

Общая мощность каменноугольных отложений около 50 м.

СРЕДНИЙ КАРБОН–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Сейсмоподкомплекс Π_1 –Ia' ($^S C_2$ –P₁). Нерасчлененные образования среднего карбона–нижней перми показаны на схеме корреляции в СФО Финмаркских поднятий. Вещественный состав среднекаменноугольной части подкомплекса в целом предположительно соответствует приведенному выше описанию разрезов скважин норвежского сектора Баренцева моря. Характеристика нижнепермского интервала будет дана ниже, при описании ярусов пермской системы. Мощность 500–600 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко распространены на шельфе Баренцева моря и прилегающей суше [11, 21, 22, 23, 32, 124, 184, 208, 251, 253, 256].

На п-ове Канин присутствуют карбонатные отложения нижнего отдела и карбонатно-терригенные породы верхнего отдела почти в полном их объеме. При этом каждому ярусу соответствует своя толща, свита или серия. Канинский разрез перми имеет больше сходств с восточно-тиманским и печорским разрезами, нежели с мезенским.

На о-ве Колгуев и платформе Финмаркен пермский разрез представлен карбонатно-терригенными породами обоих отделов. Наиболее регионально выдержанной является ассельско-артинская часть разреза существенно карбонатного состава. Кунгурская часть разреза неоднородна, ее состав меняется от глинистого к глинисто-кремнистому, кремнистому, реже карбонатному. В связи с литологической изменчивостью кунгурских

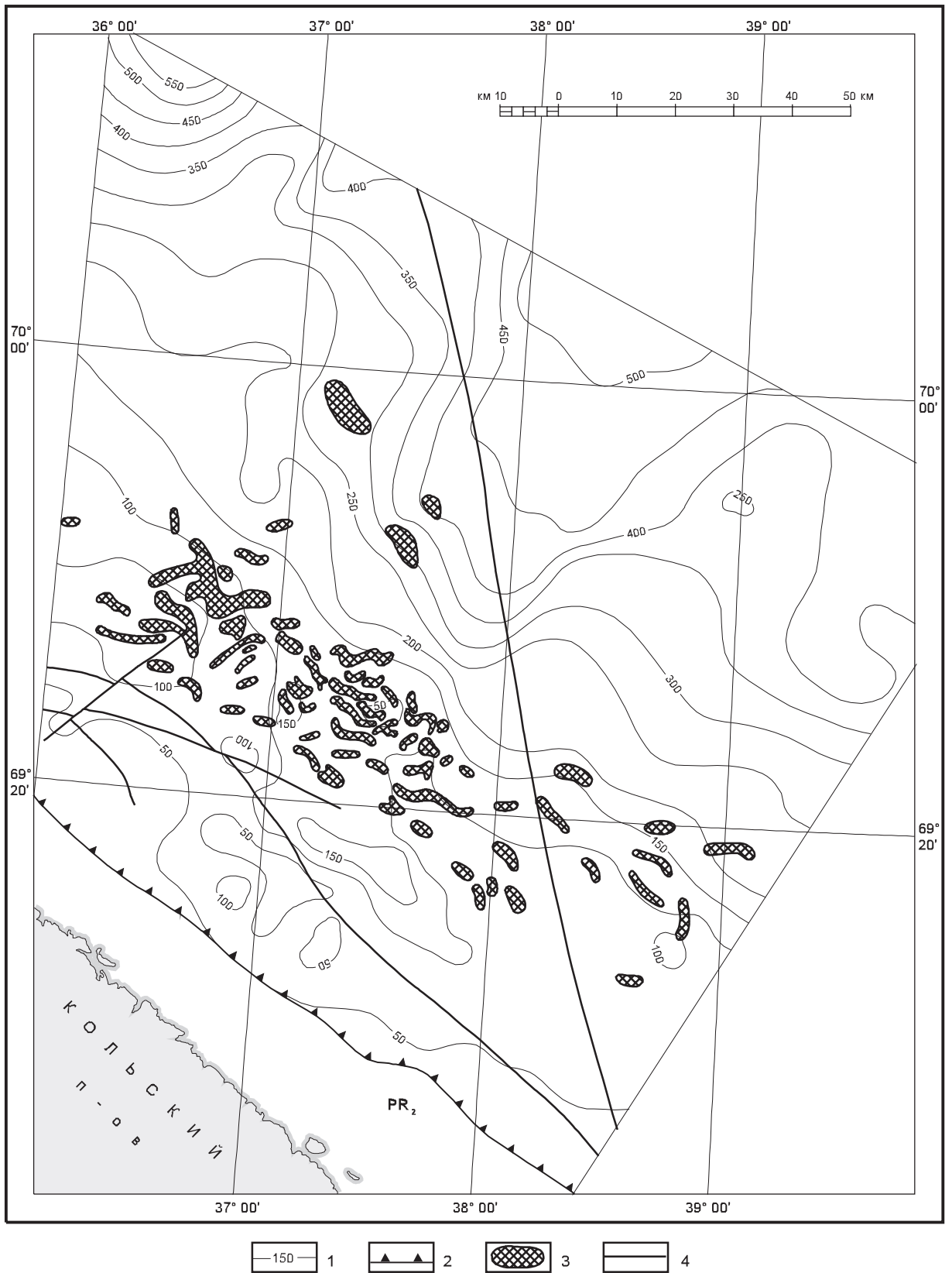


Рис. 8. Схема расположения предполагаемых рифогенных построек каменноугольного возраста. (Составили Т. А. Кириллова-Покровская, В. В. Шлыкова, по данным МАГЭ и СМНГ).

1 — изопахиты верхнедевонских?—нижекаменноугольных отложений, м; 2 — линия выклинивания каменноугольных отложений; 3 — рифогенные постройки в каменноугольных отложениях; 4 — разломы.

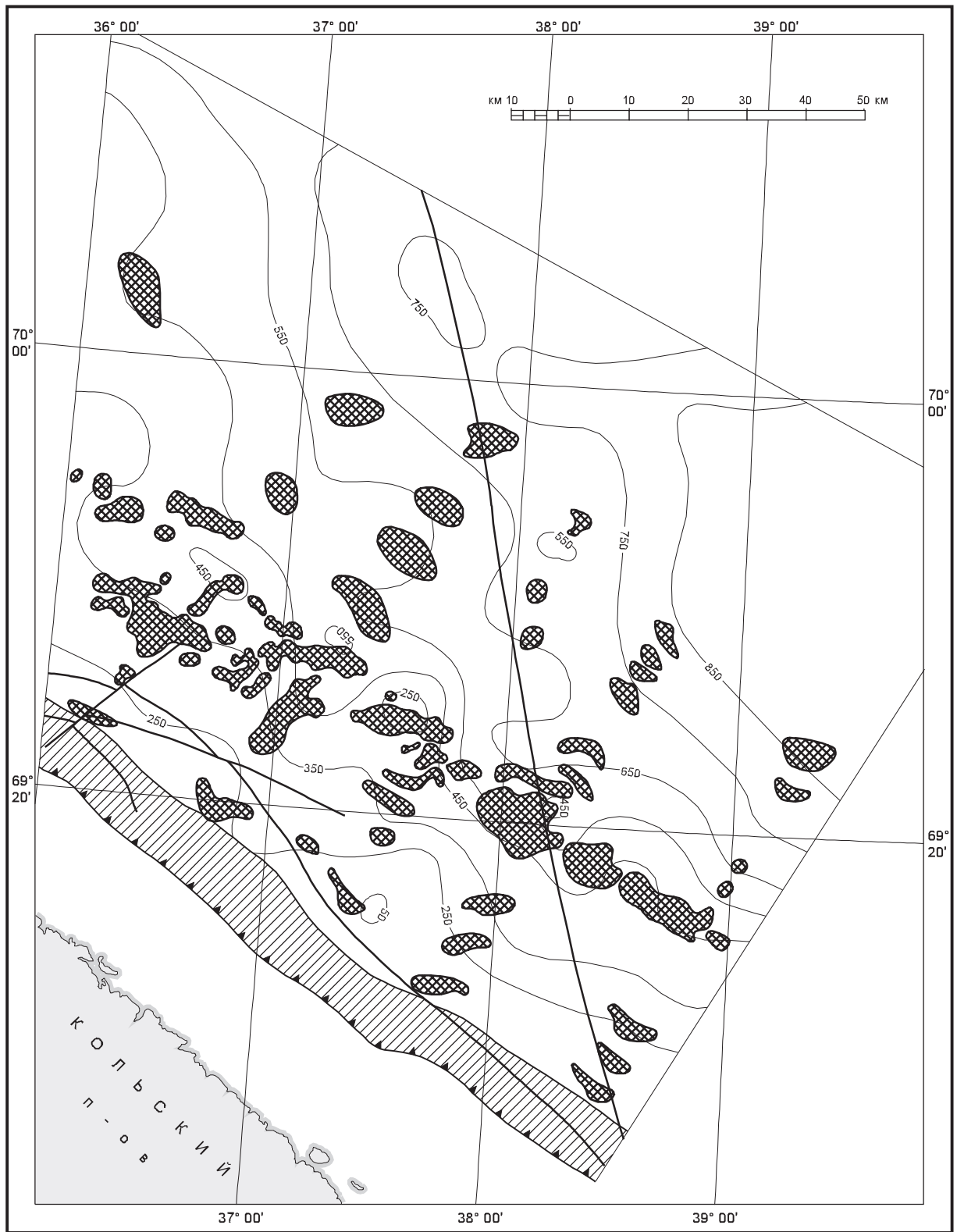


Рис. 9. Схема расположения предполагаемых линзовидных тел в кунгурско-верхнепермской и верхнепермско?-нижнетриасовой толще. (Составили Т. А. Кириллова-Покровская, В. В. Шлыкова, по данным МАГЭ и СМНГ).

1 — изобаты кунгурско-верхнепермских и верхнепермско?-нижнетриасовых отложений, м; 2 — выход кунгурско-верхнепермских и верхнепермско?-нижнетриасовых отложений на поверхность; 3 — линия выклинивания кунгурско-верхнепермских отложений; 4 — линзовидные тела; 5 — разломы.

отложений изменяется и стратиграфическая привязка опорного сейсмического горизонта, приуроченного к кровле карбонатов. В Печорском море этот горизонт привязан к кровле карбонатов ассельско-сакмарского возраста, в норвежском секторе — к кровле кунгура, а местами и к верхнепермским кремнисто-карбонатным породам. На Кольской моноклинали с кровлей карбонатной части разреза связан отражающий горизонт Ia', прослеженный в кровле артинских отложений.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижней перми в Канинской СФО на суше представлены педерцияхинской толщей (ассельский ярус), губастинской толщей (сакмарский ярус), меснинской свитой (артинский ярус) и верхнемеснинской толщей (кунгурский ярус) в соответствии с легендой Мезенской серии. В Кольско-Финмаркенской СФЗ прослежены сейсмостратиграфические подразделения, соответствующие нерасчлененным отложениям ассельского—сакмарского ярусов и артинскому ярусу.

Педерцияхинская толща (P_{1pd}) согласно залегает на гжельских отложениях, а участками с размывом на породах рифея на северо-восточном склоне кряжа Канин Камень. При приближении к кряжу нижние слои толщи выклиниваются. Толща сложена светло-серыми органогенно-обломочными известняками, нередко перекристаллизованными, с гнездами кальцита, вкрапленностью пирита и многочисленными остатками фауны. Ассельский возраст определен по комплексу фораминифер [258]. Мощность толщи не менее 20 м.

Губастинская толща (P_{1gb}) залегает согласно на отложениях ассельского яруса, но с размывом перекрывается разновозрастными породами нижней и верхней перми. Толща состоит из известняков, алевролитов и песчаников. Мощность их увеличивается в юго-восточном направлении вдоль кряжа Канин Камень от 52 м в скв. 2-36 до 183 м в скв. 2-26 [258]. Сакмарский возраст определен по комплексу фораминифер.

Сеймоподкомплекс I—II—Ia ($^S P_{1a-s}$). Ассельско-сакмарские отложения повсеместно развиты на Баренцевском шельфе и представлены морскими фациями: преобладают мелководно-морские, локально присутствуют литоральные.

В разрезе скважин на Финмаркенской платформе ассельско-сакмарские отложения представлены ритмичным чередованием биогенных, главным образом биогермных известняков, доломитов, калькаренитов, эвапоритов. Возраст установлен по комплексам фузулинид. Биогермные известняки (водорослевые, палеоаплизининовые, мшанковые, коралловые) образуют постройки, чаще всего биостромного типа. Установлено их площадное развитие на Финмаркене. Рифы вскрыты скважинами 7128/6-1, 7129/4-1, 7129/10-U-2, 7030/03-U-01 [176, 179]. Мощность отдельных биостромов составляет в среднем 2,2 м. Рифогенные породы и продукты их разрушения достигают 58% мощности разреза. Вверх по разрезу от верхов карбона к кровле артинских отложений количество рифов постепенно сокращается. В разрезе преобладают мшанково-эхинодермовые

известняковые песчаники, морские зернистые известняки, калькарениты, единичные слои доломитов и аргиллитов. Отлагались они в условиях высокоэнергетического открытого шельфа.

Сейсморазведкой на шельфе установлены многочисленные «аномалии типа риф», одна из ветвей которых прослеживается в западном направлении вдоль Кольской моноклинали [72, 239]. Скорее всего, эта барьерная система развивалась на границе шельфовой платформы и относительно глубоководной зоны морской седиментации. По составу рифообразующих организмов наибольшее распространение имеют водорослевые, палеоаплизиновые и криноидно-мшанковые постройки. Околорифовые фации представлены органогенными и детритовыми, шламовыми известняками, калькаренитами, вторичными доломитами. Внутри рифогенных образований иногда наблюдаются кавернозные карстовые поверхности. Мощность рифогенных образований достигает 160–300 м.

Сейсмоподкомплекс Ia–Ia' (S_{P1ar}). На платформе Финмаркен артинские отложения (включая верхи сакмарского яруса) выделены в группу *Vjarmeland*. В восточной части платформы они вскрыты скважинами 7229/11-1 (стратотип), 7128/6-1, 7128/4-1 и 7228/9-1. На большей части шельфа они расчленены на две свиты *Polarrev* и *Isbjorn*. Свита *Polarrev*, мощностью 236 м, в стратотипическом разрезе представлена многочисленными и разнообразными органогенными постройками, сложенными мшанковыми и мшанково-тубифитесовыми детритовыми известняками. Известняки от массивных до грубослоистых светло-серые, иногда розовато-серые и коричневатого-серые. В низах присутствуют тонкие прослои алевритовых известняков.

Свита *Isbjorn* мощностью 75–90 м залегает на подстилающих отложениях согласно, в стратотипе — на свите *Polarrev*. Она сложена белыми и светло-серыми биокластическими известняками с криноидеями и мшанками, с тонкими прослоями темно-серых алевритистых обломочных известняков, с кремнистыми включениями. Отложения формировались в условиях внутреннего шельфа. Возраст отложений группы *Vjarmeland* по комплексам брахиопод определяется средним сакмаром—артинским ярусом [177, 179]. Мощность остается относительно постоянной на склоне Кольской моноклинали (300–350 м).

Меснинская свита (P_{1ms}) локально сохранилась в пределах Шойнинской ступени, где по разрезам скважин прослеживается от среднего течения р. Месна до побережья Чешской губы. Она сложена известняками и алевролитами в районе р. Месна и песчаниками, доломитами, известняками на побережье Чешской губы.

Нижняя граница свиты проводится по смене песчаников и алевролитов с фауной мастубского горизонта сакмарского яруса криноидными и детритовыми известняками артинского яруса. Мощность увеличивается в восточном направлении от 7,1 м в скв. 2-36 до 31,4 м в скв. 35 [258].

Верхнемеснинская толща (P_{1vm}) прослеживается к югу от края Канин Камень по разрезам скважин от среднего течения р. Месна на западе до побережья Чешской губы (за пределами листа R-38). Большая нижняя часть разреза представлена известняками,

а верхняя — преимущественно алевролитами. Нижняя граница нечеткая, проводится по появлению кунгурской фауны. Верхняя граница хорошо выражена сменой палинокомплексов и комплексов фауны: кунгурские отложения с размывом перекрываются породами верхней перми.

С северо-запада на юго-восток по разрезам скважин наблюдается погружение подошвы верхнемеснинской толщи и увеличение ее мощности от 10 до 41 м.

Нерасчлененные образования нижней перми (P_1) показаны на карте в шельфовой части Канинской СФО, где практически отсутствуют сейсмические данные, и выделить маломощные толщи невозможно. Мощность до 400 м.

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмокомплекс Ia'—I(A) ($S_{P_1k}-P_2$). Комплекс, объединяющий кунгурский ярус нижней перми и верхнюю пермь, показан на карте и разрезе в Кольско-Финмаркенской СФЗ. Он прослеживается вдоль Кольской моноклинали, погружаясь в сторону бассейна. По сейсмическим данным, в нижней части комплекса выделены многочисленные линзовидные тела, расположенные над ОГ I'a (рис. 9).

В восточной части Норвежского шельфа отложения комплекса объединены в группу *Tempelfjorden*. Они вскрыты почти всеми мелкими и глубокими скважинами, стратотип описан в скв. 7128/6-1. Группа расчленена на две свиты: *Roye* и *Orret*.

Нижняя — свита *Roye*, мощностью 122 м в стратотипической скважине, сокращается до 19 м в прибрежной зоне (скв. 7128/12-U-01). Она сложена преимущественно кремнистыми осадками: спикулитами, фтанитами с пиритовыми конкрециями и повышенным содержанием $S_{орг.}$, окремненными биокластитами, кремнистыми мергелями, алевролитами и аргиллитами, присутствуют мшанковые известняки. Из остатков фауны в толще найдены брахиоподы, мшанки, остракоды, спикулы губок. Комплексы палиноформ надежно датируют свиту верхами кунгурского яруса—средней частью казанского яруса.

Верхняя свита *Orret* вскрыта (только верхние горизонты) в северной части платформы Финмаркен в скважинах 7229/11-1 и 7228/9-1 мощностью 22 и 82 м соответственно [177]. Она сложена кремнекластитами с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и тонкими редкими слоями известняков. Свита датируется казанским—татарским(?) ярусами.

В СФО Финмаркенских поднятий предполагается более полный стратиграфический объем сейсмокомплекса: до татарского яруса верхней перми, большая мощность и, возможно, несколько иной литологический состав отложений, приближенный к восточным районам.

В шельфовой части Канинской СФО на карте показаны нерасчлененные отложения нижней—верхней перми (P_{1-2}), в объеме от верхнемеснинской толщи до уржумской и северодвинской серий татарского яруса. Мощность колеблется от 40 до 200 м.

Сейсмокомплекс Ia—I(A) (SP_{1-2}). Нерасчлененные отложения выделены по сейсмическим данным в Печороморской СФО и в Южно-Баренцевской СФЗ. Предполагаемый объем сейсмокомплекса — артинский (верхняя часть?) и кунгурский ярусы нижней перми и верхняя пермь. С запада на восток, а также по направлению к центру Южно-Баренцевской синеклизы в разрезе нижнепермских отложений происходит замещение карбонатных пород терригенными. В этой области (Арктической впадине) резко возрастает мощность пермского терригенного комплекса, достигая в депоцентре 6—7 км. В верхней части пермской толщи присутствуют силы долеритов.

В скважинах о-ва Колгуев выделены отложения всех ярусов, входящих в состав комплекса. Разрез артинского яруса мощностью от 85 до 180 м сложен известняками и терригенными породами, с примесью кремнистого материала в отдельных прослоях. Соотношение пород по площади варьирует. Известняки серые, розоватые, органогенные, переполненные обломками мшанок и криноидей. Аргиллиты темно-серые, реже красновато-бурые. Алевролиты и песчаники светло-серые кварцевого состава с линзами спонголитов. Породы содержат артинский комплекс брахиопод: *Anidanthus artiensis* St u c k., *Uraloproductus stuckenbergianus* K r o t., *Spiriferella saranae* Ve r n., фузулиид: *Waeringella schoriensis* K o n., *Pseudofusulina trivialis* S h i r g., *Ps. arlarovi* R a u s. и др. и мелких фораминифер.

В разрезе кунгурского яруса преобладают темно-серые и серые аргиллиты и глинистые алевролиты, часто кремнистые с прослоями мергелей, реже известняков (кармановская свита). В верхах разреза появляются прослой кварцевых алевролитов и песчаников. Мощность 110—200 м.

Отложения уфимского яруса представляют собой отчетливый трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка, начинающийся с пачки аргиллитов, мергелей и известняков или глауконитовых песчаников полимиктового состава, выше переходящих в аргиллиты и глинистые алевролиты (качгортская свита) и заканчивающийся на юге параллической пачкой песчаников с углями (екушанская свита) и пачкой прибрежно-морских или дельтовых песчаников на востоке. Мощность отложений уфимского яруса 220—290 м.

Отложения казанского яруса также представляют собой трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка. Разрез сложен чередованием сероцветных аргиллитов и алевролитов и зеленовато-серых и серых песчаников (нижнетельвисская подсвита). Вверх по разрезу количество и мощность песчаных пластов растет. Отмечается мелкая цикличность. Мощность 80—220 м, увеличивается в восточном направлении.

Татарская часть разреза представляет собой третий цикл второго порядка в составе крупного верхнепермского цикла. По объему отвечает *верхнетельвисской подсвите*. Внутри выделены два цикла третьего порядка, отвечающие двум подъярусам. Нижний контакт согласный. Верх часто размыты в раннетриасовое время. Разрез в нижней части сложен глинистыми породами с редкими прослоями мергелей и глинистых известняков. К верхам растет число прослоев алевролитов и песчаников. Верх цикла сложен пачкой песчаных пород с линзами и прослоями детритовых

известняков, а также углистых пород и линз угля. В целом состав глинистых и алевро-песчаных пород аналогичен казанским. В остальных скважинах, видимо, наблюдается небольшой перерыв на границе с триасом. Это подтверждается резкой сменой литологического состава (цветом пород, различием в составе тяжелых акцессорных минералов, присутствием в базальных слоях триаса рассеянных галек и линз конгломератов). Мощность 110–240 м.

Общая мощность комплекса по сейсмическим данным достигает 6000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В Канинской СФО верхнепермские отложения распространены в пределах Шойнинской ступени непосредственно к югу от кряжа Канин Камень. В пределах Барминской ступени породы верхней перми скрыты под молодыми отложениями и занимают, видимо, ее северо-восточную часть, судя по отдельным буровым скважинам. По литологическим и палино-палеонтологическим данным выделяются следующие подразделения: вихтовская серия (уфимский ярус), канинская серия (казанский ярус), уржумская и северодвинская серии объединенные (татарский ярус).

Вихтовская серия (P_2vh) прослежена в районе Шойнинской ступени от побережья Белого моря до Чешской губы, в небольших коренных выходах и по разрезам скважин. Нижняя граница отчетливая, с размывом, проводится по смене карбонатных отложений нижней перми карбонатно-терригенными отложениями: песчаниками, алевролитами, детритовыми известняками с брахиоподами *Svalbardia capitolina* (Toula), *Yakovlevia mammata* (Keus.) и другими, а также с миоспорами уфимского возраста. Мощность по скважинам около 40 м.

Канинская серия (P_2kn) в пределах Шойнинской ступени прослеживается полосой от верхнего течения р. Месна до побережья Чешской губы.

Нижняя часть серии, отвечающая по возрасту нижнему подъярису казанского яруса, сложена сероцветными линзовиднослоистыми органогенно-обломочными известняками, мергелями и песчаниками. Раннеказанский возраст определен по комплексу брахиопод *Spirofellos* ex gr. *Saranal Ve gn.*, и др., пеллеципод *Lithophaga consobrina* (Eich.), *Schizodus obsenrus* (Sow.) и остракод *Bairdia porigenis* Mand.

Верхняя часть Канинской серии в коренных выходах наблюдалась на р. Надтей, где она сложена сероцветными алевролитистыми и песчанистыми мергелями, глинистыми известняками с прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность около 10 м. Верхнеказанский возраст определен по комплексу двустворок и фораминифер [258].

Уржумская и северодвинская серии ($P_2ur + sd$) объединенные. Эти подразделения выделялись по-разному: на карте масштаба 1:500 000 [258] отложения татарского яруса подразделены на уржумский и северодвинский горизонты, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам, на изданном листе R-38-40 закартировано распространение

нерасчлененных отложений татарского яруса. На геологической карте листа R-38 авторы в соответствии с легендой Мезенской серии показали уржумскую и северодвинскую серии объединенные, поскольку они занимают очень ограниченную площадь вблизи южной рамки листа и слабо охарактеризованы. Породы нижней части подразделения (уржумская серия) представлены преимущественно темными алевритистыми глинами и аргиллитами, глинистыми известковистыми алевролитами с прослоями доломитизированных известняков. Раннетатарский возраст определен по многочисленным остракодам [258]. Мощность составляет несколько десятков метров.

Отложения верхней части подразделения (северодвинская серия) прослежены от верховьев р. Месна до побережья Чешской губы. Низы разреза представлены пятнистыми известняками и мергелями, сменяющимися выше переслаиванием мергелей, глин, алевролитов, песчаников и реже известняков. По остаткам остракод и спорово-пыльцевому комплексу принят поздне-татарский возраст отложений [258]. Мощность верхней части разреза не превышает 40 м, а всего объединенного подразделения — не более 100 м.

ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ(?)—НИЖНИЙ ТРИАС

Сейсмоподкомплекс $I_2-I(A)$ ($^S P_2?$ — T_1). К этому подразделению неопределенного возраста отнесена клиноформная толща, уверенно прослеженная по сейсмическим материалам на склоне Канино-Финмаркенской моноклизы как в российской части шельфа, так и на западе, в норвежском секторе Баренцева моря. В разрезе она занимает положение между характерным комплексом линзовидных тел кунгурско-верхнепермского (казанского?) подкомплекса и параллельно-слоистой толщей триасового сейсмокомплекса.

На Финмаркенском шельфе толщу, которая состоит из серии клиноформ, несогласно перекрывающих кунгурско-верхнепермскую (казанско-татарскую?) часть разреза, вскрытую многочисленными скважинами, относят к индским отложениям [177]. Аналогичные клиноформы отмечаются на рассматриваемой площади и простираются к востоку. В российской части шельфа, на Кольской моноклинали, они относились к верхнепермскому интервалу [222]. По мере продвижения к востоку отмечается укрупнение клиноформ и уменьшение их количества.

По описанию Т. А. Кирилловой-Покровской [222], внешняя форма верхней границы клиноформ позволяет предполагать в разрезе линзы песчаников. Хорошим индикатором наличия песчаников у подножия склона является развитие холмовидных сейсмофаций и последовательное кулисообразное расщепление отражений. Учитывая перечисленные признаки, можно предположить присутствие в разрезе, литологических ловушек, сформированных линзами песчаников.

Мощность отложений клиноформного подкомплекса меняется от 300–500 до 1500 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские отложения широко распространены в пределах всех структурно-формационных зон Баренцевской и Тимано-Печорской плит, присутствуют и в Канинской СФО. В их составе представлены стратиграфические подразделения триасовой, юрской и меловой систем.

В строении мезозойского разреза участвуют в основном терригенные отложения: песчаники, алевролиты и глинистые породы, характеризующие широкий спектр фациальных обстановок от континентальных до относительно глубоководных. Маломощные силлы базальтоидов присутствуют в пермско-триасовой толще в Южно-Баренцевской впадине.

В зависимости от тектонической приуроченности разрезы мезозойских отложений имеют различную стратиграфическую полноту и мощность как отдельных подразделений, так и всего разреза. К побережью Кольского полуострова мезозойские толщи постепенно, начиная с наиболее молодых, выходят на поверхность, под покров четвертичных образований.

В Печороморской СФО мезозойские отложения охарактеризованы по материалам параметрических скважин на о-ве Колгуев (скв. 140, Песчаноозерская-1/4, Песчаноозерская-3, Северо-Западная-202), а также морских скважин.

В Южно-Баренцевской СФЗ стратиграфия мезозойских отложений основывается на материалах морских поисковых скважин (рис. 10), пробуренных на четырех площадях: Мурманской, Северо-Мурманской, Арктической и Куренцовской [225, 228]. Все скважины пройдены с малым выходом керна и многие стратиграфические подразделения охарактеризованы только шламом, который отбирался через 10–20 м.

О вещественном составе стратиграфических подразделений Кольско-Финмаркенской СФЗ можно судить по материалам картировочных скважин 7128/12-U-01, 7129/10-U-01, пробуренных на продолжении Кольской моноклинали у побережья Норвегии [177]. В пределах СФО Финмаркенских поднятий пробурены скважины Северо-Кильдинская — 80, 81, 82 [199, 202, 227, 245].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения слагают большую часть мезозойского разреза. В их составе неравномерно чередуются песчаники, алевролиты и глинистые породы. Состав отложений изменяется по площади, что затрудняет прослеживание сейсмических отражающих горизонтов, особенно на значительные расстояния. В разрезе представлены как мелководно-морские и прибрежно-морские в основном сероцветные породы, так и континентальные отложения — красноцветные и пестроцветные.

Триасовые отложения заключены между сейсмическими горизонтами I (А) (P₂/T) и Б (T₃/J) [262]. По данным морского бурения, отложения залегают с размывом на верхнепермских отложениях и с размывом перекрываются нижнеюрской толщей [177, 202]. В триасовой толще на

разных стратиграфических уровнях выделяется несколько сейсмических отражающих горизонтов: $A_1, A_{11}, A_2, A_2', A_3$, по-видимому, приуроченных к уровням изменения вещественного состава отложений, вызванного изменением условий осадконакопления или сменой регрессивной направленности трансгрессивной, или наоборот.

В Печороморской СФО выделены три сеймоподкомплекса: нижнетриасовый, ниже-среднетриасовый и средне-верхнетриасовый. Они соответствуют подразделениям Печорской синеклизы: чаркабожской свите индско-раннеоленекского возраста, шапкинской серии (верхний оленек—средний триас), и нарьянмарской (верхний ладин—норий) свите.

В Южно-Баренцевской и Кольско-Финмаркенской СФЗ выделяются индский, оленекско-анизийский, ладинско-нижнекарнийский и верхнекарнийско-норийский подкомплексы. Два последних сеймоподкомплекса объединены в пределах СФО Финмаркенских поднятий.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

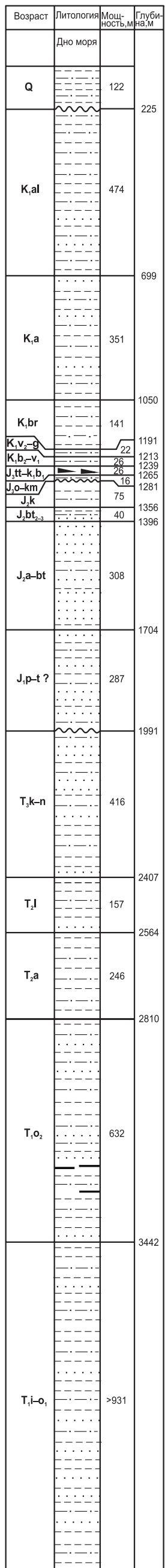
В Канинской СФО к нижнему отделу триаса отнесена ветлужская серия, вскрытая скважинами в пределах Шойнинской ступени и в Мезенской синеклизе. Севернее кряжа Канин Камень ветлужская серия частью обнажена, но в основном перекрыта юрскими отложениями. В Печороморской области и в зонах Баренцевской плиты прослежены соответствующие сеймоподкомплексы.

Сеймоподкомплекс $I(A) - A_1 (S_{T1}i)$. Индские отложения представляют толщу неравномерно переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Преобладают тонкообломочные породы, обычно образующие пакеты тонкого переслаивания. Песчаники слагают редкие пласты, мощность которых может достигать 10 м, иногда более. Индская толща включает мелководно-морские и прибрежно-морские сероцветные песчаники, алевролиты (серые, серо-зеленые, зеленовато-серые) и аргиллиты (темно-серые, зеленовато-серые), и континентальные образования, представленные красноцветными аргиллитами (красновато- и шоколадно-коричневыми, часто с фиолетовым оттенком, вишнево-коричневыми, белесыми).

Пачки песчаников и алевролитов залегают на аргиллитах нередко с размывом. Количество континентальных отложений в разрезе толщи увеличивается в северо-восточном направлении. Возраст отложений определяется по присутствию в них индских спорово-пыльцевых комплексов, а также по находкам индских конхострак [228, 197].

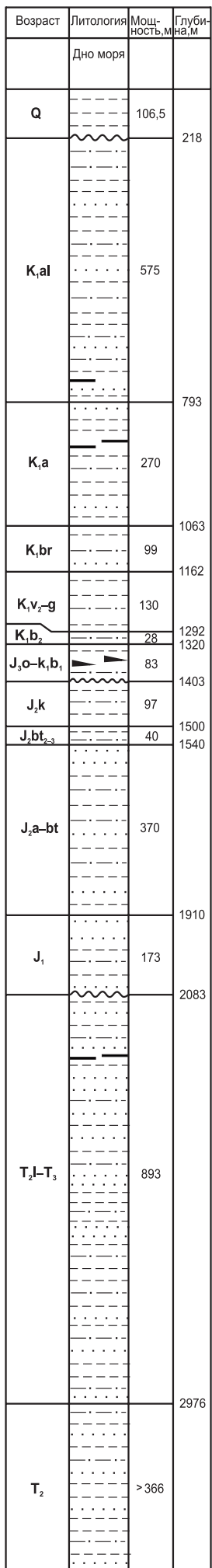
В скв. Северо-Кильдинская-82 в индских породах присутствуют переотложенные раковины верхнепермских моллюсков. В скв. Мурманская-24 индская толща сложена преимущественно красноцветными глинистыми породами, в которых неравномерно распределены редкие прослои (5–10, редко 40 м) песчаников и алевролитов, обычно приуроченные к нижней и средней частям вскрытого разреза. Из отложений выделены триасовые спорово-пыльцевые комплексы и переотложенные пермские конхостраки. Л. А. Фефилова определила из этих отложений только индский палино-

Скв. Мурманская-24
Гл. моря 103 м
А.р. 12,67 м



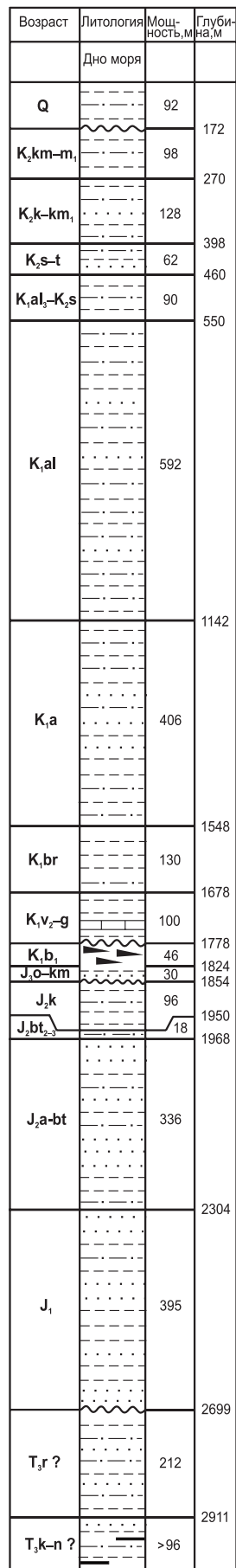
забой
(абс. отм. 4373 м)

Скв. Куренцовская-1
Гл. моря 111,5 м
А.р. 21,77 м



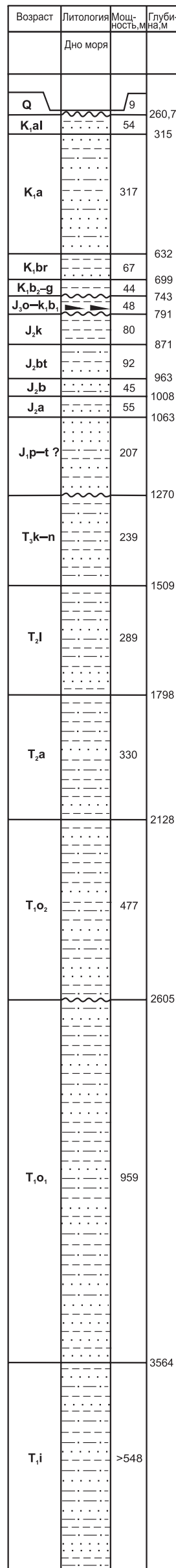
забой
(абс. отм. 3342 м)

Скв. Северо-Мурманская-1
Гл. моря 80 м
А.р. 30,07 м



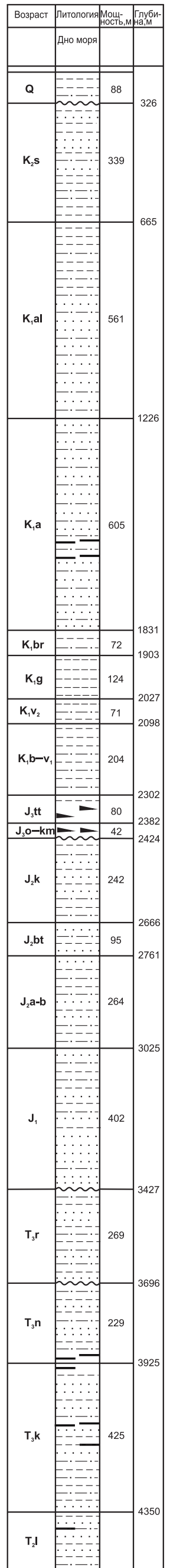
забой
(абс. отм. 3007 м)

Скв. Северо-Кильдинская-82
Гл. моря 251,7 м
А.р. 12,27 м



забой 4124 м
(абс. отм. 4112 м)

Скв. Арктическая-1
Гл. моря 238 м
А.р. 12,47 м



забой 4524 м
(абс. отм. 4512 м)

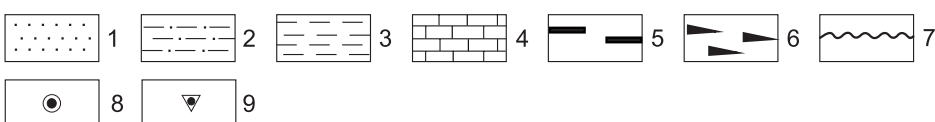
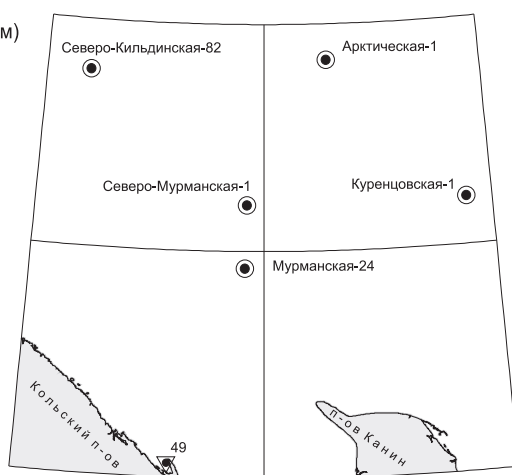


Рис. 10. Разрезы мезозойских отложений по буровым скважинам. (Составили Н. В. Устинов, Э. В. Преображенская).

1—6 — литологический состав: 1 — песчаники, 2 — алевриты, 3 — аргиллиты, 4 — известняки, 5 — угли, 6 — углистые породы; 7 — границы стратиграфических несогласий, 8 — поисково-разведочные скважины, 9 — опорные обнажения.

комплекс А [12, 160]. Мощность вскрытых скважиной индских (индско-нижнеоленекских?) отложений более 931 м. [46]. Мощность колеблется от 500–3200 м.

Ветлужская серия ($T_{1\text{в}}$) сложена континентальными пестроокрашенными песчаниками, алевролитами, глинами, реже гравелитами и конгломератами с прослоями известняков и мергелей.

В спорово-пыльцевых комплексах доминируют *Denseisporites neiburogii* Schulz., *Krauselisporites apiculatus* S a n s. На основании спорово-пыльцевых комплексов, а также конхострак *Liostheria blomi* N o v., *Pseudestheria putjatensis* N o v., *Limnadia komiana* M o l i n., породы отнесены к нижнему триасу (оленекскому ярусу).

Южнее кряжа Канин Камень мощность вскрытой части разреза ветлужской серии составляет около 70, а северо-восточнее кряжа — от 33 до 70 м.

Сейсмоподкомплекс I (A)— A_{11} ($^S T_1$). Представляет собой аналог чаркабожской свиты (инд-нижний оленек), распространенной в Печорской синеклизе. В разрезах морских скважин Печороморской области чаркабожская свита сложена преимущественно толщей красноцветных глин с прослоями песчаников и алевролитов и зеленовато-серых глин. Редко отмечаются белые каолиновые глины (скв. Приразломная-1, гл. 2100 м). Мощность в пределах 250–600 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс A_1 – A_2 ($^S T_{10}$ – T_{2a}) объединяет оленекский и анизийский ярусы.

Оленекские отложения подразделяются на нижне- и верхнеоленекскую толщи. Нижнеоленекская толща характеризуется неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Тонкообломочные породы преобладают в нижней и верхней части толщи. Возраст отложений определяется по спорово-пыльцевым комплексам. Мощность отложений меняется от 200 м у побережья Кольского полуострова до 1000 м на северо-востоке.

Верхнеоленекская толща сложена в основном аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В северной части площади для состава толщи характерны шоколадно- и буровато-коричневые аргиллиты. В меньшем количестве в скв. Северо-Кильдинская-82 представлены их зеленовато-серые и темно-серые разновидности. Песчаники и алевролиты обычно зеленовато-серые, редко шоколадно-коричневые. Возраст отложений определяется по присутствию верхнеоленекских палинокомплексов. Мощность отложений мало меняется на всей площади и составляет около 300–500 м.

Оленекские (верхнеоленекские?) отложения, вскрытые на Мурманской площади, сложены аргиллитами красно-коричневыми и шоколадно-коричневыми с пятнами, линзами и полосками зеленого цвета. Породы сходны с отложениями харалейской свиты Тимано-Печорского региона [163]. Мощность 632 м.

Анизийские отложения на полную мощность вскрыты на Мурманской и Северо-Кильдинской площадях и, частично, на Куренцовской и Арктической. Представлены они преимущественно пестроцветными глинистыми породами. Встречаются буро-зеленые и темно-серые углистые глины аргиллитоподобные с отпечатками листьев и стеблей растений, крупными мегаспорами. В разрезе присутствуют редкие прослои песчаников мелкозернистых зеленовато-серых, серых, иногда с окатышами глин. В глинистых породах отмечаются стяжения и сферолиты сидерита, пятна лептохлоритов. Из отложений был выделен анизийский палинокомплекс. Мощность отложений около 300 м.

Общая мощность подкомплекса 600–3000 м.

Сейсмоподкомплекс $A_{11}-A_2'$ ($^S T_{1-2}$) выделен в Печороморской области, соответствует по объему шапкинской серии. В шапкинскую серию объединены харалейская и ангуранская свиты. Харалейская свита представлена красновато-коричневыми глинами с подчиненным количеством прослоев серых глин, алевролитов и песчаников. Прослои песчаников и алевролитов незакономерно распределены по разрезу. Мощность пластов песчаников обычно 2,0–7,0 редко 20 м. Отложения бедны органическими остатками. Из прослоев серых глин (скв. Песчаноозерская-3, инт. 1540,9–1547,7 м) Н. К. Куликовой выделен позднеоленекский комплекс миоспор с *Aratrisporites robustus*—*Verrucosisporites pseudomorulae* [46]. Мощность отложений харалейской свиты на о-ве Колгуев составляет 150–246 м и закономерно увеличивается на север и северо-запад. Разрез харалейской свиты, аналогичный таковому на о-ве Колгуев, прослеживается на Печорском побережье и шельфе.

Ангуранская свита сложена пестроцветными глинами с редкими прослоями алевролитов, песчаников и серых глин. Песчаные пласты приурочены к нижней части свиты. Нижняя граница устанавливается по появлению пестроокрашенных глин и обычно приурочена к подошве пласта песчаников. По характеристикам ГИС ангуранская свита мало отличается от харалейской свиты.

По мнению В. С. Дунаевой и Л. П. Голубевой, для спорово-пыльцевых комплексов ангуранской свиты характерно уменьшение или исчезновение раннетриасовых и появление среднетриасовых форм, на основании чего возраст отложений принимается как среднетриасовый (анизий—ранний ладин).

Отложения ангуранской свиты широко распространены на побережье и на шельфе Печорского моря. В морских скважинах ангуранская свита также представлена характерными пестроцветными глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность отложений ангуранской свиты на о-ве Колгуев составляет 165–278 м, а в поисковых скважинах на шельфе — 373–429 м.

Возраст шапкинской серии находится в интервале верхнеоленекский подъярус—ладинский ярус [46]. Общая мощность отложений может достигать 600 м.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс A_2-A_3 ($^S T_2 I-T_3 k_1$). Ладинско-нижнекарнийский подкомплекс выделен в Кольско-Финмаркенской и Южно-Баренцевской СФЗ, на площади, охарактеризованной сейсмическими и сейсмоакустическими исследованиями.

Ладинские отложения вскрыты на всех разбуренных площадях: Мурманской, Северо-Мурманской, Северо-Кильдинской, Арктической и Куренцовской и содержат в своем разрезе как пестроцветные породы, характерные для среднего триаса, так и сероцветные, которые отличают образования верхнего триаса.

В северо-восточной части площади отложения представлены, по аналогии с разрезом скв. Северо-Кильдинская-82, преимущественно пестроокрашенными аргиллитами с редкими прослоями песчаников в нижней части разреза. Наряду с пестроокрашенными (пятна горчичного, коричневого, зеленоватого цвета) комковатыми аргиллитами в разрезе присутствуют сероцветные (темно-серые) аргиллиты, по-видимому, отражающие кратковременное существование здесь прибрежно-морских обстановок осадконакопления. Предполагается, что относительное увеличение таких пород можно ожидать в юго-западном направлении. Возраст отложений определяется по присутствию ладинского палинокомплекса.

Мощность ладинских отложений на Мурманской площади 157 м, на Северо-Кильдинской — 289 м, на Арктической — более 174 м.

Нижнекарнийские отложения представляют собой толщу неравномерно чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. В керне с гл. 4216–4227 м (скв. Арктическая-1) определены двустворчатые моллюски *Subcardinia* cf. *curinata* Ch. Col., *Pseudocardinia* aff. *nuculiformis* (Hu) Ch. Col., *Reptania* sp., характерные для карнийских отложений Печорского бассейна, Урала и Средней Азии (заключение Ч. М. Колесникова); поздне триасовые (карнийские) фораминиферы плохой сохранности и разнообразного систематического состава (*Lituolidae*, *Ataxophragniidae*, *Nodosariidae*), которые свидетельствуют о несомненно морском генезисе вмещающих отложений. Мощность нижнекарнийской толщи около 200 м. Общая мощность подкомплекса 250–700 м.

Сейсмоподкомплекс A_2-B ($^S T_2 I-T_3$) выделен в СФО Финмаркенских поднятий. Литолого-фациальный состав нерасчлененных ладинско-верхнетриасовых отложений в целом мало отличается от описанного выше, а мощность колеблется от 300 до 800 м.

Сейсмоподкомплекс $A_2'-B$ ($^S T_{2-3}$). Нерасчлененная средне-верхнетриасовая толща, выделенная в Печороморской СФО, в целом соответствует нарьянмарской свите. По данным бурения, на шельфе отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами, сопоставимыми по составу с комплексами нарьянмарской свиты Тимано-Печорской провинции и определяющими ее возраст, как средне-поздне триасовый.

Нарьянмарская свита сложена тонко переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми глинами, алевролитами и песчаниками. Выделяются прослой углистых глин. Встречаются горизонты, обогащенные растительными

остатками, а также маломощные линзочки угля. Отложения залегают согласно на породах ангуранской свиты. Нижняя граница определяется по исчезновению пестроцветных глин. Отложения богаты органическими остатками. В глинах присутствует фауна пресноводных моллюсков, отмечаются ходы илоедов, встречаются многочисленные остатки растений.

Мощность отложений нарьянмарской свиты меняется от 128 до 784 м, а мощность подкомплекса, по сейсмическим данным, колеблется от 130 до 800 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сейсмоподкомплекс A_3-B (${}^S T_3 k_2-n$). Стратиграфический диапазон отложений, охватываемых подкомплексом, изменяется по направлению от краевой части к центру Южно-Баренцевской СФЗ. На Мурманской и Куренцовской площадях в верхней части подкомплекса представлены верхнекарнийские отложения и нижние горизонты норийского яруса, тогда как на Арктической площади — верхнекарнийские, норийские и, возможно, рэтские(?).

Верхнекарнийские отложения характеризуются неравномерным, грубым чередованием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов. Количество песчаников увеличивается вверх по разрезу. Мощность отдельных пачек достигает 25 м. Встречаются сидеритовые конкреции. Характерны линзы и маломощные прослои бурых и каменных углей, слои с остатками флоры.

Норийские отложения представляют собой чередование пачек преслаивания аргиллитов и алевролитов и пачек песчаников. Мощность пачек 5–20 м. Нижняя граница условно отнесена к подошве глинистой пачки, предположительно фиксирующей начало норийской трансгрессии. Верхняя граница условно приурочена к подошве пласта песчаников, выше которого несколько меняется характер диаграмм ГИС. В разрезах южной части Баренцевского шельфа такой границей является подошва нижнеюрских песчаников. В нижней части толщи преобладают глинистые породы, тогда как в верхней все породы представлены примерно в равных количествах.

Из отложений были выделены карнийский и норийский палинокомплексы. Не исключено, что на юге рассматриваемой площади (учитывая воздымание слоев к побережью Кольского полуострова) норийские отложения могут отсутствовать. Мощность верхнекарнийско-норийских отложений 200–800 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Разрез юрских отложений практически повсеместно на шельфе Баренцева моря по своему составу разделяется на две части: нижнюю (нижне-среднеюрскую), сложенную преимущественно песчаниками, и верхнюю, батско-верхнеюрскую (батско-нижнеберриасскую), преимущественно глинистую.

Нижняя толща формировалась в континентальных условиях, которые периодически нарушались кратковременными морскими трансгрессиями, что нашло отражение в циклическом строении толщи. Верхняя толща сложена морскими образованиями, сформировавшимися в условиях морской трансгрессии, максимум которой приходится на титонское время.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс Б–В₂ (^SJ₁–J_{2b}) объединяет нижнеюрские и среднеюрские (аален-байосские) отложения.

Нижнеюрские отложения представлены мощной толщей песчаников с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов. Встречаются линзы конгломератов. Наличие прослоев тонкообломочных пород придает толще грубоциклическое строение.

Отложения очень бедны органическими остатками. Присутствуют обломки древесины, углефицированные растительные остатки и детрит, отпечатки стеблей *Equisetites* sp. и псевдоморфозы корней растений. Из отложений выделены бедные нижнеюрские палинокомплексы. Только в скв. Куренцовская-1 выделен палинокомплекс с *Bennetitales*, *Quadriculina anefliformis*, *Triancoraesporites ancorae*, который не имеет аналогов в Печорской синеклизе и условно отнесен к нижней юре [163]. Мощность отложений в скважинах меняется от 173 до 402 м.

На Северо-Кильдинском поднятии в нижнеюрских отложениях удалось обнаружить редкие фораминиферы, позволившие условно определить возраст вмещающих пород, как плинсбах-тоарский [203, 228, 244]. Вместе с тем, не исключено, что за пределами Северо-Кильдинского поднятия разрез нижнеюрской толщи более полный.

Нижнеюрская толща на рассматриваемой площади залегает с размывом на триасовых отложениях. По мере приближения к побережью можно ожидать постепенное уменьшение мощности толщи нижнеюрских отложений, а возможно, и последовательное выклинивание ее нижних горизонтов.

Аален-байосская толща представляет неравномерное чередование пачек песчаников, аргиллитов и алевролитов мощностью от 10 до 80 м, образуя циклически построенный комплекс. Причем мощность пачек глин не превышает 10–20 м, а песчаников обычно более 40–50 м. Мощность циклов от 40 до 130 м. Циклическое строение и присутствие фораминифер позволяют условно разделить среднеюрские отложения на ааленскую и байосскую толщи, каждая из которых начинается пакетом тонкообломочных пород или прослоем глин. Мощность толщ 55 и 45 м соответственно.

Песчаники в разной степени сортированы, часто (особенно в нижней толще) содержат гальки, гравий, иногда линзы конгломератов, обломки и окатыши аргиллитов. В нижней части толщи присутствуют редкие линзочки угля. Отмечаются седиментационные брекчии. Возраст отложений определен по присутствию байосских фораминифер *Trochammina* ex gr. *Praesquamata* (скв. Северо-Кильдинская-81, гл. 800–880 м) [48].

Мощность нижнеюрских и среднеюрских (аален-байосских) отложений в скв. Арктическая-1 достигает 668 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В Канинской СФО отложения представлены континентальными песками и песчаниками байосского и батского ярусов и морскими и прибрежно-морскими терригенными породами келловейского яруса среднего отдела.

Байосский—батский ярусы (J_2b-bt). Отложения распространены на склонах кряжа Канин Камень. Они с размывом залегают на ветлужской серии и в свою очередь с размывом перекрываются келловейскими отложениями. В разрезе преобладают светло-серые, желтоватые пески и песчаники с прослоями алевролитов преимущественно кварцевого состава. Отмечаются включения обуглившихся органических остатков. Возраст толщи установлен на основании моллюсков *Meleagrinea* cf. *echinata* Smith., *Palaeonucula* aff. *endorae* (Orbigny) и фораминифер *Lenticulina mironovi* (Dain), *Citharina* aff. *proxima* (Terg.), *Pseudonodosaria* ex gr. *tutkowskii* (Mjatl.). Мощность колеблется от 1 до 53 м.

Келловейский ярус (J_2k). Отложения келловей изучены в обнажениях в районе среднего течения р. Ярней к юго-западу от кряжа Канин Камень и вскрыты скважинами к северо-востоку от него. Они залегают на размытой поверхности байосско-батских пород и с размывом перекрываются кайнозойскими или нижнемеловыми осадками. Разрез представлен серыми и зеленовато-серыми гидрослюдистыми глинами с углефицированным детритом и вкрапленностью пирита.

Возраст определен по спорово-пыльцевым комплексам и фораминиферам *Lenticulina tatariesis* Mjatl., *L.* cf. *simplex* (Kiebl. et Zw.), *L. praepolonica* K. Kuzn. и др. [257]. Мощность не превышает 200 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Сейсмоподкомплекс Б—В (SJ). Нерасчлененные юрские отложения показаны в Печороморской СФО. Они ограничены региональными отражающими сейсмическими горизонтами Б и В, но внутренние отражения прослеживаются фрагментарно. В разрезах юры, по морским скважинам, самой представительной из которых является Поморская-1, узнаются отложения всех известных на суше Тимано-Печорской провинции свит: нижнеюрской харьягинской, среднеюрских сысольской и чуркинской и верхнеюрских нерицкой, замежнинской и паромесской.

В нижней части харьягинская свита (тоарский? ярус) сложена песчаниками, а завершают разрез глины и глинистые алевролиты. В сысольскую свиту (аален—нижний бат) выделена преимущественно песчаниковая толща, сформировавшаяся в основном в континентальных условиях.

Чуркинская свита (средний—верхний бат—келловей) на о-ве Колгуев (скв. 140) сложена преимущественно глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Ее нижняя граница приурочена к подошве пачки глин,

сменяющих песчаники сысольской свиты, что хорошо отражается на всех диаграммах ГИС. В скв. Поморская-1 чуркинской свите также соответствует глинистая толща.

Нерицкая свита (оксфорд) сложена (скв. 140) тонкозернистыми светло-серыми известковистыми песчаниками, глинистыми глауконитовыми песчаниками с прослоями глинистого алевролита и глины.

Замежнинская свита (нижний кимеридж) сложена (скв. 140) черными алевролитистыми, песчанистыми глинами с глауконитом.

Паромесская свита (верхний кимеридж—титон) сложена преимущественно глинами, с прослоями алевролитов в средней части [46].

Мощность юрских отложений на Печорском шельфе составляет 200–300 м.

СРЕДНЯЯ ЮРА, БАТСКИЙ ЯРУС—НИЖНИЙ МЕЛ, БЕРРИАССКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

Сейсмоподкомплекс B_2-B' ($^S J_2 bt-K_1 b_1$) включает отложения батского—келловейского ярусов средней юры, верхнюю юру и низы берриасского яруса нижнего мела.

Батская толща сложена либо песчаниками (Мурманская площадь), либо неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми породами (Северо-Кильдинская и Арктическая площади). Количество глинистых разностей возрастает к центру Южно-Баренцевской СФЗ. Возраст отложений определяется находками раковин средне-позднебатского комплекса фораминифер с *Riyadhella sibirica* (скв. Куренцовская-1, заключение С. П. Яковлевой). Слои с этим комплексом фораминифер располагаются в основании чуркинской свиты Тимано-Печорского региона. Мощности батских отложений 92 м (скв. Северо-Кильдинская-82) — 95 м (скв. Арктическая-1).

Отличие батской толщи от ааленской и байосской определяется тем, что ее верхняя, средне-верхнебатская, часть представляет пакет (21–28 м), сложенный алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, определяющими начало крупной морской трансгрессии.

Келловейские отложения характеризуются изменчивым составом: от существенно глинистого (Мурманская, Куренцовская и Северо-Мурманская площади) до алевролито-глинисто-песчаникового (Арктическая площадь). Положение сейсмического отражающего горизонта B_2 [262] может быть приурочено к подошве средне-верхнебатской пачки, определяющей начало морской трансгрессии и переход от преимущественно песчаниковой нижнебатской к глинистой келловейской толще.

Верхнеюрские отложения являются своеобразным маркирующим горизонтом. Их отличительной особенностью являются «черные глины». Толща залегает с размывом на келловейских породах.

В ее основании выделяется маломощная пачка алевролитов (6 м) предположительно оксфордского возраста. Предполагается, что, как и на большей части Баренцева моря, в разрезе оксфордской части присутствует несогласие, в виде выпадения среднеоксфордских слоев.

Выше расположена пачка глин кимериджского возраста мощностью от 4 до 34 м. Завершает толщу, охватываемую сейсмоподкомплексом, пачка титонских и, возможно, нижеберриасских глин (26–80 м), которая с размывом залегает на кимериджских глинах. Характерной особенностью кимериджских и титонско-нижеберриасских отложений является присутствие в их составе «черных глин», выделяющихся высоким (более 5%) содержанием органического вещества сапропелевой и гумусовой природы. По-видимому, по направлению к побережью Кольского полуострова «черные глины» замещаются темно-серыми разностями с низким содержанием органического вещества [46].

Мощность бат-нижеберриасских отложений достигает 459 м в скв. Арктическая-1.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на Баренцевском шельфе представлены в основном нижним отделом. Верхнемеловые отложения распространены в центре Южно-Баренцевской впадины. На п-ове Канин известны только отложения валанжинского яруса.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые отложения слагают толщу регрессивно-трансгрессивной направленности. В ее нижней части преобладают глины, которые постепенно сменяются более грубой по строению песчано-алевритоглинистой толщей, отвечающей усилению регрессии морского бассейна (максимум регрессии приходится на средний апт). Затем новая морская трансгрессия (позднеаптско-альбская) сопровождается увеличением доли морских глин в разрезе.

На шельфе в Печороморской СФО и на прилегающем побережье нижнемеловые отложения разделены на два сейсмоподкомплекса: верхнеберриас-барремский и апт-альбский.

Сейсмоподкомплекс В-Гп (K_1b_2 -br). Верхнеберриас-барремские отложения в Печороморской СФО представлены глинистой толщей с редкими прослоями алевролитов, иногда песчаников. Мощность этих отложений на шельфе по скважинам меняется от 97 до 113 м и постепенно увеличивается в северном направлении до 500 м.

Верхнеберриас-барремский подкомплекс объединяет несколько стратиграфических подразделений. Его разрез, наиболее обеспеченный керном и палеонтологическими определениями, был изучен в параметрической скв. 140 на о-ве Колгуев [144], где выделены колгуевская (верхний берриас—готерив) и мошьюгинская (баррем) свиты.

Колгуевская свита сложена монотонной толщей глин. По палеонтологическим остаткам, главным образом фораминиферам, в составе свиты выделяются две толщи: верхнеберриас—нижневаланжинская и верхневаланжинская—готеривская. Верхнеберриас—нижневаланжинскую толщу

слагают глины светло-серые, светло-зеленые и зеленовато-серые известковистые и сильно известковистые плотные с заметно пониженной гамма-активностью. Встречаются глауконитовые глины с маломощными (0,6 м) прослоями пеллециподового ракушника. Мощность нижней толщи 22 м. Верхневаланжин-готеривская толща в нижней, верхневаланжинской, части представлена глиной светло-серой, зеленовато-серой известковистой и глиной темно-серой. В светло-серой и зеленовато-серой глине присутствуют пиритовые и кальцитовые конкреции, ходы илоедов, часто пиритизированные, остатки раковин пеллеципод, гастропод и аммонитов. Мощность верхневаланжин-готеривских отложений 110 м. Мощность отложений колгуевской свиты 132 м.

Мошьюгинская свита в разрезе скв. 140 представлена в нижней части темно-серыми глинами с линзами и гнездами глауконита, примесью алевритового материала, с пиритизированными ходами червей и редкими сидеритовыми конкрециями. В основании толщи — пласт алевролита. В глинах встречены обломки раковин двустворок и аммонитов, комплекс фораминифер, характерный для барремского яруса. Выше располагаются серые и слегка коричневатые алевритовые, слюдистые глины, иногда с гнездами и линзами тонкозернистого песка и глауконита, со скоплениями углефицированного растительного детрита, с ходами илоедов, обломками пеллеципод. Завершают разрез коричневато-серые слюдистые, тонкослоистые глины. Мощность отложений 65 м.

Валанжинский ярус (K_{1V}). Нижнемеловые отложения в таком объеме представлены в Канинской СФО. Они вскрыты в единичных скважинах к северо-востоку от кряжа Канин Камень, где с размывом залегают на келловейских глинах и перекрыты кайнозойскими осадками. Разрез представлен серыми и темно-серыми плотными глинами, в верхней части слабопесчанистыми, с углефицированным детритом. В основании толщи отмечаются прослой серых массивных известняков.

По всему разрезу присутствуют миоспоры. В спорово-пыльцевых комплексах споры значительно (75–88 %) преобладают над пыльцой. Обилие и разнообразие спор глейхениевых, присутствие ехизейных позволило датировать возраст вмещающих отложений как валанжинский [258]. Мощность достигает 48 м.

Сейсмоподкомплекс $V'-Gn$ ($^S K_{1V}-br$). Валанжин-барремская толща сложена глинами серыми в разной степени алевритистыми. В южной части Южно-Баренцевской синеклизы на локальных структурах (Северо-Мурманская и Мурманская площади) верхнеберриас-нижневаланжинские отложения отсутствуют, однако они предполагаются в погруженных центральных районах. Верхневаланжинские—готеривские отложения представлены глинами с редкими прослоями серых алевролитов. На подстилающих породах толща залегают либо согласно, либо с размывом на локальных структурах Мурманской, Северо-Мурманской и предположительно Куренцовской. Мощность верхневаланжин-готеривских отложений до 195 м.

Барремские отложения представлены глинами с прослоями алевролитов и редко песчаников. Глины преобладают (60–80 %). Нижняя граница

условно приурочена к уровню смены фораминиферовых комплексов. Мощность барремских отложений в скважинах 72–130 м [46].

На Северо-Кильдинской структуре [199] в составе нижнемеловой толщи также отсутствуют верхнеберриас-нижневаланжинские слои. В верхней барремской части толщи появляются прослои алевролитов и песчаников. Возраст отложений определяется по находкам поздневаланжин-готеривских, готеривских и барремских комплексов фораминифер. Общая мощность отложений 300–350 м.

Сейсмоподкомплекс G_n-G_1 ($^S K_{1a_{1-2}}$). Нижне-среднеаптская толща сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами. Мощность слоев 5–18 м (скв. Северо-Кильдинская-82). Песчаники и алевролиты преобладают. Основание толщи отнесено к подошве пласта песчаников. Верхняя граница отнесена к подошве мощной пачки глин, содержащих позднеаптский—раннеальбский комплекс фораминифер. На Арктической, Мурманской и Куренцовской площадях аптский возраст отложений определяется их положением в разрезе и редкими находками фораминифер аптских видов. Мощность нижне-среднеаптских отложений в скважинах до 600 м.

Сейсмоподкомплекс $G_1-G'_1(Д)$ ($^S K_{1a_3-al_1}$). Верхнеаптско-нижнеальбская толща в юго-западной части рассматриваемой площади завершает мезозойский разрез, а в Южно-Баренцевской СФЗ перекрывается толщами среднего—верхнего альба и в центре синеклизы — верхнего мела. В составе толщи представлены глины, алевролиты и песчаники. Преобладают глины, слагающие нижнюю часть толщи, а выше чередующиеся с песчаниками и алевролитами в слоях мощностью до 10 м. Эта толща, по-видимому, отражает новую позднеаптскую морскую трансгрессию.

В южной части Южно-Баренцевской СФЗ (Мурманская, Куренцовская и Северо-Мурманская площади) в разрезе толщи преобладают глины с прослоями алевролитов, тогда как на Арктической площади — песчаники и алевролиты. Здесь же отмечаются линзочки угля. Мощность прослоев пород 2–20 редко 40 м. Возраст отложений определяет позднеаптский-раннеальбский комплекс фораминифер. Мощность отложений до 400 м.

Сейсмоподкомплекс $G_n-Д$ (K_{1a-al}). Апт-альбские отложения мощностью 100–200 м выделены на шельфе в Печороморской СФО. По составу и объему соответствуют большегаловской свите. Отложения *большегаловской свиты* охарактеризованы керном в скв. 140 (гл. 130–271 м) на о-ве Колгуев. В этом разрезе свита сложена преимущественно песчаниками и песками с прослоями глин и алевролитов. Мощность отложений 141 м [46].

Сейсмоподкомплекс $G'_1-G_2(Д)$ ($^S K_{1al_{2-3}}$). Распространение средне-верхнеальбской толщи установлено в основном в Южно-Баренцевской СФЗ. Толща согласно залегает на подстилающих породах. Границы толщи в разрезах скважин приняты условно по появлению и исчезновению средне-верхнеальбского комплекса фораминифер. В составе толщи преобладают алевролиты. Песчаники в значительном количестве отмечаются в

нижней половине толщи в центральной части Южно-Баренцевской СФЗ. Глины распределены по разрезу и по площади неравномерно. Мощность средне-верхнеальбских отложений в скважинах 200–300 м.

Сейсмоподкомплекс G_2 -Д ($^S K_2$). Нерасчлененные верхнемеловые отложения вскрыты почти в полном объеме скв. Северо-Мурманская-1, а также скв. Арктическая-1. По фораминиферовым комплексам, установленным в шламовых пробах, разрез отложений условно подразделяется на несколько толщ. Нижняя, сеноманская толща (гл. 550–460 м) сложена зеленовато-серыми и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и, возможно, глауконитовых песков. На этом же стратиграфическом уровне в разрезе скв. Арктическая-1 (гл. 610–790 м) был выделен сеноманский комплекс фораминифер с *Verneuilinodes perplexus*–*Spiroplectammina phauloides* (заключение Л. В. Василенко). Выше (скв. Северо-Мурманская-1, гл. 398–460 м) располагается толща переслаивания песчаников, алевролитов и глин, с которой ассоциируется комплекс фораминифер с *Discorbis sanjarensis* позднесеноманского–туронского возраста. Предполагается, что отложения имеют более широкий возрастной диапазон — коньяк–ранний кампан, имея в виду, что на о-ве Колгуев в верхнемеловых отложениях были установлены турон-коньякские и коньяк-нижнесантонские комплексы фораминифер [24].

Мощность верхнемеловых отложений в скважинах 339–378 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПЛИОЦЕН—ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Морские и ледниково-морские отложения (m, gmN₂³–E). Распространены в юго-восточной акваториальной части территории между п-овом Канин и о-вом Колгуев. Выделены только по материалам сейсмоакустического профилирования. В волновом поле сеймопачка характеризуется крапчатой и хаотической сейсмозаписью без протяженных рефлекторов. Нижняя часть пачки, по результатам сравнения с разрезами, находящимися на близлежащей суше, может быть сложена переслаиванием песчаных алевролитов и глин падимейской свиты. Верхней части соответствует хайпудырская свита, вскрытая рядом скважин на севере Печорской низменности. Она сложена диамиктонами и песчаными алевролитами, содержащими целые и битые раковины моллюсков [46]. Мощность отложений, по данным сейсмоакустического профилирования, достигает 45 м.

Аллювиальные и морские отложения (a, mN₂?–E). Закартированы только в юго-западной части акватории листа по материалам сейсмоакустического профилирования ($^S N_2?$ – Q_E). К ним отнесены отложения нижнего (четвертого) сеймостратиграфического комплекса (ССК-IV) из выделенных в разрезе неоген-четвертичных отложений, заполняющие эрозионные палеоврезы наиболее древней в регионе генерации. Ширина врезов составляет обычно 4–6 км, глубина относительно дна моря достигает 100 м.

Сейсмокомплекс образует формы заполнения палеоврезов (см. Карту четвертичных образований). Его подошва совпадает с поверхностью регионального, стратиграфического и углового несогласия (отражающий горизонт Д), положение кровли контролируется бровками палеоврезов. Иногда на противоположных бортах палеоврезов наблюдаются одноуровневые уступы, которые интерпретируются как речные террасы (рис. 11). В целом в составе сейсмокомплекса выделяются три сеймопачки с характерной для каждой из них волновой картиной общей мощностью до 125 м.

Для нижней сеймопачки свойственна «крапчатая» сейсмозапись, иногда с короткими крутонаклонными осями синфазности. Подобная волновая картина характеризует высокоэнергетические обстановки осадконакопления. Учитывая расположение сеймопачки в нижней части палеоврезов, можно предположить, что сложена она аллювиальными отложениями. Ее наблюдаемая мощность не превышает 15 м. В средней части сейсмокомплекса залегает акустически «прозрачная» сеймопачка мощностью до 60 м. Отсутствие внутренних отражений обычно характеризует однородный, без значительных вариаций акустических свойств, состав слагающих пачку отложений. Представляется, что средняя пачка формировалась в условиях ингрессии моря, в условиях стабильного и спокойно-го режима осадконакопления.

Верхняя сеймопачка имеет ритмичнослоистую структуру сейсмозаписи с протяженными осями синфазности, непрерывно прослеживающимися от одного борта палеовреза к другому. Такой характер волновой картины типичен для чередующихся в разрезе прослоев отложений с различными плотностными свойствами, формирующихся в условиях гидродинамически непостоянной среды открытого моря. Мощность сеймопачки достигает 50 м. Следует отметить, что во многих случаях та или иная сеймопачка, сокращаясь в мощности до 5 м, не прослеживается на сейсмоакустических разрезах.

Ближайшим районом со стратиграфически охарактеризованными верхнеплиоцен-эоплейстоценовыми отложениями является Печорская низменность с прилегающим шельфом. Предложенная генетическая интерпретация сейсмокомплекса в основных чертах подтверждается при сопоставлении его с коррелятными, по мнению В. С. Зархидзе (1989), отложениями падимейской серии (верхний плиоцен). В границах Печорской структурно-фациальной зоны в падимейской серии выделяются три свиты. Нижняя, каменная, сложена аллювием: песками с гравием, галькой. Ее мощность достигает 180 м. Залегаящая стратиграфически выше юрьягинская свита морского генезиса представлена переслаиванием алевроитов, супесей и глин. Отмечаются включения растительных остатков, конкреции пирита и лимонита. Мощность достигает 40 м. Для выделенного комплекса фораминифер характерны *Rhetroephidium subclavatum* (G u d.), *R. Obesum* (G u d.), *R. Atlanticum* (G u d.). Венчает разрез серии седьягинская свита мощностью до 35 м. Она представлена алевроитами с прослоями песков, глинами с вкраплениями вивианита. В стратотипе отмечен комплекс моллюсков с *Propeamussium groen-landicum* (S o w.), *Nucula tenuis* (M o n t.), *Nuculana* sp. и др.

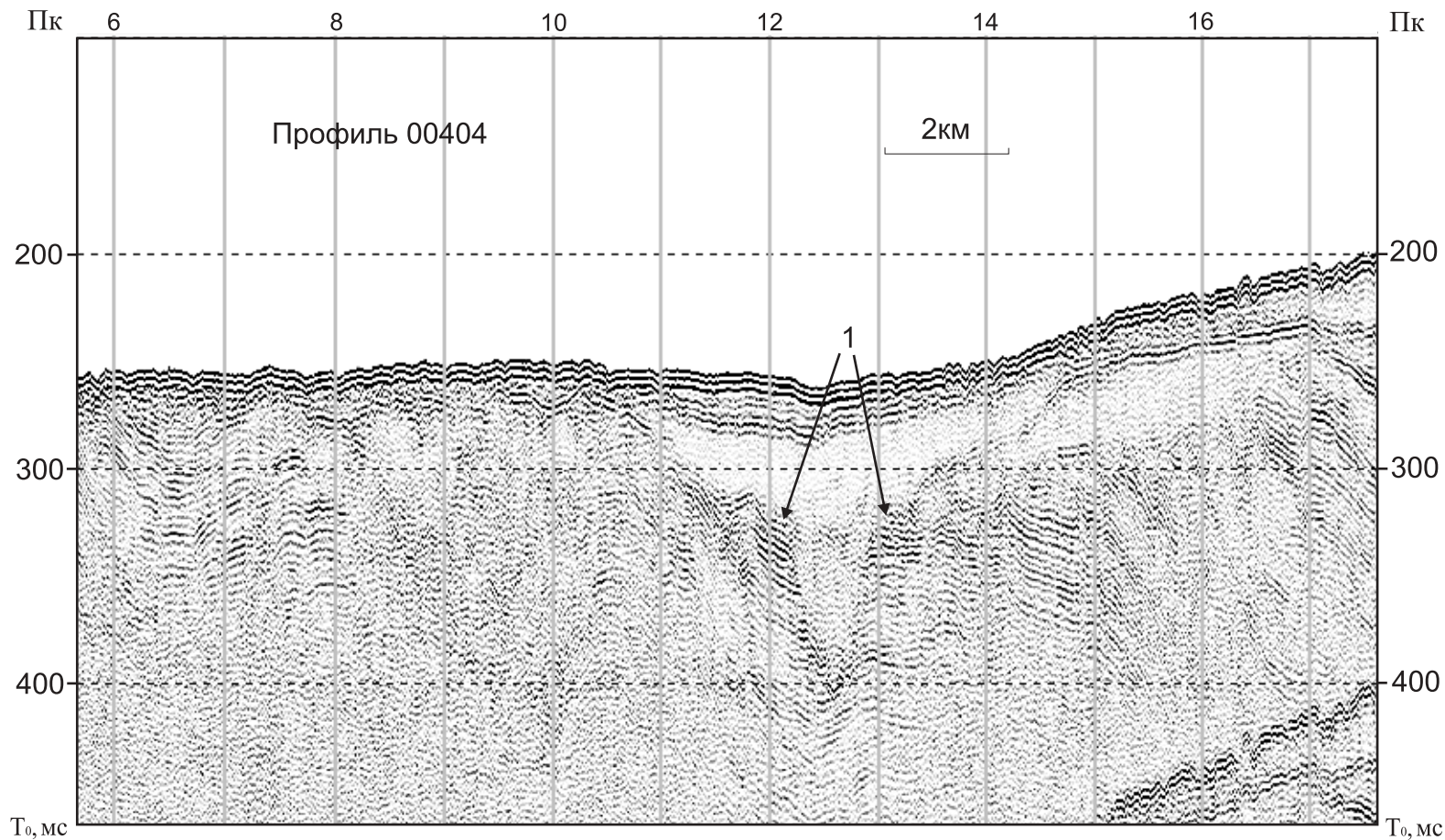


Рис. 11. Фрагмент сейсмоакустического профиля 00404. Верхнеплиоцен-эоплейстоценовый палеоврез. 1 — одноуровневые речные террасы. (Интерпретация Д. А. Костина).

На западе о-ва Колгуев аллювиальные и морские отложения слагают косореченскую свиту. Разрез представлен песками, суглинками и алевритами, отмечаются линзы и прослой гравийно-галечных отложений. Мощность составляет 35 м. В разрезе вблизи устья р. Косая был определен комплекс моллюсков с *Macoma calcarea* (Gmel.), *M. baltica* L., *Serripes groenlandicum* (Chen.) и др. Аллювиальные отложения выполняют врезы в подстилающей саучихинской свите.

Эоплейстоцен в границах Печорской низменности и прилегающего к ней шельфа представлен в основном отложениями морского генетического ряда. Выделенная М. Н. Григорьевым (1988) на западном берегу о-ва Колгуев китовая толща с резким контактом перекрывает верхнеплиоценовые отложения с падимейским комплексом микро- и макрофауны и сложена монолитными суглинками с редкими включениями гравия, гальки и валунов, пропластками тонкозернистых песков. Обнаруженные моллюски представлены *Voldiella lenticula* (Moll.), *Nuculana pernula* (Müll.), *Natica clausa* (Wood. et Sow.) и др. Видимая мощность толщи не превышает 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система представлена всеми звеньями неоплейстоцена и голоценом. За основу при стратиграфическом расчленении четвертичных образований приняты:

— Региональная унифицированная схема четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы, утвержденная МСК в 1984 г.;

— Сводная легенда четвертичных образований Кольской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 [246];

— Легенда Баренцевоморской серии масштаба 1:1 000 000, 2004 г.

При составлении карты Кольского полуострова за основу была взята Карта четвертичных образований, лист R-(35)-37 (Мурманск), 2000 г. Карта четвертичных образований на п-ов Канин была составлена по материалам Г. М. Черемхиной (1999); В. С. Зархидзе, Д. А. Костина, А. С. Красножен, Е. Е. Мусатова [46], А. С. Лаврова, Л. М. Потапенко (2005). Они дополнены и уточнены по результатам полевых исследований (Кольский полуостров) и взаимной увязки материалов (п-ов Канин).

При расчленении и характеристике четвертичных отложений Баренцевоморского шельфа основой послужили данные непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) и донного опробования, полученные МАГЭ при проведении ГСШ масштаба 1:1 000 000 и комплексных геолого-геофизических работ в границах Кольско-Канинской моноклинали масштаба 1:200 000. Кроме того, привлекались данные инженерно-геологического бурения ОАО АМИГЭ.

К четвертичным отложениям на акваториальной части листов отнесены образования I, II, III и IV сейсмостратиграфических комплексов (ССК),

разделенные между собой и отделенные от подстилающих пород поверхностями несогласий. Более дробное расчленение сейсмокомплексов на сеймопачки (ССП) выполнялось с использованием результатов сеймофациального анализа. Определение их стратиграфического положения и вещественная характеристика выполнены по имеющимся на шельфе инженерно-геологическим скважинам, грунтовым станциям и путем корреляции с изученными разрезами четвертичных отложений на прилегающей суше. Мощность четвертичных отложений в среднем составляет 25–50 м, достигая в компенсированных седиментацией палеоврезах 100 м (см. Карту четвертичных образований).

В результате сеймостратиграфического и сеймофациального анализа в сводном разрезе четвертичных отложений на акватории по материалам сейсмоакустического профилирования выделены (снизу вверх):

1. ССК-IV — верхнеплиоценовый—эоплейстоценовый:

А) ССП-IV-2 — верхнеплиоценовая—эоплейстоценовая, выполняющая палеоврезы (а, mN₂–E);

Б) ССП-IV-1 — эоплейстоценовая, формирующая покровные тела на участке между п-овом Канин и о-вом Колгуев в основании четвертичного чехла.

2. ССК-III — ниже-среднеоплейстоценовый:

А) ССП-III-1 — ниже-среднеоплейстоценовая с «хаотической» и «кrapчатой» сейсмозаписью (gm, mI–II).

2. ССК-II — верхнеоплейстоценовый:

А) ССП-II-7 — верхнеоплейстоценовая со слоистой или «кrapчатой» сейсмозаписью, слагающая плащеобразные тела и тела заполнения (mIII);

Б) ССП-II-6 — верхнеоплейстоценовая (осташковская) с «хаотической» сейсмозаписью, слагающая выраженные в рельефе моренные тела (gIIIos);

В) ССП-II-5 — верхнеоплейстоценовая (осташковская) с сеймопрозрачной, иногда неяснослоистой записью, слагающая караваяобразные тела и тела заполнения (gmIIIos);

Г) ССП-II-4 — верхнеоплейстоценовая (осташковская) с «прозрачной» и регулярнослоистой записью, формирующая тела заполнения (mn_gIIIos);

Д) ССП-II-3 — верхнеоплейстоценовая (осташковская), заполняющая палеоврезы, выраженные в современном рельефе дна моря (а, mIIIos);

Е) ССП-II-2 — верхнеоплейстоценовая (осташковская)—голоценовая с выдержанными наклонными осями синфазности, формирующая тела заполнения и прилегания (mf, mnIIIos–H);

Ж) ССП-II-1 — верхнеоплейстоценовая с регулярнослоистой сейсмозаписью (mIIIos–H).

3. ССК-I- голоценовый:

А) ССП-I-3 — голоценовая с ритмичнослоистой, «прозрачной» сейсмозаписью во фьордах (am_eH);

Б) ССП-I-2 — голоценовая с косослоистой сейсмозаписью и грядовым рельефом поверхности (mfH);

В) ССП-I-1 — голоценовая, слагающая акустически «прозрачные» тела заполнения и облекания (mnH).

Четвертичные отложения Кольского полуострова характеризуются малой мощностью и прерывистостью покрова. Лишь в крупных депрессиях и зонах краевых ледниковых образований их мощность возрастает до 40–50 м, редко — до 100–170 м. Характер и условия формирования отложений на полуострове обусловили пестроту и частую смену фаций как по простиранию, так и в разрезе.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Ледниково-морские отложения (gmE?) описаны в разрезах по скважинам в пределах юго-западного и северного, северо-восточного побережья п-ова Канин [46]. Ледниково-морские образования перекрыты среднелепесточными ледниковыми образованиями. В низах эоплейстоцена лежат диамиктоны — несортированные пески с редкими включениями гравия и гальки, с песчанистыми алевритами и алевритами с тонкими прослойками глин. Встречаются раковины моллюсков *Macoma calcarea* (Gmel.), *Tridonta borealis* (Shum.), *Astarte motague* (Dillw.) и др.), растительный детрит, конкреционные стяжения лимонита, а также представительный комплекс фораминифер (до 12–14 видов, до 50–100 экз). Ретроэльфидиумы представлены *R. aff. subclavatum*, *R. obesum*, *R. atlanticum*, кассидулинами, исландиеллами, протоэльфидиумами, букцеллами и др. Характерны единичные *Cibicides grossus* (Ten Dam et Rein.).

Верхняя часть эоплейстоцена представлена темно-серыми песчанистыми алевритами, плотными, в отдельных интервалах горизонтальнослоистыми с включениями гравия, гальки, отдельных валунов. Комплекс фораминифер сходен с вышеописанными (меняется лишь состав видов-«примесей»). В ряде разрезов п-ова Канин появляется новый вид *Elphidiella rolphy* Gud. et Polovova — характерный для слоев, пограничных между плейстоценом и плиоценом. Из моллюсков наиболее часто встречаются астарты и хиателлы. Мощность отложений, по В. С. Зархидзе, достигает 80–120 м.

Эоплейстоценовые ледниково-морские образования выделены В. С. Зархидзе. Возраст и генезис недостаточно обоснованы, поэтому в данной работе принимаются условно. Г. М. Черемхина (1999) относила эти отложения к морским эоплейстоценовым и среднелепесточным (чирвинскому горизонту).

Среднее звено

На п-ове Канин представлено ледниковыми (gII₄) отложениями (включая ледниково-морские фации), которые в редких случаях вскрываются в основании разрезов в приустьевых частях рек. Описание ледниковых отложений — диамиктонов с линзами и прослоями алевритов и песков — большей частью выполнено по скважинам. Ледниково-морские диамиктоны содержат арктическую фауну (редко). Перекрыты морскими отложениями первой ступени верхнего звена (аналог микулинского

горизонта на Кольском полуострове). Видимая мощность — до 8 м (на северном побережье мыса Канин Нос) [183]. Предполагаемая мощность — более 15 м.

В. С. Зархидзе рассматривал эти отложения в составе ледово-морских нижнего неоплейстоцена, Г. М. Черемхина — частично, в составе ледниково-морских вычегодского горизонта (среднее звено неоплейстоцена).

Нижнее—среднее звенья

Ледниково-морские, морские, в т. ч. ледово-морские отложения (gm, mI—II) имеют площадное распространение. Нижняя часть сеймопачки характеризуется «кrapчатой» и «пунктирной» сеймозаписью, протяженные отражения отсутствуют. Подобная волновая картина обычно связывается со смешанным литологическим составом слагающих ее отложений.

Пачка вскрыта инженерно-геологическим бурением в границах Северо- и Южно-Канинского плато, Центральной впадины, Нижней Колгуевской ступени, Гусиной возвышенности. Сложена темно-серыми массивными суглинками с включениями щебня, плохоокатанной гальки, гнездами светло-серого алевролита [243]. В гранулометрическом спектре содержание глинистых, алевролитовых и песчаных фракций практически равное. Содержание грубообломочного материала обычно не превышает 2%, однако в отдельных интервалах может достигать 10%. Характерна высокая плотность сложения пород, равная 2,1–2,2 г/см³. Суглинки содержат малочисленный смешанный комплекс фораминифер мелового и позднекайнозойского возраста. Среди кайнозойских форм преобладают *Retroelphidium clavatum*. Содержание легкорастворимых солей составляет 0,6 г на 100 г грунта, что косвенно указывает на формирование отложений в морских условиях при солёности вод 30–36 г/л. Мощность пачки, по материалам бурения, не выдержана по латерали и колеблется от 7 до 50 м.

Наиболее представительный разрез нижней пачки вскрыт инженерно-геологическим бурением (скв. 199) на Гусиной возвышенности в интервале 27,5–86,5 м. Разрез сложен суглинками темно-серыми с гравием, галькой, мелкими валунами, гнездами песка пылеватого серого, с редкими мелкими обломками известковых раковин. Содержание грубообломочного материала колеблется по разрезу от 5–7 до 10–15%. Выделенный комплекс фораминифер представлен преимущественно переотложенными кайнозойскими видами *Elphidiella groenlandica*, *Retroelphidium clavatum*, *Criboelphidium subarcticum*, *Cassidulina reniformeae*, *Planocassidulina norcrossi*. Присутствуют также и переотложенные мезозойские формы.

Выполненные определения абсолютного возраста термлюминисцентным методом [243] показали постепенное увеличение возраста от кровли к подошве пачки от 216 000 до 362 000 лет.

Верхняя часть ССП-III-1 в волновой картине отображается «хаотической», на отдельных участках — ритмичнослоистой записью с непротяженными осями синфазности, что характерно для чередования в разрезе

разноплотностных слоев. Для этой пачки характерны ровная подошва и весьма расчлененная кровля. Вскрыта рядом инженерно-геологических скважин в границах Мурманской возвышенности и Западно-Кольской седловины, где она слагает весь разрез нижнего—среднего звеньев неоплейстоцена. Сложена темно-серыми глинами с включениями гравия, мелкой гальки. Содержание грубообломочного материала не превышает 1–2%. В гранулометрическом спектре преобладают глинистые частицы — 40–45%, содержание алевритовой фракции составляет около 30%, песчаной — до 25%. Плотность сложения глин в среднем 2,0 г/м³. В составе глинистой фракции преобладает монтмориллонит (до 60%), гидрослюда составляет 25–35%, характерно высокое содержание аморфного кремнезема — около 3%. В выделенном комплексе фораминифер преобладают виды *Retroelphidium clavatum* и *Cassidulina reniforme*.

О. В. Руденко [243] из отложений в инженерно-геологической скв. 32 (Куренцовская площадь) выделены палинокомплексы предположительно средне-неоплейстоценового возраста. В составе спектра наибольшее содержание пыльцы голосеменных — до 30%. Содержание *Betula sut. Albae* достигает 10%. Постоянно присутствуют колонии водорослей *Pediastrum*. Близкие по составу палинокомплексы выделены на Северо-Гуляевской площади (Печорское море), где возраст вмещающих отложений определен также и по комплексам фораминифер [46].

Мощность пачки, по материалам бурения, изменяется от 2,5 до 24 м. Контакт с подстилающими отложениями средней пачки постепенный, часто отмечаются пликативные деформации. Общая мощность подразделения до 70 м.

Верхнее звено

Верхне-неоплейстоценовые отложения в пределах Кольского полуострова включают морские отложения микулинского горизонта и комплекс ледниковых отложений осташковского горизонта. Верхне-неоплейстоценовые отложения в пределах п-ова Канин включают морские отложения первой ступени верхнего звена неоплейстоцена (аналога микулинского горизонта) и комплекс ледниковых образований второй и четвертой ступеней верхнего звена неоплейстоцена (аналог Валдайского надгоризонта). Отложений третьей ступени, уверенно датированных, не отмечается.

Микулинский горизонт представлен морскими отложениями (mШmk), распространенными на побережье Кольского полуострова локально, мощность достигает 15 м. Наиболее полные разрезы морских отложений вскрыты в обрыве высотой около 41 м, в кутовой части Святоносского залива (разрез 49, рис. 12). Они залегают на архейских гранитоидах и рифейских песчаниках, перекрыты комплексом ледниковых образований осташковского горизонта. Описание опорного разреза 49* (снизу вверх):

* Описание разреза составлено автором в 2005 г.

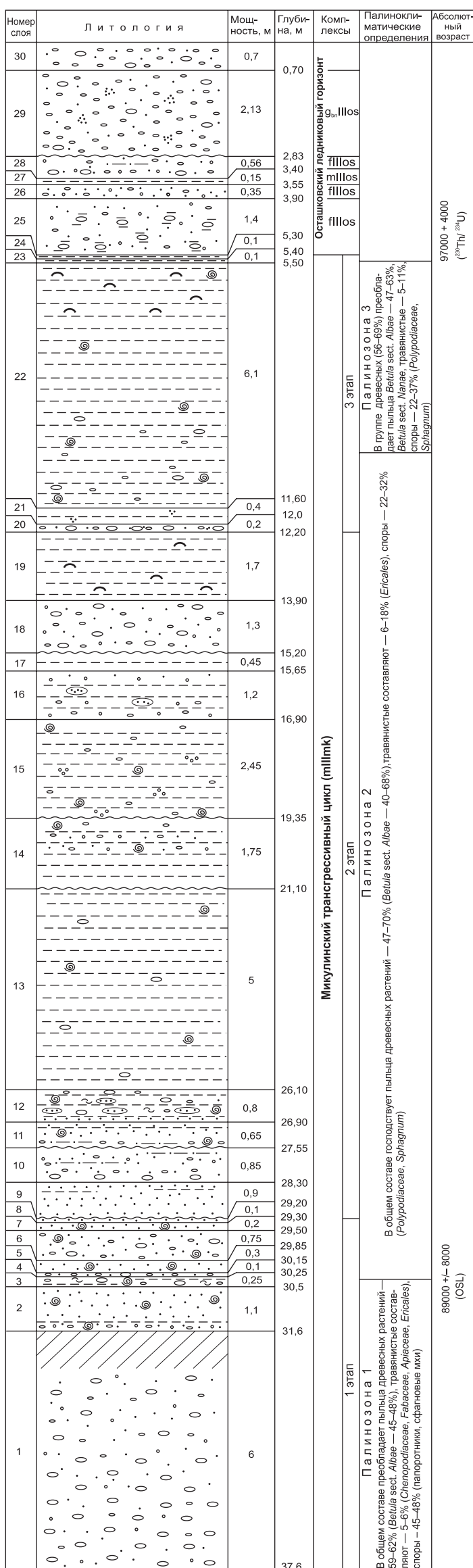


Рис. 12. Разрез четвертичных отложений на опорном обнажении 49. (Место расположения указано на рис. 10). Описание Семеновой Л. Р., 2005 г.

1–7 — литологический состав: 1 — валуны, 2 — галька, 3 — гравий, 4 — песок, 5 — линзы песка, 6 — алеврит, 7 — глина; 8–10 — включения: 8 — ракушка, 9 — детрит; 10 — органические остатки; 11 — задернованность; 12 — контакт нечеткий.

1. В нижней части слоя — валунные отложения с галькой, гравием, песком. Валунов — до 90 %. Пески желтовато-серые разнозернистые, плохо промыты, слоистости не наблюдается. Мощность 1 м. Интервал 37,6–36,6 м. В средней части слоя — содержание валунов уменьшается до 80–85 %. Мощность 2 м. Интервал 36,6–34,6 м. В верхней части слоя — песчано-гравийно-валунно-галечные отложения. Песка — до 40 %. Преобладает галька. Мощность 2 м. Интервал 34,6–32,6 м.

Интервал 32,6–31,6 м задернован.

2. Пески мелкозернистые серые розоватые с обломками тонкостенных раковин. В нижней части, в интервале 31,6–31,3 м в песках — мелкая галька, гравий. В интервале 31,55–31,50 м — слоек суглинков мощностью 5 см. Мощность 1,1 м. Интервал 31,6–30,5 м.

3. Граница с нижележащим слоем резкая. Суглинки темно-серые с валунами, галькой, детритом, с многочисленными обломками раковин. Валуны мелкие средней окатанности. Галька окатана плохо. Содержание глинистых частиц увеличивается сверху и снизу слоя, максимальное их содержание наблюдается в средней части слоя. Мощность 0,25 м. Интервал 30,5–30,25 м.

4. Песчано-галечные отложения с мелкими валунами, с обломками тонкостенных раковин. Мощность 0,1 м. Интервал 30,15–30,25 м.

5. Пески серые мелкозернистые, плохо промытые, пятнами красноватые, с обломками тонкостенных раковин. Мощность 0,3 м. Интервал 30,15–29,85 м.

6. Песчано-галечные отложения с мелкими валунами, с обломками тонкостенных раковин. Мощность 0,75 м. Интервал 29,85–29,50 м.

7. Пески серые мелкозернистые, плохо промытые, пятнами красноватые, с обломками тонкостенных раковин. Мощность 0,2 м. Интервал 29,50–29,30 м. Границы между слоями отчетливые.

8. Пески мелкозернистые серые, хорошо промытые. Мощность 0,1 м. Интервал 29,30–29,20 м.

9. Граница между слоем 8 и 9 неясна, закрыта осыпью. В нижней части слоя — пески серые мелкозернистые с цепочками охристых пятен. Выше залегают пески желтые мелкозернистые, мощность их — первые миллиметры. Выше — пески серые мелкозернистые. Текстура полосчатая за счет параллельно выстроенных охристых пятен, диаметром до 5 мм. В прикровельной части слоя увеличивается содержание глинистых частиц, текстура становится комковатой. Предполагаемая мощность 0,9 м. Интервал 29,20–28,30 м.

10. Граница с нижележащими отложениями резкая. В нижней части слоя — крупный валун. Над ним — галечно-песчаные отложения с валунами. Пески — 60–65 %, обломочный материал — 35–40 %. Пески коричневатые с примесью алеврита, преобладают мелкозернистые, среднезернистые. Галька, валуны средней окатанности. Мощность нижней части 10 см. Выше — переслаивание песков и суглинков, мощность слоев суглинка до 1 см, суммарный объем 5–10 %. Мощность 30–35 см. Выше — хорошо промытые пески мелко-среднезернистые с галькой, гравием, обломками раковин. Мощность 15 см. Выше — переслаивание песков и суглин-

ков (90% : 10%). Пески коричневатые, с галькой. Мощность до 25 см. Мощность слоя 0,85 м. Интервал 28,30–27,55 м.

11. Граница со слоем 10 резкая, с размывом. В нижней части слоя — мелкая галька, плотно упакованная в суглинки. Содержание гальки — 60%. Мощность галечного прослоя — около 10 см. Выше — переслаивание песков коричневатых мелко-среднезернистых и суглинков (15–20% : 80–85%). По мощности и простирацию слойки невыдержаны. Пески — до 3 см мощностью, суглинки — до 10 см, иногда — более. По всему слою — обломки тонкостенных раковин. Мощность 0,65 м. Интервал 27,55–26,90 м.

12. Нижняя граница — по пескам, отчетливая. Глины серые пластичные (тугопластичные). В них прослои и линзы песков, мощность которых от нескольких миллиметров до 1,5 см. В целом пески составляют 5–10% от общего объема. По мощности и простирацию пески невыдержаны, чаще — в виде линз. Вверх по разрезу уменьшается и частота песчаных прослоев и их мощность. Пески в линзах обохрены. В слое рассеяны мелкие валуны (5–10%). В верхней части слоя (около 20 см) их нет, только единичная галька. С 26,5 м и до кровли — детрит. По всему слою — обломки раковин. Мощность 0,8 м. Интервал 26,90–26,10 м.

13. Граница с нижележащим слоем отчетливая. Суглинки с единичными валунами и обломками раковин. Мощность 5,0 м. Интервал 26,10–21,10 м.

14. Граница нижележащего слоя закрыта осыпью. В нижней части слоя — суглинки серые комковатые (0,8? м). Выше — те же суглинки с редко рассеянной галькой, обломками тонкостенных раковин. Окатанность гальки плохая. В интервале 19,85–19,90 м — прослоек мощностью 5–6 см песков глинистых с гравием, мелкой галькой (и одной крупной). Границы слойки выражены нечетко. Предполагаемая мощность 1,75 м. Интервал 21,10–19,35 м.

15. Граница с нижележащим слоем неотчетливая, литологическая. В нижней части слоя (0,25 м) глины темно-серые, чуть зеленоватые, более пластичные, чем в слое 16. Вверх по разрезу они постепенно сменяются суглинками с рассеянной галькой, обломками тонкостенных раковин. С глубины 17,6 м в суглинках появляются гнезда, линзочки без четких очертаний, в которых увеличивается содержание гравийных частиц. Мощность 2,45 м. Интервал 19,35–16,90 м.

16. Граница с нижележащим слоем нерезкая, но отчетливая. В нижней части слоя (0,3 м) суглинки серые с гравием и галькой (до 10%). В средней части (0,6 м) — суглинки серые с линзами песчано-гравийного материала. В верхней части слоя (0,3 м) — переслаивание глин и гравийно-песчаного материала. Снизу вверх: галька с глиной, глина, песок, гравий, глина (20%), глина, песок, гравий, глина (50%). Мощность 1,2 м. Интервал 16,9–15,65 м.

17. Граница со слоем 16 резкая. Глины серые пластичные. Мощность 0,45 м. Интервал 15,65–15,20 м.

18. Граница со слоем 17 закрыта осыпью. Валунник. Валуны от мелких до крупных (70–80%), галька, гравий, песок глинистый, плохо промытый. Предполагаемая мощность 1,3 м. Интервал 15,20–13,90 м.

19. Граница со слоем 18 отчетливая. Глины серые, более пластичные, чем вышележащие. Мелкойokraпленностью — пятна сажистого цвета от разложившегося детрита. Пластичность глин увеличивалась с глубины 10, 0 м. Мощность 1,7 м. Интервал 13,90–12,20 м.

20. Граница со слоем 19 резкая. Линзы песчано-галечно-валунного материала. Валуны мелкие. Содержание валунов, гальки около 85–90 %. Песок серый, неправильными пятнами обохренный. Мощность 0,2 м. Интервал 12,20–12,0 м.

21. Глины серые комковатые, с пятнами песка обохренного (в диаметре — первые миллиметры). По объему пятна занимают 2–3 %. Граница со слоем 20 отчетливая. Мощность 0,4 м. Интервал 12,0–11,6 м.

22. Глины серые комковатые. В интервале 10,85–11,6 м в глинах единичные валуны, галька. В интервале 10,7–10,85 м содержание валунов, гальки достигает 10 %. В интервале 9,45–10,7 м в глине встречаются единичные мелкие валуны, галька. Галька плохой окатанности, валуны — средней. В интервале 6,3–9,45 м в глине мелкие обломки тонкостенных раковин. В интервале 5,5–6,3 м текстура глин мелкопятнистая — за счет разложившегося детрита углисто-черной окраски. По всему разрезу — обломки тонкостенных раковин, число которых увеличивается с гл. 10,4 м. Мощность 0,2 м. Интервал 5,50–11,60 м.

23. Граница со слоем 22 отчетливая. Глины голубоватые пластичные. Мощность 0,1 м. Интервал 5,50–5,40 м.

24. Граница со слоем 23 отчетливая. Глины зеленоватые пластичные. Мощность 0,1 м. Интервал 5,40–5,30 м. Выше по разрезу (слои 25–29) — комплекс ледниковых образований мощностью 5,3 м.

25. Гляциофлювиальные отложения. Граница со слоем 24 отчетливая. Песчано-гравийно-галечные отложения. С глубины 4,9 м — валуны в глинистой рубашке. Содержание валунов в нижней части слоя достигает 80–90 %. Выше содержание валунов уменьшается. Окатанность валунов средняя. Матрикс — пески разномзернистые серые. Мощность 1,4 м. Интервал 3,90–5,30 м.

26. Гляциофлювиальные отложения. Граница со слоем 25 постепенная. Уменьшается содержание валунов. Песчано-гравийно-галечные отложения. Пески желтые, хорошо промытые. Гравий и галька составляют около 40–55 %. Окатанность гальки хорошая и средняя. Мощность 0,35 м. Интервал 3,55–3,90 м.

27. Линза морских осадков. Глины зеленоватые с массивной текстурой. Граница с нижележащим слоем резкая. Мощность 0,15 м. Интервал 3,40–3,55 м.

28. Гляциофлювиальные отложения. Граница со слоем 27 резкая. Песчано-валунно-галечные отложения. Песок желтый, разномзернистый, плохо промытый, зерна — от алеврита до гравия. Содержание валунов (преобладают мелкие), гальки достигает 80 %. Вверх по разрезу количество валунов уменьшается. Окатанность преобладает средняя. Мощность 0,56 м. Интервал 2,83–3,40 м.

29. Морена основная. Граница со слоем 28 неровная, нечеткая. Валунно-галечные супеси. Окатанность валунов, гальки от плохой до

средней, обломочный материал по сравнению со слоем 28 окатан заметно хуже. Много обломков рифейских песчаников, конгломератов мелкогалечных. Кроме того, присутствуют обломки перидотитов, мелкозернистых габбро, гранитов аляскитовых, хлорит-актинолитовых пород. В матриксе присутствуют мелкие гнезда песка светлого разнозернистого. Кроме того, песок — около валунов, гальки. Мощность линзочек — первые миллиметры. Мощность 2,13 м. Интервал 0,70–2,83 м.

30. Почва, в нижней части — супесь охристо-коричневая с валунами крупными и мелкими, галькой (0,55 м). Окатанность валунов — средняя, иногда близка к хорошей. Крупнообломочный материал составляет 30–40%. Выше — подзол (0,07 м); выше — почвенно-растительный слой (0,1 м). Мощность 0,7 м. Интервал 0,0–0,70 м.

Морские отложения сформированы в течение одного трансгрессивного цикла, начало которого зафиксировано валунными отложениями с галькой, гравием, песком (слой 1). Однако по разрезу устанавливаются три этапа развития морского бассейна, разделенных периодами обмеления с последующим увеличением глубины (слои 1–9, интервал 37,6–28,3 м; слои 10–19, интервал 28,3–12,2 м; слои 20–24, интервал 12,2–5,3 м). В начале каждого этапа накапливались грубообломочные отложения (слои 30, 10, 16, 20). На втором этапе, ближе к его завершению, отмечается некоторое обмеление, без перерыва осадконакопления (слой 16, интервал 16,9–15,65 м).

Спорово-пыльцевой анализ авторами выполнялся для слоев 2–30. Во время накопления первого слоя, по данным А. А. Никонова и Т. М. Вострухиной [119], сушу покрывали березовые редколесья с большими площадями ерниковой тундры и полярных группировок. Палинологические спектры слоев 2–24 (заключение А. Ю. Шараповой, 2005 г.) отражают изменение климатических условий от более холодных к теплым и вновь к более холодным. Выделяются три палинозоны.

Палинозона 1 (30,7–30,3 м). В общем составе преобладает пыльца древесных растений (59–62%), травянистые составляют 5–6%, споры — 45–48%. В группе древесных доминирует пыльца *Betula* sect. *Alba* (45–48%). Пыльца ивы и ольхи встречается в незначительном количестве. В этой палинозоне отмечены максимальные количества пыльцы ели (6–7%) и сосны (5–6%). Группа травянистых представлена в основном пыльцой *Chenopodiaceae*, *Fabaceae*, *Apiaceae*, *Ericales*. Среди спор преобладают споры папоротников и сфагновых мхов.

Палинозона 2 (30,3–10,2 м). В общем составе господствует пыльца древесных растений (47–70%), травянистые составляют 6–18%, споры — 22–32%. В группе древесных доминирует пыльца *Betula* sect. *Alba* (40–68%). Среди травянистых больше всего пыльцы *Ericales*. В группе спор преобладают *Sphagnum* и *Polypodiaceae*.

Палинозона 3 (10,2–5,5 м). В общем составе доминирует пыльца древесных растений (56–69%), травянистые составляют 5–11%, споры — 22–37%. В группе древесных преобладает пыльца *Betula* sect. *Alba* (47–63%), только в этой палинозоне во всех пробах обнаружена пыльца *Betula* sect. *Nana*. Состав травянистых разнообразен, но встречаются они в

незначительном количестве. В группе спор господствуют *Polyodiaceae* и *Sphagnum*.

Малые количества пыльцы сосны и ели, обнаруженной в этом разрезе, по сравнению с поверхностной пробой, указывают на более холодные климатические условия изученного интервала, нежели в настоящее время. По-видимому, сосна и ель в этот период времени не произрастали на территории Кольского полуострова, северная граница их распространения могла находиться в Северной Карелии.

Более холодные, чем в настоящее время климатические условия, лесотундровый характер растительности, отсутствие пыльцы широколиственных пород, характерных для осадков микулинского межледниковья [52, 68], позволяют считать изученные отложения межстадиальными. А. Ю. Шарапова сопоставляет палинологические спектры со спектрами, характеризующими межстадиальные образования Тимана, изученные Хоумарк-Нильсеном с соавторами (2001). Ими в подгоризонте 4.1 была получена термолюминисцентная датировка $89\ 000 \pm 8000$ лет.

В составе комплекса фораминифер различаются три разновозрастные ассоциации. Комплекс слагается лузитанскими, бореальными, бореально-арктическими и арктическими формами. Доминируют бореальные и аркто-бореальные виды. Остатки фауны морских моллюсков представлены арктическими, бореальными, преимущественно бореальными, бореально-лузитанскими, арктическо-бореальными видами [55]. По заключению В. И. Гудиной, состав фораминифер указывает на формирования нижней части разреза (слои 1–15, до абс. отм. 25 м) в климатических условиях более теплых, чем в настоящее время. Это противоречит палинологическим данным авторов и результатам датирования раковин по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ из интервала 24–26 м от поверхности — $97\ 000 \pm 4000$ лет [75], что соответствует микулинскому горизонту, изотопной стадии 5с.

Морские отложения коррелируются с отложениями беломорской трансгрессии в составе микулинского горизонта в понимании М. А. Лавровой (1960), а также со стрельнинскими слоями, установленными и описанными В. Я. Евзеровым (1971).

Морские отложения ($mIII_1$) первой ступени верхнего звена (соответствует стадии 5е изотопно-кислородной шкалы) вскрыты в северо-западной части п-ова Канин, на побережье, у подножия склонов северо-восточной экспозиции мыса Канин Нос, и у подножия склонов юго-восточной экспозиции, в районе сопки Тархановская. Они представлены как прибрежными песками, гравийно-галечными отложениями, валунно-галечными отложениями, так и более глубоководными глинами. Мощность толщи обычно не превышает 15 м. Перекрыты озерно-ледниковыми отложениями второй ступени (5d ИКШ и позднее). Подстилаются ледниковыми образованиями среднего звена. Отложения содержат характерную для бореальных отложений фауну — *Helcion pellucidum*, *Gibbula tumida*, *Rissoa membranacea*, *Spisula elliptica* и *Panomya arctica* [187].

Морские отложения близки по своим характеристикам к отложениям на р. Северная Двина, найденным на отметках около 35 м абсолютной высоты. Они подстилают палиостринные отложения, возраст которых

соответствует возрасту последней бореальной трансгрессии [63]. Морские отложения залегают на средненеоплейстоценовых (московских) ледниково-морских диамиктонах, сформировавшихся во время дегляциации ледника.

Валдайский надгоризонт

Отложения второй ступени включают ледниковые, нерасчлененные гляциофлювиальные и озерно-ледниковые отложения (на южном побережье мыса Канин Нос), а также нерасчлененные озерные и морские (на северном побережье п-ова Канин). Общая мощность толщи достигает 60 м.

Озерные и морские отложения (I, mIII₂) — шельфовые пески, включающие линзы аллювия, разделяют слои диамиктонов. В некоторых разрезах видны гляциотектонические контакты между песчаными толщами и диамиктонами. Мощность интерстадиальных песков достигает 10–12 м.

В нижних частях интерстадиальных толщ — горизонтальнослоистые илы и хорошосортированные пески. В мелкозернистых фациях отмечены гиттии и линзы торфа. Эти отложения интерпретируются как озерные. Спорово-пыльцевой анализ показывает наличие открытых березовых лесов, березовой лесотундры с ивами и с примесью ели [182]. На одном из разрезов мелкозернистые отложения эродированы, в них вложены гравийно-песчаные отложения, видимо, аллювиального генезиса. Верхние части прослоев в большинстве случаев представлены прекрасно сортированными фациями с преобладанием среднезернистых песков. По всему разрезу в изобилии фрагменты раковин.

Эти прослои, по результатам изучения дирекционных признаков, были подвержены давлению льда с северо-запада и северо-востока.

В разрезе в районе сопки Тархановская, на южном побережье мыса Канин Нос в уступе 40–45-метровой террасы над морскими отложениями бореальной трансгрессии (первая ступень) залегают три толщи диамиктонов, разделенные двумя интерстадиальными толщами. Две нижние толщи диамиктонов отнесены ко второй ступени (gIII₂), Они залегают на морских отложениях первой ступени верхнего звена, перекрыты толщей флювиогляциальных и озерно-ледниковых песков. Мощность диамиктонов (снизу вверх) — около 3–4 и 5,5 м.

Гляциофлювиальные и озерно-ледниковые отложения (f, lgIII₂) представлены песками, иногда с галькой, слоистость косая и горизонтальная. Генезис определен [178] по характеру слоистости. Мощность нижней песчаной толщи — около 1 м, верхней — около 13 м. Возраст верхней песчаной толщи, залегающей на втором диамиктоне, определенный методом оптически стимулированной люминисценции (OSL) — 87 ± 8 , 80 ± 6 и 58 ± 3 тыс. лет. Таким образом формирование двух нижних толщ диамиктонов и песчаных толщ соответствует возрасту второй ступени.

Ледниковые отложения ($g\Pi_2$) представлены диамиктонами. На северном побережье п-ова Канин, в районе р. Мадаха и западнее, прослеживаются три толщи тилла, разделенные двумя толщами песков. Мощность нижнего диамиктона до 20 м, среднего до 10 м, верхнего до 15 м [182]. В обнажениях видно, что диамиктоны часто содержат линзы, блоки песков, ограниченных гляциотектоническими контактами.

Г. М. Черемхина рассматривает отложения второй ступени в составе вычегодского горизонта (средний неоплейстоцен) как ледниково-морские, В. С. Зархидзе и др. — как нижнеплейстоценовые морские (на южном берегу мыса Канин Нос) и ледово-ледниково-морские отложения (лист R-38-40).

Валдайский надгоризонт представлен ледниковым комплексом осташковского горизонта. Осташковский горизонт на Кольском полуострове сформировался в результате деятельности Скандинавского политермального ледника и малоподвижного холоднобазисного Понойского распространявшегося с возвышенности Кейвы. Существование в допозднедрасовое время двух ледников — Скандинавского и Понойского устанавливается по разному валунов и характерных минералов. Морены этих ледников, в силу разных условий формирования, отличаются литологически и по мощности.

Отложения четвертой ступени на п-ове Канин представлены комплексом ледниковых образований — ледниковыми (основной мореной), озерно-ледниковыми и флювиогляциальными.

Осташковские отложения широко распространены на Кольско-Канинском шельфе, где они представлены ледниковыми, ледниково-морскими и морскими образованиями.

Ледниково-морские отложения ($gm\Pi os$). На шельфе ледниково-морские образования слагают мощную толщу в границах Мурманской возвышенности, собственно формируя ее как положительную форму рельефа, а также обнажаются под покровом голоценовых осадков в прибрежной части (см. Карту четвертичных образований). Данные образования широко распространены не только в границах изученной территории, но и в других районах Западно-Арктического шельфа [232]. Для ледниково-морских образований характерно формирование «караваеобразных» тел с выпуклой кровлей, на периферии они формируют также тела заполнения, облекания и покровы, и в данном случае по типу волновой записи и формируемым геологическим телам они почти не отличаются от генетически близких им ледниково-морских, морских образований. В волновом поле для них характерен в целом «прозрачный» тип акустической записи с редкими и не слишком протяженными осями синфазности, вероятнее всего, отображающими изменения интенсивности ледниково-морского осадконакопления. Данная толща часто перекрывает подстилающие морские отложения. Мощность достигает 47 м.

Наиболее представительный разрез ледниково-морских образований вскрыт инженерно-геологической скважиной № 86 [243] на сопредельной площади (R-36):

Интервал (м)	Литологическое описание керна
2,4–24,5	Глина серая массивная с включениями обломочного материала в виде единичной гальки и гравия, мягкопластичная. Контакт с вышележащим слоем подчеркнут скоплением гнезд песка.
24,5–36,5	Глина серая массивная с включениями окатышей черных литифицированных глин, гравия, гальки и дресвы содержанием в среднем 1–2%, мягкопластичная.
36,5–49,5	Глина серая массивная с включениями окатышей черных литифицированных глин, единичными гравием, галькой и дресвой, тугопластичная.

Гляциогенные и морские отложения (G, mПос). Закартированы в границах Кольско-Канинской ступени. Для этого участка характерны незначительные мощности (обычно менее 7 м) четвертичных отложений, что, вероятно, связано с превалированием процессов денудации в этих районах во время последнего оледенения. Тем не менее, по материалам сейсмоакустического профилирования отмечается, что здесь дочетвертичные образования перекрыты тонким плащом четвертичных осадков, однако разрешающей способности метода недостаточно для их сейсмофациальной характеристики и уверенной корреляции по площади. В связи с этим возникла необходимость выделения данного типа отложений.

По материалам донного опробования для отложений характерен пестрый литологический состав, а также различная консистенция — от текучепластичной до полутвердой [230]. Обычно это пелит алевритовый темно- и буровато-серый, мягкопластичный с содержанием гравия и гальки до 3%, без гидротроилита. Однако довольно часто разрез сложен полутвердыми песчано-алеврито-глинистыми микритами с заметным (до 10%) содержанием плохоокатанных гравия и гальки. Перекрываются вышележащими отложениями через резкий контакт.

Морские нефелоидные отложения с участием ледовой транспортировки (m_гПос). На шельфе эти осадки представлены маломощными (первые метры) ленточнослоистыми глинами, распространенными на участках акватории, где современные глубины моря превышают 200 м [48]. На большей части площади их распространения контакт с нижележащими массивными глинами и диамиктонами осуществляется через переслаивание названных литологических разновидностей в желобах и впадинах, где их мощность возрастает до 20 м и более. Здесь отмечается уменьшение количества грубообломочного материала вверх по разрезу, изменение цвета пород. Их цвет — коричневый или серовато-коричневый. Ленточная слоистость подчеркнута присыпками и тонкими прослойками (1–2 мм) серого алеврита и черного гидротроилита. Прослой часто деформированы, участками наблюдается выраженная конволютная складчатость. На относительно возвышенных участках в коричневых глинах (скв. 115, 55 на сопредельной площади листа R-36) прослеживаются маломощные (5–10 см) прослой диамиктонов [243]. При этом границы прослоев как резкие, так и постепенные.

В минеральном составе глин преобладает гидрослюда — 45–50 %, монтмориллонит — 35–40 %. Характерно повышенное содержание закисного железа (2–3 %). Содержание тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции составляет тысячные доли процента; преобладают сидерит, гранат. Расчетная концентрация поровых вод колеблется от 25 до 35 г/л, солевой состав — хлоридно-натриевый. Для глин характерен очень бедный комплекс фораминифер: чаще всего присутствуют три основных вида: *Retroelphidium clavatum*, *Cassidulina reniforme* и *Elphidium clavatum*. Эти особенности глинистой пачки позволяют предположить, что формирование отложений происходило в условиях круглогодично замерзшего моря, покрытого паковым льдом. Низкая степень гидродинамической активности вод с сезонными вариациями обусловила дисперсный состав отложений; сезонные колебания гидродинамической активности — структуру осадка, а наличие в течение года льдов — бедный видовой состав фораминифер и их малое количество.

Озерно-ледниковые отложения (lgIIIos) на Кольском полуострове — камы, камовые плато сложены преимущественно песками с линзами и прослоями гравия, гравийно-песчаных отложений, супесей, суглинков и глин. Мощность до 20 м, редко более. Иногда камы перекрыты абляционной мореной мощностью около 1 м. Озерно-ледниковые отложения на площади Понойского ледника распространены незначительно. По составу они близки к вышеописанным, отличаются меньшей мощностью.

Из отложений водного ряда, линзами разделяющих морену, палинологические спектры указывают на межстадиальные условия (разрез 19, шурф 22, Даркшевич, 1982), существовавшие, вероятно, в период потепления между максимальной стадией оледенения и лужской стадией.

Спорово-пыльцевым анализом линзы глин, включенной в основную морену, перекрывающую морские микулинские отложения в районе залива Святой Нос, обнаружены единичные, вероятно переотложенные, экземпляры спор и пыльцы плохой сохранности.

Основная морена осташковского горизонта, сформированного Скандинавским ледником, восточнее р. Воронья, судя по наличию краевых образований, очерчивающих Понойский ледниковый щит, не моложе ледниковых образований Понойского щита. Время конца дегляциации Понойского ледника уточняется по разрезам в долине р. Поной, южнее описываемой территории, где на осташковской морене залегают морские и озерные среднедриасовые и более молодые осадки. Таким образом, в раннем дриасе завершилось активное формирование ледниковых образований Понойского щита. Поэтому возраст ледникового комплекса Скандинавского ледника не моложе беллинга. На остальной территории Кольского полуострова, западнее р. Воронья, за пределами листа окончательная дегляциация осташковского ледника происходила позднее и завершилась в конце позднего дриаса.

Озерно-ледниковые отложения (lgIII₄?) четвертой ступени на п-ове Канин широко распространены севернее Канинского кряжа и, в меньшем объеме — южнее кряжа. Представлены глинами с редкой

галькой, песками, супесями, алевритами. Озерно-ледниковые осадки подстилаются ледниковыми образованиями четвертой ступени, перекрыты голоценовыми (палюстрием), верхнеплейстоцен-голоценовыми (озерными) отложениями. Мощность — до 26 м. Г. М. Черемхина относила эти образования к аллювиально-озерным и морским сулинского горизонта (первая ступень верхнего звена).

Г л я ц и о ф л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я ($f\Pi_{10s}$) осташковского горизонта на Кольском полуострове слагают равнины, террасы, озы. В составе отложений равнин и террас преобладают мелко- и среднезернистые пески, иногда по простиранию сменяющиеся гравелистыми песками, реже галечниками и валунниками, мощность их до 10 м. Озы сложены косослоистыми средне- и крупнозернистыми песками, содержащими прослой и линзы галечников, гравий, валуны. Мощность достигает 20 м, в среднем — 3–25 м.

В пределах п-ова Канин г л я ц и о ф л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я ($f\Pi_{14}?$) четвертой ступени развиты в виде озов, сложенных песками с галькой, гравием. Предполагаемая мощность — до 10 м.

М о р е н а к р а е в а я ($g_k\Pi_{10s}$). В составе краевых морен Понойского ледника (Кольский полуостров) преобладают валунные супеси или пески, пески крупно- и разнозернистые. Вблизи Святоносского залива краевые образования представлены тремя грядами. Валуны, галька в петрографическом отношении имеют однообразный состав — преобладают архейские гранитоиды, эндебиты, гнейсы, в подчиненном количестве — рифейские песчаники, мелкообломочные конгломераты, редко встречаются амфиболиты по породам основного состава. Все эти породы распространены как южнее краевых образований, так и в прибрежной полосе. Мощность краевых отложений достигает 20 м, возможно — более.

М о р е н а н а л е д н и к о в а я а б л я ц и о н н о - с п л ы в н а я ($g_{ns}\Pi_{10s}$) распространена незначительно как в пределах развития Скандинавского ледника, так и Понойского. Отличается дуговой, кольцевой, изогнутой формой гряд, которая хорошо читается на АФС неправильно-кольцевым рисунком. Литологически представляет собой супеси с валунами, галькой, преобладает материал плохой окатанности. Состав морены в межгрядовом пространстве представляет собой супеси с высоким содержанием алеврита, линзочки песка — лишь около валунов и гальки; материал гряд отличается повышенным содержанием песчаных частиц. Мощность морены, установленная западнее рамки листов не более 5 м.

М о р е н а о с н о в н а я н о р м а л ь н о - п л а с т о в а я ($g_{bn}\Pi_{10s}$) Скандинавского ледника (Кольский п-ов, р. Воронья—оз. Лявозеро) залегает в большинстве случаев на коренных породах. Для нее характерна несортированность безвалунной фракции, разнообразие петрографического состава валунов и обломков. Мощность 0,5–3,0 м, в понижениях — до 10 м.

Морена основная нормально-пластовая Понойского ледника по внешнему виду близка к элювию и делювию. В отличие от подстилающего песчаного элювия, матрикс морены супесчаный и суглинистый, в нем присутствуют слабоокатанные гальки и валуны, не соответствующих

составу подстилающих пород; комплексы минералов матрикса отличаются от комплекса минералов подстилающих пород. Мощность морены 0,5–0,7 м. Необходимо отметить, что Н. И. Апухтин эти отложения считал элювиально-делювиальными [3]. Характер оледенения также вызывал споры. В. Рамзай считал, что весь Кольский полуостров покрывался активным льдом. А. А. Григорьев [53, 54] и Г. Д. Рихтер [135] доказывали, что восточная половина полуострова была покрыта мертвыми льдами. М. А. Лаврова считала, что обособление «понойских льдов» произошло в период деградации оледенения. Н. Н. Арманд сделала вывод о развитии самостоятельного ледникового щита с центром в Понойской впадине [4]. О некоторой активности ледника свидетельствует перемещение отторженцев из района Горных Кейв на север на 10–12 км [30].

Ледниковые отложения (gIII₄?) широко распространены в пределах п-ова Канин, образуя прерывистый маломощный чехол супесей, суглинков с валунами, галькой на водораздельной части и склонах кряжа Канин Камень, и в виде покрова в пределах равнин. Частично перекрыты нерасчлененными верхнелепестово-голоценовыми и голоценовыми отложениями, подстилаются отложениями второй ступени, в районе кряжа — дочетвертичными образованиями. Мощность — до 50 м (скв. 31, южнее рамки работ).

Ледниковые отложения к югу от кряжа сформированы последним Скандинавским ледником [178], что подтверждается наличием в разрезе около Тархановской сопки среди валунов, гальки множества обломков, перенесенных с Кольского полуострова. Тилл, мощностью 3 м залегает на толще песков второй ступени верхнего звена неоплейстоцена, перекрыт 2-метровой толщей бурых песков водно-ледникового генезиса.

По данным И. Н. Демидова (2006), гипсометрически выше ледниковых образований в разрезе около сопки Тархановская, на абс. отм. 50 м, определялся возраст экспозиции кварцевых зерен обломочного материала методом CED. Он составил 18,6 тыс. лет. Еще выше на абс. отм. 100–115 м возраст, определенный методом CED, составил 51 и 56 тыс. лет. На абс. отм. около 130 м OSL-датирование песков, слагающих камы на водораздельной части п-ова Канин показало возраст 63 и 71 тыс. лет. Возможно, ледник времени четвертой ступени, двигавшийся с запада, не перекрывал полуостров выше 60–80 м, поэтому возраст ледниковых образований восточнее тархановского разреза остается проблематичным.

Осташковские ледниковые отложения (gIII_{0s}) на Кольском шельфе выделены в прибрежной полосе около п-ова Святой Нос. В акустической записи образования, отнесенные к конечным моренам, представлены толщами мощностью до 30 м, имеющими форму двояковыпуклых линз, вытянутыми в виде гряд. Им соответствует «кrapчатая» волновая картина серого тона, с отдельными отражающими площадками (рис. 13). Эта толща либо несогласно перекрывает морские (ледово-морские) отложения верхнего звена (ССК-II), либо залегает непосредственно на дочетвертичных образованиях. По материалам донного опробования [230], конечные морены на шельфе сложены опесчаненными диамиктонами с содержанием неокатанного грубообломочного материала до 15–20 %.

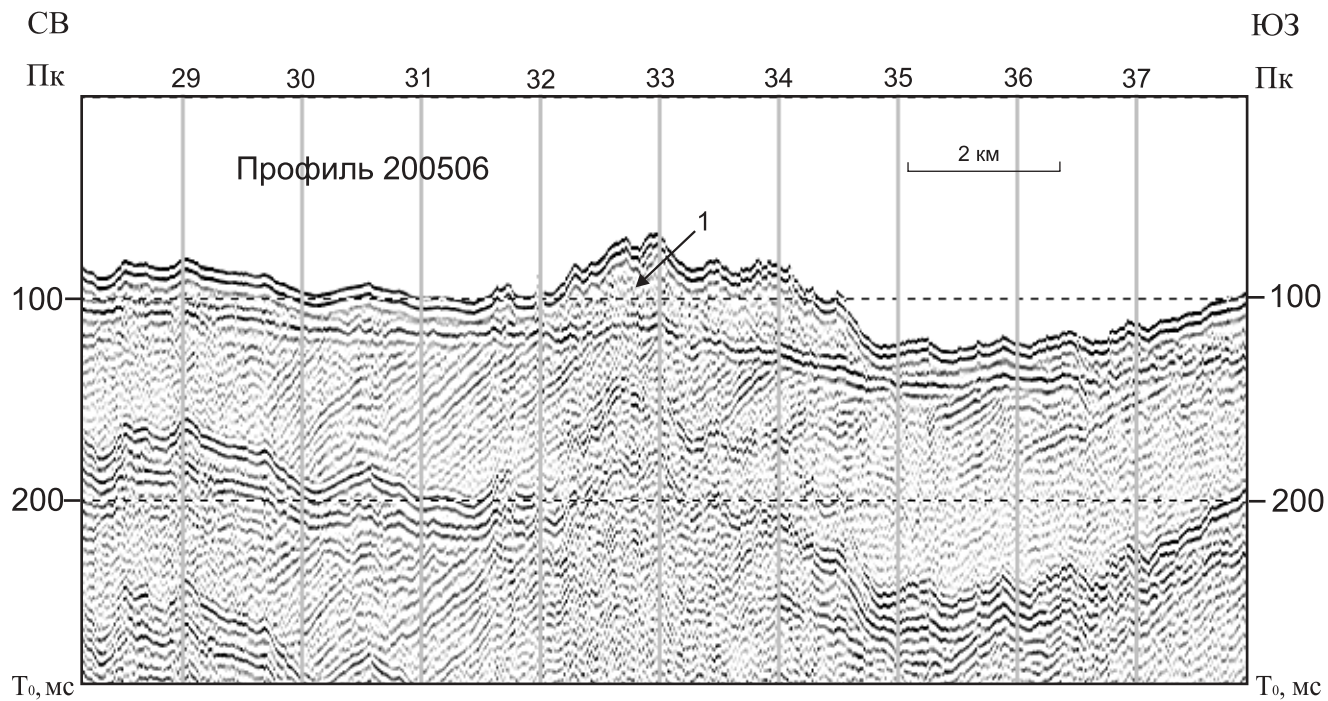


Рис. 13. Фрагмент сейсмоакустического профиля 200506.

1 — ошашковские ледниковые отложения севернее п-ова Святой Нос, залегающие на денудированном основании.
(Интерпретация Д. А. Костина).

Фораминиферы, содержащиеся в единичных количествах, имеют плохую сохранность и образуют смешанные мезозой-позднекайнозойские ассоциации.

Аллювиальные и морские отложения (а, мШос). Распространены в границах Воронки Белого моря на глубинах не более 80 м, где заполняют палеоречные долины последней в регионе генерации. Палеоврезы, как правило, недокомпенсированы осадконакоплением и выражены в современном рельефе дна моря. По данным грунтового опробования разрез в верхней части сложен переслаиванием алевритов и песков, содержащих грубообломочный материал в количествах до 12 %. Мощность до 15 м.

Нерасчлененные морские отложения (мШ) распространены на большей части акватории, максимальные мощности приурочены к желобам и впадинам. Сейсмокомплекс плащеобразно, с дисперсным несогласием перекрывает отложения ССК-Ш. В случае залегания на докайнозойских образованиях устанавливается отчетливое угловое несогласие. По характеру сейсмозаписи он делится на две сеймопачки. Для нижней характерна «крапчатая» волновая запись с отсутствием протяженных осей синфазности. Верхней присуща волновая картина с регулярными двухфазными протяженными рефлекторами с различной динамической выразительностью.

В границах акватории прикровельная часть морских верхнеплейстоценовых отложений вскрыта рядом грунтовых трубок [230, 249], материалами инженерно-геологического бурения эти отложения охарактеризованы на всю мощность.

В разрезе выделяются две пачки. Нижняя сложена бореальными морскими отложениями. Они представлены темно-серыми коричневыми глинами и суглинками, содержащими до 1 % грубообломочного материала в виде гравия песчаника и различных темноцветных пород. Более крупные разности встречаются в единичных экземплярах. По гранулометрическому составу глины и суглинки отличаются незначительно: в глинах пелитовая фракция чаще составляет 45–50 %, алевритовая — 10–15 %, песок — до 10 %. Для суглинков характерно содержание пелитовой фракции от 35 до 40 %, алеврита — 15–20 %, песка — 10–20 %. Плотность отложений не превышает 2,0 г/см³. Породы обычно тугопластичные, реже — твердые. В минералогическом составе глинистых частиц преобладает монтмориллонит, в меньших количествах находится гидрослюда. В составе тяжелой фракции песчаных частиц преобладает сидерит (10–30 %), а также гранат и титанистые минералы. Комплекс фораминифер обеднен, преобладают *Retroelphidium clavatum*, в верхней части пачки больше *Elphidium clavatum* и *Cassidulina reniforme*. Мощность пачки составляет в среднем около 15 м.

В строении верхней пачки отразились регрессивно-трансгрессивные циклы валдайского времени. В связи с этим литологический состав слагающих ее отложений значительно изменяется по латерали и в разрезе. Отмечается его зависимость от современных глубин моря. С увеличением глубины он изменяется от песков на глубинах моря 80–100 м до алевритов и глинистых илов на глубинах свыше 180 м. В основании пачки на

современных глубинах моря менее 150 м обычно залегает пласт мелких хорошо сортированных песков с раковинным детритом и единичной галькой. В подошве пласта иногда отмечается базальный горизонт, представленный гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем и обломками толстостенных раковин. Выше по разрезу пески сменяются супесями зеленовато-серыми, а затем суглинистыми и глинистыми илами.

Для осадков описываемой пачки характерна слабая уплотненность и высокая влажность. Глинистые породы в основном текучие и текуче-пластичные и по состоянию часто относятся к илам. Содержание легко-растворимых солей в значительной мере зависит от гранулометрического состава отложений и изменяется от 0,6 г/100 г грунта в алевролитах и песках до 2,0–2,5 г/100 г грунта в глинах и илах. Отложения верхней пачки характеризуются обедненными спорово-пыльцевыми спектрами и видовым разнообразием фораминифер. Доминируют обычно *Cassidulina reniforme* Norvanng, *Criboelphidium aubarcticum* (Cushman). Мощность пачки по материалам инженерно-геологического бурения составляет от первых десятков сантиметров до 5 м. В целом мощность подразделения не превышает 20 м.

Нерасчлененные неоплейстоценовые образования

Аллювиальные и морские отложения (а, mNP) распространены в границах палеоврезов, закартированных на склонах Мурманской и Северо-Канинской возвышенностей. Характерный для этой сейсмopачки тип волновой записи весьма сходен с волновой картиной ССК-IV, что позволяет также предположить аллювиальный и аллювиально-морской генезис отложений. Соответствующий интервал разреза инженерно-геологическим бурением не вскрыт. Поэтому можно лишь предполагать, опираясь на материалы НСП, что в нижней части разрез сложен аллювиальными песками с гравием и галькой, а в верхней — прибрежно-морскими фациями преимущественно глинистого состава, сформированными в процессе ингрессии моря. Максимально наблюдаемая мощность сейсмopачки составляет около 30 м. Более точно установить возраст характеризующих отложений не представляется возможным. В границах Мурманской возвышенности пачка перекрывается верхнеоплейстоценовыми морскими отложениями, в то время как на склоне Северо-Канинской возвышенности — образованиями нижнего—среднего звеньев неоплейстоцена.

Голоцен

На п-ове Канин установлены аллювиально-морские и морские отложения, в незначительной степени представлены эоловые.

Аллювиально-морские отложения (amH²⁺³) распространены в дельтовых частях рек п-ова Канин. Представлены песками серыми, тонко-, мелкозернистыми, иловатыми, глинистыми, илами мощностью до 1,0 м, редко — до 5 м.

Морские отложения низких террас, лайд, пляжей, кос (mH^{2+3}) распространены в устьевой части р. Месна (первая терраса) и на северо-востоке п-ова Канин (лайды, пляжи, косы). Первая терраса, высотой от 3 до 5 м, сложена песками коричневатыми до желтовато-серых, тонко-, мелкозернистыми, сортированными, горизонтальнослоистыми с прослоями алевритов и глинистых песков. Мощность — до 3 м.

Лайда сложена тонкозернистыми песками, алевритами и глинами темно-серыми, коричневато-серыми. В верхней части разреза встречаются линзочки торфа. Слоистость горизонтальная, мощность слоев 0,1–2,0 см. Максимальная мощность — до 3 м.

Отложения пляжа, кос развиты узкой полосой от 10–20 иногда — до 100–200 м. Литологический состав пляжей зависит от состава абрадируемых пород, косы сложены песками. Мощность отложений не превышает 2 м.

На акваториальной части листа с голоценовыми отложениями отожествляется первый сейсмоакустический комплекс (ССК-I). Он перекрывает все более древние образования, формируя покровные, покровно-облекающие тела и тела осадочного выполнения. От второго комплекса первый до глубин моря 100–130 м отделяется несогласной границей. На больших глубинах рефлектор E_1 не всегда устанавливается, а на глубинах моря выше 200–230 м он определяется фрагментарно. В волновом поле голоценовые отложения характеризуются акустически прозрачной или ритмично-слоистой сейсмосаписью. Наибольшие мощности первого сейсмоакустического комплекса зафиксированы в Воронке Горла Белого моря, где распространены песчаные гряды голоценового возраста высотой до 20 м. На акватории голоценовые отложения распространены повсеместно (рис. 14). На карте четвертичных отложений они показаны только на тех участках, где их мощность превышает 5 м. По условиям осадконакопления голоценовые морские отложения делятся на: аллювиально-морские отложения эстуариев, волновые и флювиальные, нефелоидные, флювиальные.

Морские бассейновые осадки разделяются на два типа — периодического взмучивания и западинные. Граница между ними совпадает с генерализованной нижней границей волнового воздействия, находящейся в южной части Баренцева моря на глубинах 100–120 м. Ниже этих отметок преобладающим фактором седиментации является осаждение из взвеси. Для морских бассейновых осадков периодического взмучивания характерно большое разнообразие литологических типов. Изменение гранулометрического состава повсеместно связано постепенными переходами от одного типа осадка к другому как в разрезе, так и по латерали, отражая современный рельеф дна. Осадки перекрывают подстилающие отложения несогласно, с размывом. Мощность отложений составляет от первых сантиметров до первых метров.

Аллювиально-морские отложения эстуариев (am_eH). Закартированы на двух участках в фьордах и губах Кольского полуострова. По материалам сейсмоакустического профилирования для них характерна весьма пестрая волновая картина. В основании сеймопачки, а также вблизи берегов фьордов наблюдаются многочисленные клиноформы и внутренние несогласия, а также, иногда, эрозионные врезы. Вверх по

разрезу и на удалении от берегов волновая картина сменяется на ритмичнослоистую с протяженными субпараллельными осями синфазности. В западинах доголоценового рельефа часто отмечается «прозрачная» акустическая запись. Вероятно, в основании описываемой пачки залегают аллювиальные и прибрежно-морские образования. Выше по разрезу они сменяются аллювиально-морскими и морскими, формирование которых происходило при больших глубинах моря. В ложбинах рельефа гидродинамические условия были относительно спокойными, приливно-отливные течения, скорость которых измеряется во фьордах Кольского полуострова несколькими узлами, здесь минимальные, что позволяло формироваться относительно однородным по литологическому составу отложениям большой мощности. По материалам сейсмоакустического профилирования, максимальная мощность пачки в Кольском заливе составляет 74 м.

Согласно материалам инженерно-геологического бурения, выполненного на акватории Кольского залива, в нижней части пачка сложена серыми, светло-серыми песками с редкими включениями гравия, сверху вниз по разрезу происходит постепенное огрубение состава от алевритовых песков до среднезернистых. Выше по разрезу залегают зеленовато-серые текучепластичные суглинки, с редкими включениями гидротроиллита и гравия, тонкими прослоями алевритовых песков. Литологический состав прикровельной части пачки разнообразен и во многом зависит от современного рельефа морского дна. Вблизи берега и на локальных поднятиях залегают мелкие пески темно-серого до черного цвета за счет сильного обогащения гидротроиллитом с включениями гравия, гальки, раковин двустворчатых моллюсков. В локальных впадинах наиболее распространены суглинистые илы темно-серого цвета.

Морские волновые и флювиальные отложения (mv, mfH), мощностью до 5 м, формируются в прибрежной зоне на востоке п-ова Канин, где стационарным вдольбереговым течением выполняется транспорт осадочного материала и его отложение с формированием протяженных кос. Здесь в прибрежной зоне на глубинах моря до 3 м в условиях повышенной волновой активности водных масс происходит интенсивное накопление песков, супесчаных и суглинистых илов.

Морские нефелоидные отложения (mnH) — морские бассейновые западинные осадки распространены на глубинах моря свыше 120 м. Их нижняя граница устанавливается по резкой смене вещественного состава и физико-механических свойств по сравнению с подстилающими отложениями. Признаков размыва на контакте с подстилающими отложениями верхнего звена не отмечается.

Литологических разностей отложений данного генетического типа немало; в основном это осадки алеврит-пелитового состава. В глубоководных частях акватории разрез сложен глинами коричневого и зеленовато-серого цвета, однородными, неслоистыми, практически без включений грубообломочного материала, текуче-мягкопластичной консистенции.

Глины сложены в основном гидрослюдами и монтмориллонитом, в качестве примеси содержатся хлорит и пирит. В составе минералов тяжелой фракции крупноалевритовой размерности гидроокислов железа

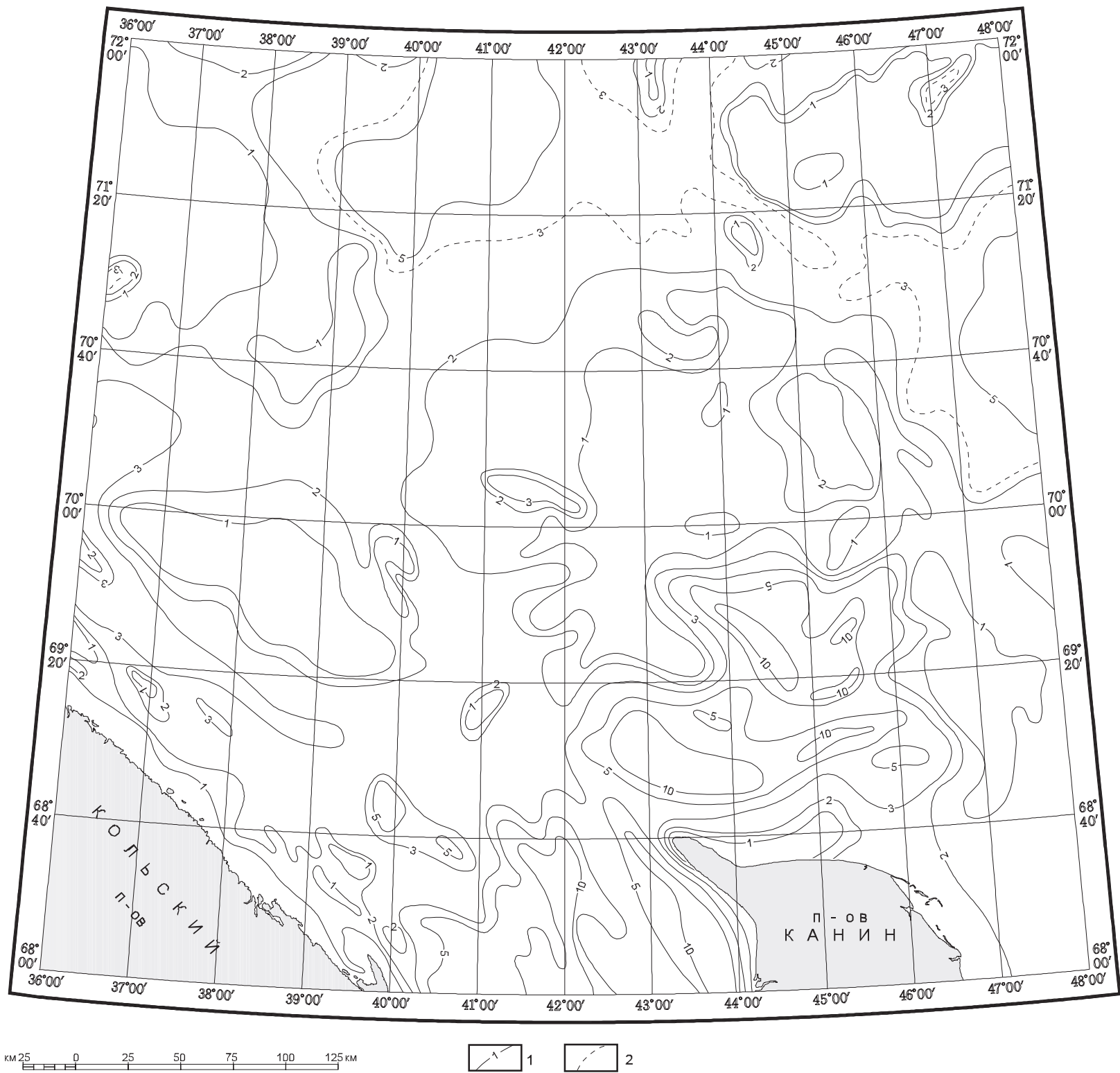


Рис. 14. Схема мощностей голоценовых отложений. Составил Д. А. Костин.

1–2 — изопахиты голоценовых отложений, м: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые.

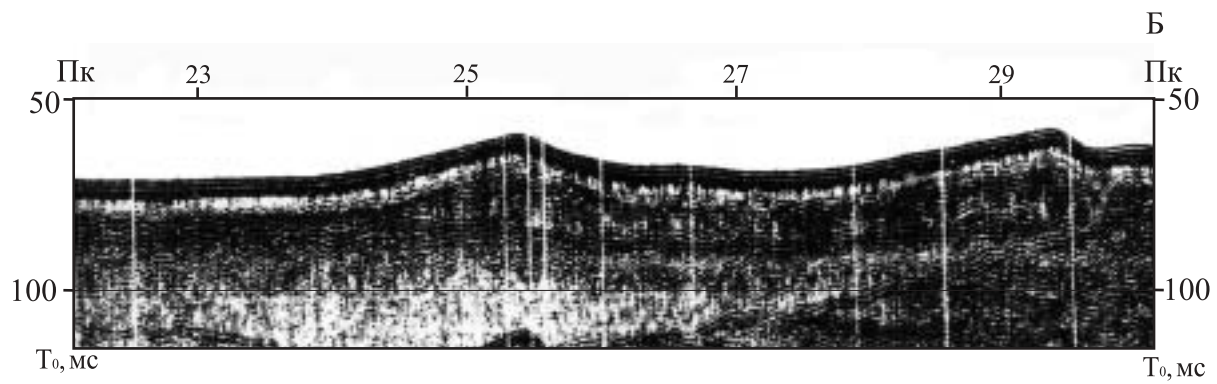
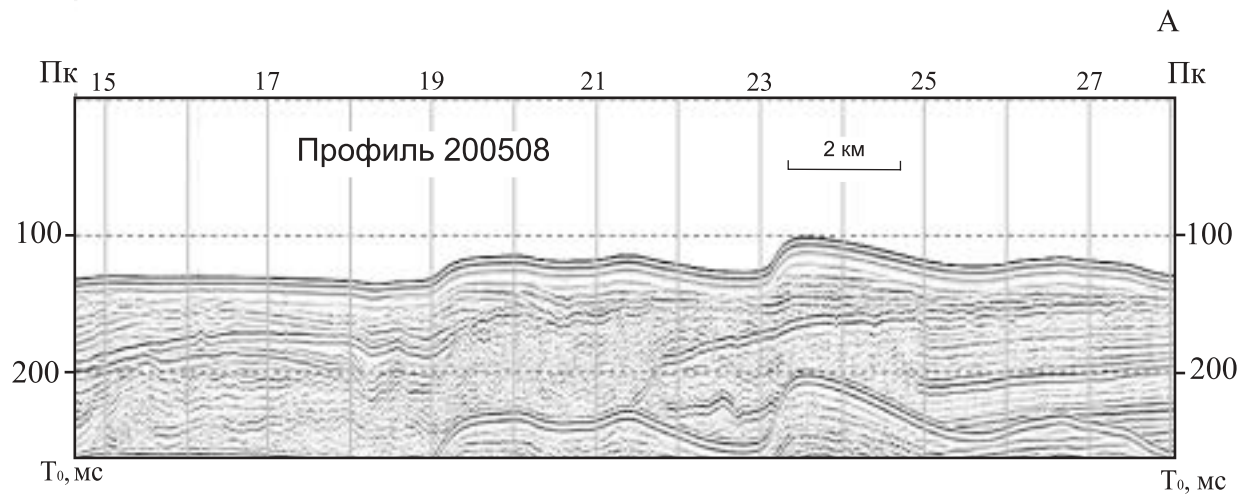
содержится почти в 2 раза больше, чем в подстилающих отложениях. Содержание аллотигенных минералов примерно одинаково. В среднем их количество в тяжелой фракции составляет первые проценты. Согласно выполненному в скв. 140 микрофаунистическому анализу для данных отложений характерен многочисленный комплекс фораминифер с доминированием *Cassidulina reniforme* (1683 экз.) [243]. Мощность подразделения не превышает 4 м.

Морские флювиальные отложения (mfH) распространены в юго-восточной части акватории, где реверсивные течения достигают больших величин. Поверхность дна в этой части мелководного шельфа имеет либо ровный сглаженный, либо волнистый грядовый характер (рис. 15, А, Б). Песчаные гряды имеют асимметричное строение, их высота достигает 20 м, длина изменяется от 0,5 до 3 км. В Воронке Белого моря формирование гряд связывается с выносом из Белого моря большого количества биогенного и терригенного материала [250]. С увеличением глубин высота и длина песчаных гряд уменьшается, они сменяются песчаными волнами, а на глубинах свыше 70 м вырождаются в рябь. Так, на участке Канинского шельфа, где глубина составляет 50–70 м, а скорость реверсивных течений значительно меньше, чем в Воронке Белого моря, описываемые отложения слагают песчаные волны высотой до 4 м (рис. 15, В). В легкой фракции среднезернистых песков содержание кварца составляет 89–95%. Среди минералов тяжелой факции доминируют рутил и амфиболы.

В межгрядовом пространстве часто распространены галечно-гравийные отложения, представляющие собой продукт перемыва смешанных галечно-гравийно-песчаных отложений — «галечную» отмостку. Характерны высокая степень окатанности грубообломочного материала и большое содержание биогенного материала — ракушечного детрита и целых раковин моллюсков — до 59% и более. Определение абсолютного возраста раковин моллюсков, выполненное в лаборатории Таллиннского университета, дало следующие результаты: образец ГА-1543 (инт. 2,5–3,2 м) — 1170 ± 60 лет, образец ГА-1541 (инт. 0,1–0,5 м) — 790 ± 60 лет, образец ГА-1533 (инт. 2,5–3,2 м) — 2720 ± 40 лет [250]. Мощность отложений изменяется от первых десятков сантиметров до 15–20 м, составляя в среднем 8–10 м.

Голоцен на Кольском полуострове включает палюстринные, эоловые отложения и техногенные образования.

Палюстринные отложения (plH) широко распространены на водонепроницаемых образованиях Кольского полуострова: глинах, суглинках. Большинство болот Кольского полуострова относятся к типу комплексных с преобладанием низинных и переходных, по которым сосредоточены пятна болот верхового типа. Преобладающие виды торфа: осоково-топяной, гипново-топяной, сфагново-верховой, сфагново-переходный, сфагново-топяной и осоково-переходный. Средняя мощность колеблется от 1 до 3 м, максимальная 4 м. Формирование торфяников началось в бореальный период (верхняя часть нижнего голоцена) и продолжается в настоящее время.



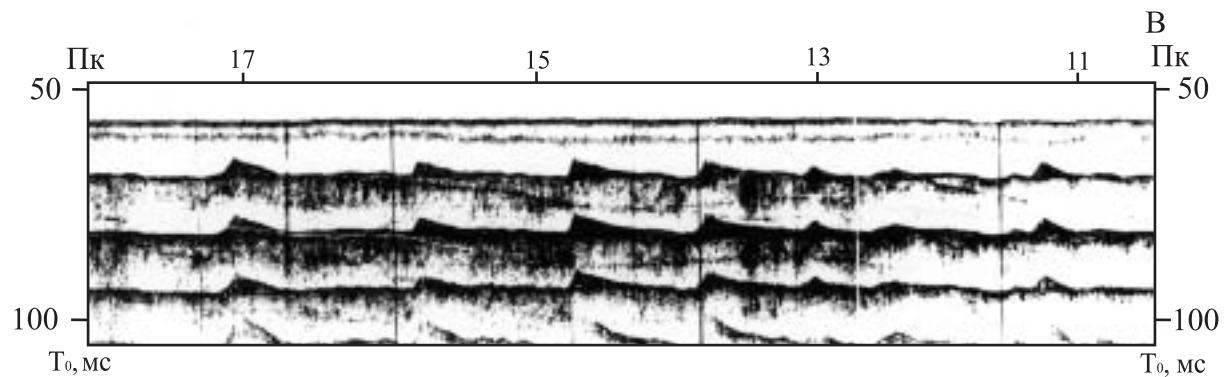


Рис. 15. Фрагменты сейсмоакустических профилей.

А — Воронка Горла Белого моря. Крупные асимметричные песчаные гряды высотой до 20 м. *Б* — северная часть Воронки Горла Белого моря. Высота гряд 12–15 м. *В* — Канинское мелководье. Песчаные волны высотой в первые метры. (Данные ОАО МАГЭ: *А* — работы 2005 г.; *Б, В* — по А. В. Скоробогатько, 1986ф).

Палюстринные отложения в пределах п-ова Канин развиты на различных гипсометрических уровнях, залегая на отложениях с плохой водопроницаемостью (супесях, алевролитах, алевро-песчаных глинах, диамиктонах). Представлены они торфами преимущественно осоково-мохово-пушицевого состава, средне- и слаборазложившимися, темно-бурого, бурого и черного цвета. В случае залегания на озерных отложениях граница с подстилающими слоями постепенная. Формирование палюстринных отложений происходит с начала голоцена до настоящего времени. Мощность палюстринных отложений достигает 2,5 м.

Эоловые отложения, занимающие ограниченные по площади участки морского побережья и озерных берегов на Кольском полуострове, не выражаются в масштабах карты. Они представлены песками преимущественно кварцевыми, мелкозернистыми, хорошо отсортированными, неяснослоистыми; мощность — первые метры. Начало образования эоловых осадков относится к бореальному периоду, формирование продолжается до настоящего времени [162].

Эоловые отложения п-ова Канин (на карте не показаны) развиты незначительно на западном побережье в районе устья р. Месна, вытянуты в виде узкой полосы. Представлены желтыми, светло-серыми песками, преимущественно кварцевыми, мелкозернистыми, хорошо сортированными с характерной косою веерообразной слоистостью. Мощность — до 5 м.

Техногенные образования представлены отложениями «культурного слоя». Последняя фация указана немасштабным значком стоянок. Время основания первых стоянок отнесено к бореальному периоду [265]. Мощность техногенных отложений не более 1 м.

Верхнее звено неоплейстоцена—голоцен

Нерасчлененные образования верхнего звена неоплейстоцена—голоцена включают морские, озерные, аллювильные и элювиально-делювиальные отложения.

Морские отложения (mIII—H¹) на п-ове Канин прослеживаются вдоль побережья в виде второй террасы. Абс. отм. до 40—50 м. Отложения с размывом залегают на верхне-неоплейстоценовых, реже — дочетвертичных образованиях. Перекрыты морскими средне- и верхнеголоценовыми осадками (скв. 19, южнее рамки листа). Морские осадки представлены песками темно-серыми, тонкозернистыми с прослоями алевроитов, темно-серых глин, мощностью 1—2 м. Слоистость горизонтальная. Мощность — до 4,8 м.

Морские отложения формировались во время полного трансгрессивно-регрессивного цикла, что восстанавливается фораминиферовым анализом (скв. 19, инт. 3,0—7,8 м, по Г. М. Черемхиной). Море было мелководным, соленость бассейна — немного ниже нормальной. Присутствие агглютинированных раковин, не выдерживающих длительного захоронения, палеогеографическая обстановка, положение в разрезе позволило отнести осадки скв. 19 к раннему голоцену. Формирование второй террасы началось, видимо, после отступления скандинавского ледника, в конце

позднего неоплейстоцена, что и определило нижнюю возрастную границу отложений.

Морские флювиальные и нефелоидные отложения (mf, mnПос–Н) закартированы на двух локальных участках в границах Гусиного желоба. Они слагают косослоистую пачку с протяженными выдержанными по латерали осями синфазности, перекрывающую нижележащие образования с отчетливым угловым несогласием мощностью около 35 м. Учитывая близость Гусиной возвышенности с современными глубинами моря 50–70 м, можно предположить, что интенсивное поступление терригенного материала осуществлялось во время последней предголоценовой регрессии за счет денудации и осуществляется в настоящее время за счет донной абразии поверхности возвышенности. Учитывая значительные современные глубины моря в границах Гусиного желоба (до 280 м), представляется правомерным принять наличие как флювиального, так и нефелоидного факторов осадконакопления. По материалам грунтового пробобора, пачка в прикровельной части сложена алевритовой глиной с включениями гравия, гальки и гидротроиллита. Часто у поверхности, в интервале 0–0,3 м залегает слой алевритового песка с постепенным нижним контактом.

Морские отложения (mПос–Н) на Кольском полуострове распространены незначительно, в устьях рек. Палеонтологически и геохронологически аналогичные отложения охарактеризованы западнее рамки листа [48]. Они расчленены на слои портландия (аллеред-пребореальный период; аллеред, верхний дриас — соответствуют верхам ошашковского горизонта, пребореал — нижнего голоцена), фолас (бореальный период, соответствующий верхам нижнего голоцена), тапес I, тапес II (атлантический период, соответствует среднему голоцену), тривиа (суббореальный период, соответствует низам верхнего голоцена), остреа (субатлантический период, соответствует верхам верхнего голоцена). Представлены песками различной зернистости, галечниками, суглинками, глинами. Мощность — до 20 м, редко более.

На прилегающей к Кольскому полуострову части акватории морские отложения широко распространены. Они были выделены по материалам сейсмоакустического профилирования и грунтового пробобора [230, 250]. В акустической записи для них характерна регулярно-слоистая волновая картина с достаточно протяженными осями синфазности. Характер подошвы вследствие недостаточной мощности сеймопачки (до 12 м) не установлен.

Отложения, формирующие пачку, вскрыты рядом станций грунтового опробования. На участках, где ее мощность сокращается до первых метров, в основании часто наблюдается прослой мелкозернистого песка мощностью до 0,4 м. Выше через переслаивание залегают темно-серые суглинки с редкими включениями гальки и гравия, вверх по разрезу сменяющиеся глинами зеленовато-серыми текучепластичными с пятнами гидротроиллита. Г. Э. Козловой в разрезе грунтовой станции КШ-85-13 [234] выделены три микрофаунистических комплекса. Нижний, в интервале 3,1–1,3 м, характеризуется довольно большим видовым разнообразием

и количеством экземпляров от 60 до 94 шт. на 100 г осадка. Включает в себя атлантические виды *Paramalina coronata crassa*, *Elphidium mageblanicum* и др. Средний комплекс в интервале 1,3–0,2 м представлен арктическими и бореально-арктическими видами с глубиной обитания до 200 м. Количество видов в образце от 3 до 6, облик комплекса арктический. Возраст отложений, вмещающих описанные комплексы, определен как послекаргинский. Верхний комплекс в интервале 0,2–0,0 м отвечает голоцену, для него характерны песчаные формы, отсутствующие в нижележащих отложениях.

Озерные отложения (IIIos–H) осташковского горизонта — голоцена — пески различной зернистости с галькой, гравием, с прослоями супесей, суглинков, диатомиты на Кольском полуострове образуют террасы различной высоты от 1 до 15 м. В доколе обычно залегают позднеледниковые озерные отложения или гляциофлювиальные, ледниковые осташковского горизонта. Песчано-галечниковые озерные отложения выходят на поверхность, глинистые и диатомиты покрыты торфяно-болотными отложениями. Пляжи образованы хорошо промытыми мелко-среднезернистыми песками, галечниками. Береговые валы сложены песками разнозернистыми с примесью алеврита. Мощность озерных отложений не превышает 6 м. Позднеледниковая пребореальная и бореальная диатомовая флора [49] очень бедна. В конце бореального периода увеличивается разнообразие флоры (до 60 видов, с преобладанием холодноводных видов). В осадках атлантического и начала суббореального периодов выявлена наиболее разнообразная диатомовая флора (150 видов) с преобладанием космополитных индифферентных видов и со значительным участием алькалофильных, увеличением числа и количества бореальных видов. В заливах и мелких водоемах в это время формировались диатомиты.

Суббореальные и субатлантические озерные осадки, охарактеризованные в пределах листа R-37, отличаются уменьшением вида и количества диатомей, появлением в составе флоры болотных ассоциаций (разрез 179).

На п-ове Канин озерные отложения (III–H) распространены вдоль берега и на дне озер (на карте не показаны, так как не отражаются в масштабе 1 : 1 000 000), а также часто подстилают палюстринные отложения. Залегают на разновозрастных отложениях, в том числе и на позднеледниковых, что и определило условную нижнюю возрастную границу. Озерные отложения представлены супесями, алевритами, алевро-песчаными глинами, илистыми, с многочисленными растительными остатками. Цвет отложений серый, темно-серый с зеленоватым, голубоватым оттенком (по Черемхиной). Мощность — до 6 м.

Аллювиальные отложения (aIIIos–H) на Кольском полуострове начали формироваться по мере исчезновения ледникового покрова. Надпойменные террасы обычно сложены песками различной зернистости, супесями, нередко с включениями гальки, гравия; слоистость горизонтальная, косая. Пойменный аллювий представлен песками от мелко- до среднезернистых, иногда галькой, алевритами, реже — суглинками, глинами с растительными остатками, линзами и прослоями торфа.

Русловый аллювий представлен преимущественно валунами и песками различной зернистости. Мощность аллювия — до 6 м, возможно более.

На п-ове Канин аллювиальные отложения (аП—Н) развиты в виде узких полос вдоль русел рек современной гидросети, выстилают русла, слагают низкую и высокую пойму, и фрагментарно развитую первую надпойменную террасу. Высота низкой поймы — до 0,5 м, высокой — до 1,5 м, первой надпойменной террасы — до 3 м.

Аллювий вложен в разновозрастные осадки. Русловые базальные фации представлены галечниками, крупно- и грубозернистыми песками с гравием, галькой. Пески слабосортированные, неоднородные. Их перекрывают сортированные мелко- и среднезернистые пески. Пойменный аллювий представлен фациями приречной и внутренней поймы. Приречная фация — переслаивающиеся пески тонкозернистые и алевро-глинистые отложения, часто гумусированные, с горизонтальной сезонной слоистостью, внутренняя фация — неяснослоистые алевриты, глины. Старичный аллювий встречается в виде линз в русловом. Среди осадков преобладают глины и алевритистые пески с растительными остатками.

Первые надпойменные террасы встречаются только в нижнем течении рек. Отложения представлены крупно-, средне-, мелкозернистыми песками (крупность уменьшается снизу вверх) с гравием, галькой различной степени окатанности. В основании разрезов часто залегают галечники. Слоистость горизонтальная и косая. Мощность аллювия достигает 2 м, редко более.

Нижний возрастной рубеж определен условно, исходя из того, что аллювий вложен в поздненеоплейстоценовые ледниковые образования.

Элювиально-делювиальные отложения (е, дП—Н) приурочены к вершинам и склонам возвышенностей. На Кольском полуострове частично они включают коллювиальные и пролювиальные отложения. Процентный состав щебня, глыб, супеси варьирует в зависимости от текстурно-структурных особенностей материнских пород. Залегают чаще на коренных породах с поверхности, участками перекрыты ледниковыми, озерными отложениями, торфами. Мощность 1–5 м, максимальная, по данным бурения и сейсморазведки, 10 м. Время формирования определено условно, так как начало образования этих отложений в пределах некоторых участков может относиться к дочетвертичному времени или раннему и среднему неоплейстоцену [162].

Элювиальные и делювиальные отложения развиты незначительно на склонах и уплощенных пологонаклонных поверхностях кряжа Канин Камень. Включают коллювиальные и коллювиально-делювиальные отложения, развитые в виде конусов и шлейфов, а также элювий, развитый на выровненных площадках. Представлены щебнево-глыбовым материалом с дресвой, иногда в составе пород присутствует суглинок или супесь. Мощность до 3 м. Большая часть образований сформировалась в голоцене (и продолжает формироваться), но, возможно, в нижних частях разрезов сохранились образования, формировавшиеся с начала позднего неоплейстоцена.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изученная акватория листа R-37, 38 расположена в пределах Баренцева моря. В основу литологической карты положены результаты гранулометрического, минералогического и спектрального анализов разных лет, выполненных МАГЭ, ВНИИОкеангеология и другими организациями (см. «Литологическую карту...»). Для выделения литологических типов отложений использованы результаты гранулометрического анализа образцов, отобранных в интервале 0–0,05 м, по 1544 грунтовым станциям. Привлекались литологические описания колонок донных отложений.

Современные поверхностные отложения представлены неуплотненными, иногда текучепластичными осадками, цвет изменяется по латерали от светло-серого до темно-зеленого и бурого.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

На процессы современной седиментации влияет целый комплекс факторов, среди которых определяющими являются рельеф морского дна, гидродинамический режим бассейна, речной сток, береговая и донная абразия, а также деятельность морских организмов.

Западная часть изученной акватории характеризуется сложностью подводного рельефа. Максимальные глубины достигают 370 м в глубоководной части котловины Самойлова. В восточной части максимальные отметки глубин отмечаются в Гусином желобе — 250 м.

Реками Кольского полуострова в акваторию ежегодно выносятся 977 тыс. т взвешенного вещества, из Горла Белого моря — 265 тыс. т [81].

Абразия берегов и дна играют существенную роль при поступлении терригенного материала. По данным О. В. Суздальского, скорость отступления на Канинском берегу Белого моря достигает местами 10–15 м в год. На берегах Кольского полуострова, сложенного устойчивыми коренными породами, роль абразии малозаметна, большое значение приобретают здесь гравитационные перемещения грубообломочного материала [150].

Распределение осадков по акватории контролируется гидрогенными факторами: придонные, приливо-отливные течения, волновая деятельность. Специфической чертой седиментогенеза изученной акватории является частое и обильное присутствие в осадке карбонатных остатков, которые могут преобладать над терригенным материалом.

В той части акватории, где имеются плавающие льды, существует еще один фактор седиментогенеза — разнос осадочного материала льдами. В составе осадков этот фактор отражается наличием незначительного количества (3–5 %) грубообломочного материала (галька, гравий, дресва, щебень) в тонкодисперсных отложениях.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Результаты гранулометрического анализа были подвергнуты статистической обработке и графической интерпретации.

Из табл. 1 следует, что в целом по акватории в составе осадков доминирует песчаная фракция (53 %). Следующей по распространенности является фракция алевритовой размерности (29,5 %). Содержания пелитовой и гравийной фракций невысоки, и составляют 14,3 и 2,6 % соответственно. Обращает на себя внимание высокий разброс значений основных фракций. Это указывает на резко различные условия формирования осадков.

Гравий распределен по площади акватории крайне неравномерно. Незначительное содержание гравия в виде примеси отмечается в обширной части гранулометрического спектра — пелиты, мелкообломочные миктиты. Во всех типах отложений присутствует рассеянный грубообломочный материал, даже в чистых пелитах глубоководной части котловины Самойлова, что свидетельствует о влиянии ледового разноса. Также гравий является продуктом размыва коренных пород. Повышенные содержания гравия, превышающие фоновое в несколько раз, отмечаются на вершинах возвышенностей и в прибрежной части.

Распределение *песчаной и пелитовой фракций* находится в тесной зависимости от рельефа дна и гидродинамических условий, подчиняется батиметрической зональности. Песчаные отложения являются основными гранулометрическими разновидностями, которые широко распространены на площади листа, особенно в южной и восточной частях, где содержание песчаной фракции в осадке превышает 75 %. Значительная площадь и диапазон глубин распространения песков являются результатом дифференциации вещества, вследствие которой более тонкий материал

Таблица 1

Фракционная структура поверхностного слоя донных осадков

Гранулометрический состав	min	max	Среднее значение, %
Гравий	0,0	88,4	2,6
Песок	0,0	99,3	53,0
Алеврит	0,0	95,4	29,5
Пелит	0,0	90,1	14,3

выносятся сильными придонными течениями. Уменьшение содержания песчаной фракции и повышение пелитовой постепенно происходит с увеличением глубины и уменьшением активности придонного слоя.

Распределение *алевритовой фракции* по площади менее закономерно по сравнению с песчаной и пелитовой. Алеврит присутствует практически во всех осадках в виде примеси. Достаточно часто его содержание в осадке больше, чем других фракций. Алеврит является переходной фракцией между песками и пелитами, поэтому очень редко его содержание в осадке превышает 75%.

По данным гранулометрического анализа рассчитаны значения статистических параметров (рис. 16, 17).

Средний размер является мерой местоположения осадка в конкретных энергетических условиях, характеризуется равновесным состоянием осадка по отношению к этим условиям. Исходя из этого, средний размер

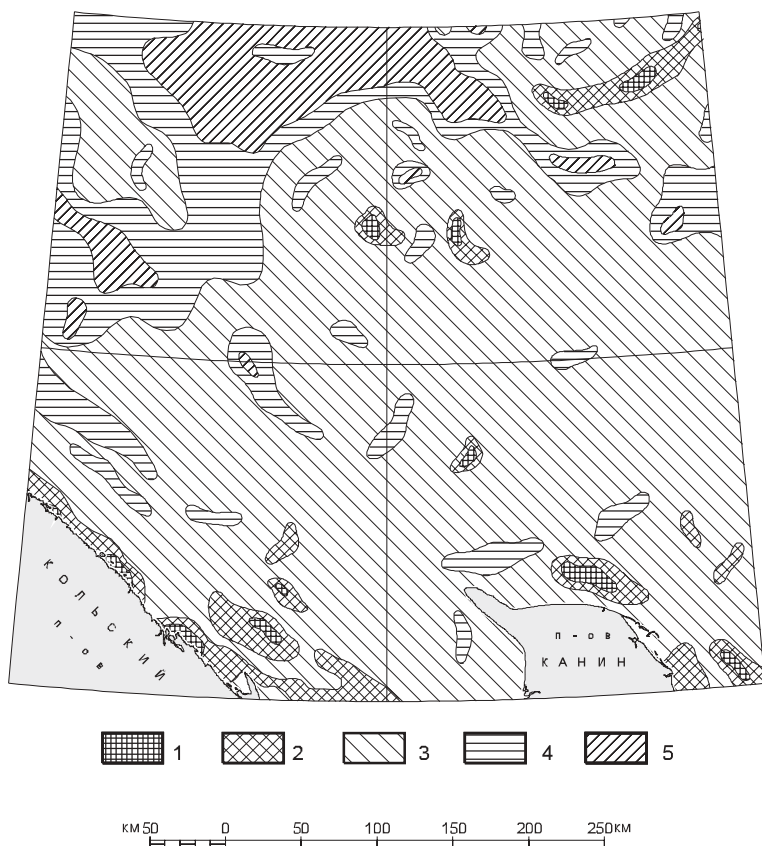


Рис. 16. Характеристика энергии среды седиментации. Составили Н. В. Маркина, М. С. Пармонова.

1–5 — средний размер частиц (мм): 1 — 0,25–0,1 (песок мелкий), 2 — 0,1–0,05 (алеvрит крупный), 3 — 0,05–0,01 (алеvрит мелкий), 4 — 0,01–0,005 (пелит крупный), 5 — 0,005–0,001 (пелит средний).

зерен рассчитан как показатель энергии среды седиментации, зависящий от крупности исходного материала и интенсивности воздействия на осадок гидродинамических факторов [136].

Полученная схема распределения частиц по среднему размеру показывает, что основная часть осадков относится к мелкоалевритовой фракции и оконтурена изолинией 0,01 мм, т. е. значения среднего размера в пределах этой фракции характеризуют центр распределения для данной акватории. Это указывает на смешанность осадков (усреднение содержания между гравием и пелитом) и наиболее полно отражает тенденцию к переносу или аккумуляции, отразившуюся в донных отложениях.

Среднее значение размера частиц для данного региона — 0,02 мм. Уменьшение их среднего размера происходит с увеличением глубины моря, в области низкоэнергетической обстановки (котловина Самойлова,

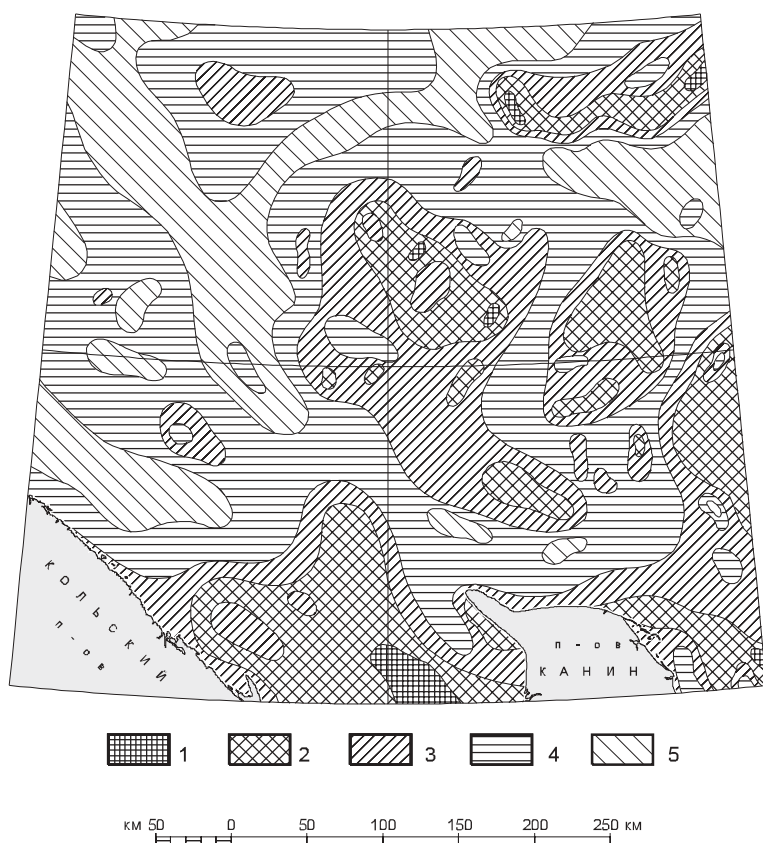


Рис. 17. Энтропийная мера сортированности. Составили Н. В. Маркина, М. С. Парамонова.

1–5 — коэффициент нормированной энтропии: 1 — 0–0,1 (идеально сортированные), 2 — 0,1–0,25 (хорошо сортированные), 3 — 0,25–0,5 (умеренно сортированные), 4 — 0,5–0,75 (плохо сортированные), 5 — 0,75–0,9 (несортированные).

желоба Кольский, Гусиный, Нордьюпет). Значение среднего размера более 0,01 мм рассматривается как показатель преобладания в осадке песчаных и гравийных фракций. Это отмечено в прибрежной зоне и в привершинных частях возвышенностей — в областях более высоких энергий. В целом распределение среднего размера частиц по латерали согласуется с батиметрической картой.

Стандартное отклонение (σ) — параметр, отражающий статистический смысл распределения среднего размера. Характеризует меру устойчивости во времени гидродинамики среды [136].

Среднее значение стандартного отклонения для данной акватории равно 0,04. Незначительное отклонение от среднего значения соответствует фоновому распределению, характеризует умеренную и нестабильную гидродинамическую обстановку, в результате чего на этих участках происходит размыв, частично транспортировка и аккумуляция. Значения, превышающие фоновые в 2–3 σ соответствуют зонам с интенсивной стабильной гидродинамикой, здесь происходит размыв, вынос более мелкого материала. Значения ниже фоновых характеризуют участки со стабильной, но умеренной гидродинамической активностью, где в основном преобладают процессы аккумуляции.

Нормированная энтропия. Как показатель меры сортированности был рассчитан коэффициент нормированной энтропии:

$$H\{f^*(r)\} = -\sum p_i \cdot \ln p_i^*,$$

где n — число фракций в анализе; p_i^* — содержание (в долях единицы) частиц в i -й фракции.

Для вычисления энтропийной меры сортировки была применена следующая формула:

$$Hr = h\{f^*(r)\} / h\{f^*(r)\}_{\max},$$

где $h\{f^*(r)\}_{\max} = \ln n$ [136].

Полученная схема (рис. 17) показывает неравномерное распределение сортированности осадков — от хорошо и идеально сортированных песков ($Hr = 0-0,25$) до несортированных миктитов и полимиктитов ($Hr > 0,75$). В целом для этого региона среднее значение сортированности составляет 0,51. Это соответствует плохосортированным осадкам, но ближе к умеренно сортированным.

По данным гранулометрического анализа, для каждой станции были построены кумулятивные кривые (рис. 18), на основе анализа которых выделяются динамические типы донных отложений [214].

S-образная кумулята *A-tuna* характеризует осадок, сформировавшийся в условиях нестабильной гидродинамической активности среды. Этот тип разделяется на подтипы A1 и A2. Процесс седиментации для кривой подтипа A1 характеризуется транспортировкой, частично размывом и аккумуляцией. Характерный гранулометрический состав осадков — А, П, АП, ГрАП.

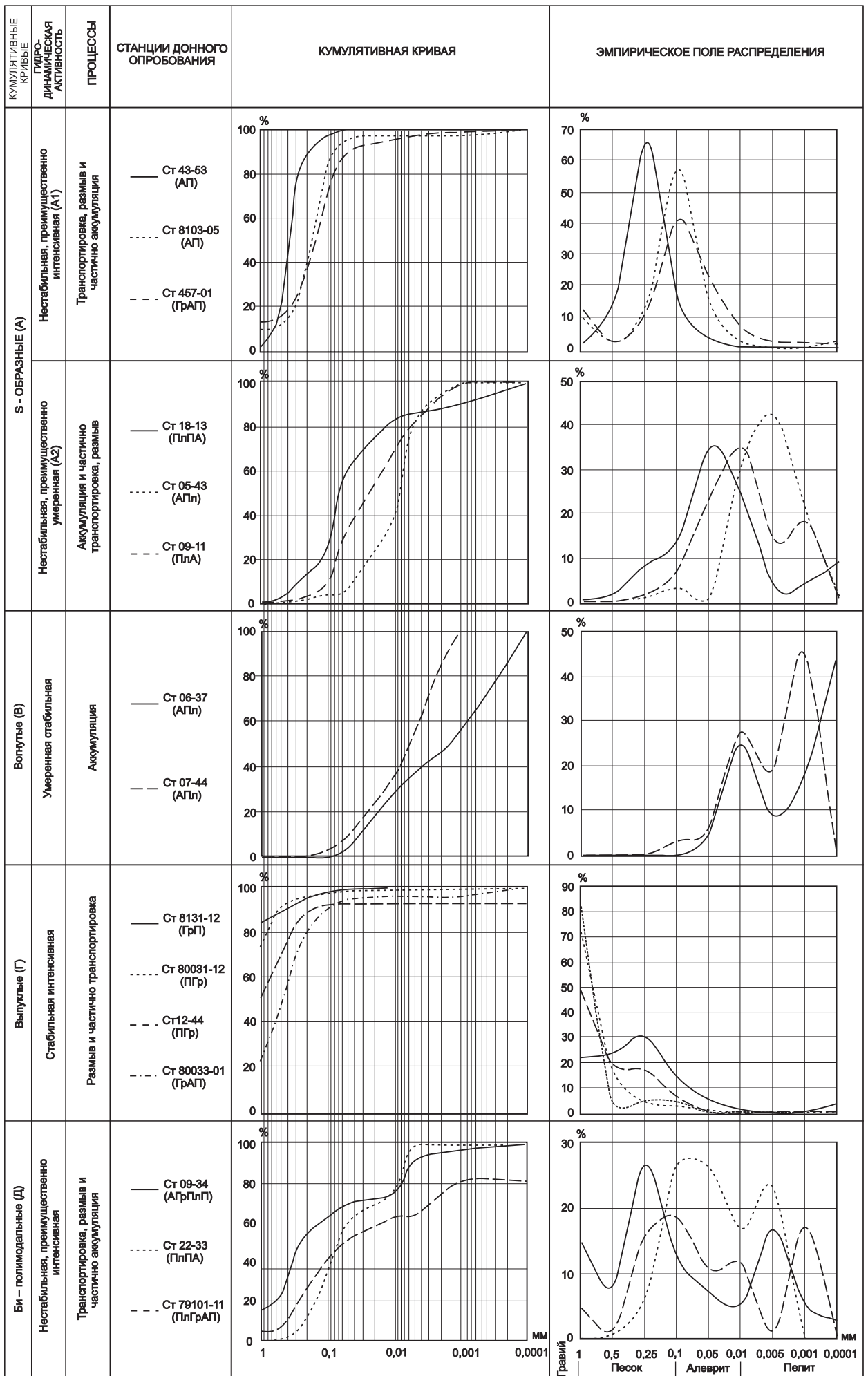


Рис. 18. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамических условий. (Составила М. С. Парамонова).

Для кривой подтипа А2 преобладающим процессом является аккумуляция и частично транспортировка. Характерный гранулометрический состав осадков — ПЛАП, ПЛПА, ПАПл, ПЛА, ПА.

Вогнутая кумюлята *B-типа* свойственна частичной аккумуляции и транспортировке в условиях умеренной гидродинамической активности. Характерный гранулометрический состав — АПл, Пл.

Выпуклая кривая *Г-типа* характеризует осадки, отложившиеся при транспортировке в условиях умеренной и высокой стабильной гидродинамической активности. Аккумуляция осадков в основном отсутствует. Гранулометрический состав — АПГр, АГрП, ГрП, ПГр.

Би- и полимодальная кумюлята (*Д*) *Е-типа* обычна для осадков, образовавшихся при размыве, перемыве и частичной транспортировке в условиях высокой и весьма высокой гидродинамической активности. Аккумуляция осадков отсутствует. Гранулометрический состав — миктиты и полимиктиты мелкообломочные.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

Гранулометрический состав является основным классификационным признаком для современных донных отложений. Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки четырех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные [109].

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены гравием, песками, алевритами и пелитами. Среди моногранулярных осадков выделяются чистые, где содержание господствующей фракции составляет более 85%.

Моногранулярные гравийные осадки (Гр) распространены на небольших участках Кольского склона и привершинных участках Канинско-Колгуевской ступени. Содержание гравийной фракции 75–80%, на Кольском шельфе достигает 84%. В качестве примеси присутствует разнотернистый песок (14–17%) и алеврит (5–7%). На Кольском шельфе образование этих отложений связано с интенсивной гидродинамической активностью в волноприбойной зоне и размывом береговых пород. На Канинско-Колгуевской ступени гравийные осадки приурочены к положительным формам микрорельефа дна. В сумме моногранулярные гравийные осадки занимают менее 1% площади дна. Сортировка осадков хорошая, кумюлятивная кривая Г-типа, стандартное отклонение превышает 3 σ.

Моногранулярные песчаные осадки (П), в том числе чистые (П^ч), закартированы на обширнейших площадях и занимают около 30% площади дна. Их распространение связано главным образом с положительными формами донного рельефа и мелководной частью акватории. Чистые пески занимают большую часть поверхности дна на Гусином, Северо-Канинском и Южно-Канинском плато, Нижней Колгуевской, Канинско-

Колгуевской, Кольско-Канинской ступенях, на Колгуевском поднятии, развиты на Мурманской банке и в пределах Кольского склона. Кроме того, пески развиты в большинстве заливов и прибрежных зонах материковых губ. Песчаные отложения также отмечаются на склонах Гусиной возвышенности и Северо-Канинского плато.

Несмотря на столь морфологически разнообразные области развития песков, можно отметить некоторые общие черты, присущие песчаным осадкам всех изученных элементов рельефа. Глубины развития песков варьируют от 0 в прибрежных зонах до 150 м и более на склонах Гусиной и Северо-Канинской возвышенностей. Основные площади распространения песков оконтурены изобатой 100 м. Обычно пески залегают глубже имеющихся гравийно-галечных и песчано-гравийных отложений и гипсометрически выше более мелкозернистых осадков (алевритовых и пелитовых песков, миктитов и др.). Среди моногранулярных песков преобладают мелко- и среднезернистые, причем достаточно часто они переходят в чистые осадки с содержанием одной фракции более 85%. Часто с районами развития песков связаны повышенные количества биогенного материала (Гусиное плато, Кольско-Канинская и Канинско-Колгуевская ступени). Средний размер песков 0,25 мм. Для песков характерна S-образная форма кумулятивной кривой, сортировка осадков хорошая, местами идеальная.

Необходимо отметить, что чистые моногранулярные пески с высокой степенью отсортированности являются ценным материалом для промышленности (подробнее в гл. «Полезные ископаемые»).

Моногранулярные алевриты (А) имеют крайне ограниченное распространение в изученном бассейне. Они отмечаются в виде редких мелких пятен разнообразной формы практически на всех геоморфологических элементах рельефа и в сумме занимают менее 1% площади дна. Моногранулярные чистые алевриты расположены вдоль склона Гусиной возвышенности на глубинах 110–150 м. Гипсометрически выше их залегают алевритовые пески, а глубже — большей частью алевритовые миктиты. В пределах Канинско-Колгуевской ступени и склонов Северо-Канинской возвышенности моногранулярные алевриты встречены в полях развития песчаного алеврита на глубинах 90–100 м. Местами они представлены чистыми разностями, где содержание алевритовой фракции составляет 85–95%, как примесь присутствует песок — до 15%. Сортировка осадков хорошая и умеренная, форма кумулятивной кривой S-образная.

Моногранулярные пелиты (Пл) занимают около 2% площади листа. Большое поле моногранулярных пелитов установлено в пределах днища котловины Самойлова на глубинах моря, превышающих 300 м, гипсометрически ниже они переходят в чистые осадки с содержанием пелитовой фракции до 89%, причем фракция субколлоидного пелита составляет более 85%. Средний размер осадков — 0,001 мм. Из примесей присутствует песок — 2–5%, алеврит — 8–14% и гравий — 2–3%. Еще одно небольшое пятно однородных пелитов отмечено на Северо-Мурманской террасе в поле алевритовых пелитов. Содержание пелитовой фракции составляет более 78%, в виде примеси присутствует алеврит — 10–13% и песок — 4–9%.

Формирование однородных пелитовых отложений определяется слабой гидродинамической активностью придонного слоя, в результате чего происходит выпадение из взвеси пелитовых частиц. Сортировка осадков умеренная, кумулятивная кривая В-типа.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Эти отложения в целом занимают около 40 % площади дна изученной части Баренцева моря и представлены гравийными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями. Сортировка бигранулярных осадков хорошая и умеренная.

Крупнообломочные бигранулярные осадки представлены *галечниковым гравием* (ГГр). Небольшие пятна этих отложений отмечены в плоской, наиболее приподнятой части Гусиного плато на глубине 50–65 м с содержанием гравия 60–63 и гальки до 30 %. Как примесь присутствует песок (6–10 %). Отложения такого типа образуются в зонах чрезвычайно активного действия гидродинамических сил ($\sigma > 3$). Также крупнообломочная составляющая осадка увеличивается при размыве подстилающих плейстоценовых отложений. На Гусином плато в районе развития крупнообломочных отложений в большом количестве присутствуют биогенные карбонатные включения, содержание которых может достигать 50 % и более. В целом крупнообломочные бигранулярные разности занимают менее 1 % площади дна акватории.

Песчано-гравийные осадки (ПГр) также имеют незначительное развитие. Они развиты в привершинной части Гусиного плато на глубине 50–60 м среди поля гравийных песков и связаны с размывом более древних пород. На Кольском склоне (следствие гравитационных процессов) и на локальных возвышениях дна в Кольском желобе отдельные пятна песчаных гравийников располагаются на глубине до 150 м. Содержание гравия варьирует от 50 до 65, песка — не более 45 %. Кумулятивные кривые Г-типа.

Гравийные пески (ГрП) встречаются практически на всех положительных формах рельефа. Наиболее обширные поля отмечены на Гусином плато и выступе Кольско-Канинской ступени. Гравийные пески фациально переходят в моногранулярные и алевритовые пески. В целом глубины расположения гравийных песков варьируют от 15 м на Канинско-Колгуевской до 90–100 м на Нижней Колгуевской ступени ($\sigma = 2–3$). Иногда эти осадки связаны с размываемыми доплейстоценовыми породами дна. Содержание песка в осадке составляет 55–72, гравия — 20–45 %. Отмечается примесь гальки до 10 и алеврита до 15 %. С гравийными песками связано высокое содержание карбонатного материала. Кумулятивные кривые Г-типа.

Алевритовые пески (АП) очень широко развиты в пределах листа, занимают около 20 % площади дна. Самые крупные поля алевритовых песков закартированы на Нижней Колгуевской ступени и Мурманской возвышенности. В основном алевритовые пески залегают на отметках от 80 до 150 м, на северном склоне Северо-Канинского плато они опускаются до глубины 200 м. Гипсометрически выше алевритовых песков

располагаются моногранулярные пески, а глубже песчаные алевриты и миктиты.

Содержание (%) песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 52 до 75, алеврита — от 25 до 44, отмечается примесь пелита (около 10) и гравия (до 12). Характерна S-образная форма кумулятивной кривой.

Песчаные алевриты (ПА) занимают около 8% площади дна и главным образом развиты на выровненных поверхностях, фациально переходя в алевритовые пески и миктиты. Глубина нахождения полей песчаных алевритов изменяется в основном от 60 до 120 м, лишь на северном склоне Северо-Канинского плато они распространены до 200 м. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 50 до 72, песчаной — от 22 до 44%. Как примесь отмечаются пелит (до 15%) и гравий (1–3%).

Пелитовые алевриты (ПЛА) в основном приурочены к локальным понижениям в рельефе дна, где они отчетливо повторяют конфигурацию изобат. Встречаются в желобах Нордьюпет, Канинский, Кольский, на Мурманской террасе. Здесь они развиты на глубинах 150–200 м. При этом поля пелитовых алевритов, подчиняясь батиметрической зональности, располагаются гипсометрически ниже песчаных алевритов или алевритовых миктитов. На склонах Гусиного желоба и котловины Самойлова с увеличением глубины пелитовые алевриты переходят в пелитовые миктиты. Содержание (%) алевритовой фракции в осадках — 52–75, пелитовой — 20–45, примесь песка — до 8–10.

Иногда пелитовые алевриты осаждаются в островных и материковых губах и заливах непосредственно у берега в затишных местах с низкой степенью гидродинамической активности, как, например, на осушаемой отмели к югу от мыса Найденный на п-ове Канин. Тогда в пелитовых алевритах часто увеличивается содержание песчаной фракции, достигающее 23–25%.

Из бигранулярных разновидностей пелитовых осадков развиты лишь *алеваитовые пелиты* (АПл). Они связаны с самыми глубокими районами моря — выполняют днище Гусиного желоба, а также развиты на склонах Гусиной и Северо-Мурманской террасы, котловины Самойлова. Алевритовые пелиты также формируются в процессе размыва плейстоценовых отложений, например, на склонах Северо-Канинской возвышенности, где они встречаются в виде мелких локальных пятен. Содержание (%) пелитовой фракции в осадке — 52–70, алеврита — 14–36, примесь песка — 5–15.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, и **полигранулярные (полимиктиты)**, сложенные четырьмя и более фракциями, относятся к смешанным осадкам и занимают около 30% площади дна. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50% каждую, сопутствующие — от 10 до 25%. Сортировка осадков плохая ($H_r > 0,75$), кумулятивные кривые в основном би- и полимодальные.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: гравийно-алеваитово-песчаные (ГрАП), алеврито-гравийно-песчаные (АГрП), пелито-алеваитово-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП),

пелито-песчано-алевритовые (ПлПА), песчано-пелито-алевритовые (ППлА), песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл) и алеврито-песчано-пелитовые (АППл). Они выполняют значительные по площади пространства между районами распространения осадков переходного типа, связаны с ними и между собой фациальными переходами.

Миктиты и полимиктиты, в составе которых в заметном количестве присутствуют крупнообломочные фракции (галька и гравий), развиты в районах активной гидродинамической деятельности, таких, как прибрежная зона Кольского полуострова. Они также встречаются отдельными ареалами на возвышенных участках других морфологических форм рельефа, где, возможно, связаны с выходами плейстоценовых пород на поверхность морского дна, например, на Северо-Канинском плато, Нижней Колгуевской и Канинско-Колгуевской ступенях. Крупнообломочные полимиктиты развиты в пределах изобаты 100 м.

Из мелкообломочных миктитов, указанных на литологической карте, наиболее часто и во всех районах встречаются *пелито-песчано-алевритовые*, которые тяготеют к районам распространения песков алевритовых и алевритов песчаных, и *песчано-алеврито-пелитовые* разности, связанные фациальными переходами с алевритовым пелитом и пелитовым алевритом. Можно отметить, что миктиты чаще всего распространены на склонах ступеней и плато как переходные осадки между песчаными и пелитовыми алевритами. Глубины их встречаемости изменяются в широких пределах: от уреза воды в прибрежной зоне до 250–300 м на склонах желобов.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди морских осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: терригенный, палимпсестовый, эдафогенный, биогенно-терригенный, терригенно-биогенный и декливиальный.

Терригенные отложения наиболее широко развиты и занимают около 90 % площади дна, крапом на карте не выделяются. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии и твердый сток рек. Кроме того, большое количество материала выносится из Белого моря и Чешской губы отливными течениями. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидравлической крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для гальки, гравия и песка, второй — для мелкопесчаных и алевритовых частиц, третий — для пелитовых [231].

Палимпсестовые и *эдафогенные* отложения представляют собой маломощные реликтовые осадки, которые образовались *in situ* или при

незначительном переносе и находятся в неравновесном состоянии по отношению к имеющимся параметрам седиментогенеза и подвергаются размыву [214]. Как правило, эти участки приурочены к неотектоническим поднятиям. Реликтовые отложения занимают 6–7% площади дна.

Палимпсестовые отложения формируются при размыве плейстоценовых ледово-морских отложений и развиты на участках отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,2 м). Районы развития палимпсестовых отложений отмечены на поверхности морского дна Канинско-Колгуевской, Нижней Колгуевской ступеней, а также развиты на поверхностях и склонах Гусиного и Северо-Канинского плато, Мурманской возвышенности, на склонах Центральной впадины. Представлены они различными литологическими типами осадков, от бигранулярных до миктитов, и, как правило, плохо отсортированы. Характерной особенностью их минерального состава является часто повышенное, по сравнению с терригенными отложениями, количество эпидота, гранатов, черных рудных минералов.

Эдафогенные отложения также формируются в районах преобладания размыва над седиментацией и представляют собой остаточные продукты размыва доплейстоценовых пород [214]. Эти отложения развиты на участках Канинского поднятия, т. е. в пределах сильно расчлененной поверхности подводных гряд, сложенных архейскими и протерозойскими кристаллическими породами, и представляют собой продукты разрушения этих пород.

Биогенно-терригенные и терригенно-биогенные отложения широко развиты в пределах акватории, занимают 3–4% площади. Если содержание карбонатной биогенной компоненты в осадке меньше 50%, то эти отложения являются биогенно-терригенными, если больше 50, то относятся к типу терригенно-биогенных. Основное поле их совместного развития расположено в пределах Кольско-Канинской ступени, где совокупность благоприятных факторов обусловила формирование богатейшего Святоносского месторождения ракушечных песков. Максимальное содержание ракуши в этом районе достигает 80%. Второе поле расположено на Гусином плато, ровная поверхность которого покрыта валунами, щебнем, галькой и скоплениями целой и битой ракуши. Карбонатная часть осадков представлена детритом и целыми раковинами двустворок и баянусов размером от 0,1 до 3–5 см, реже отмечаются гастроподы и мшанки [60]. Также небольшое поле с биогенно-терригенными осадками отмечено у входа в Чешскую губу и сопровождается значительным количеством крупнообломочных включений. Здесь максимальное содержание ракуши не превышает 30–45% [249].

Декливиальные отложения выделены предположительно по материалам подводного фотографирования и донного опробования вблизи абразионных берегов вдоль подводного склона Кольского полуострова, который отличается крутизной и изрезанностью рельефа. В результате гравитационных процессов у подножия склона образуются мощные осыпи и оползни, содержащие в составе грубообломочный материал [231].

МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изучение минерального состава проб проводилось иммерсионным методом, исследованию была подвергнута крупноалевритовая фракция (0,1–0,05 мм).

Минеральный состав поверхностных донных отложений, естественно, зависит от петрографического состава пород областей сноса. Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации. Для данной акватории эти значения варьируют от 0,1 до 32,2 %, в среднем по площади выход тяжелой фракции составляет 4,2 %.

Высокое содержание тяжелых минералов приурочено к положительным формам рельефа и участкам активного гидродинамического режима. Это Приканинский район, прибрежный район Кольского полуострова, Горло Белого моря. Низкий выход тяжелой фракции (менее 1,0 %) связан с мелкозернистыми осадками наиболее глубоких участков изученной акватории.

Основными минералами тяжелой фракции являются обыкновенная роговая обманка, черные рудные, группа эпидота, гранаты, моноклинные и ромбические пироксены, титанистые минералы и др. (табл. 2). Акцессорными минералами являются рутил, турмалин, сфен.

Роговая обманка, эпидот, черные рудные минералы распространены повсеместно, но в основном концентрируются на Мурманской и Северо-Канинской возвышенностях, Кольско-Канинской и Канинско-Колгуевской ступенях. В Центральной впадине при малом количестве тяжелых минералов они представлены разнообразным комплексом.

На литологической карте оконтурены ореолы аномальных концентраций минералов полезных ископаемых (гранатов, титансодержащих минералов и циркона), причем за граничные приняты следующие содержания (в кг/м³): для граната — 6, титансодержащих — 7, циркона — 2.

Титансодержащие минералы (сфен, рутил) широкое распространение получили на склонах Южно-Мурманской, Северо-Канинской возвышенностей, Нижней Колгуевской и Канинско-Колгуевской ступенях. Их содержание составляет 7–12 кг/м³. В этих же районах оконтурены участки с содержанием циркона от 2 до 4,0 кг/м³. Также повышенные содержания циркона отмечаются на участках желобов Кольский и Нордьюпет.

Гранат в основном представлен альмандином. Участки с содержанием граната 6–9,5 кг/м³ оконтурены в пределах Канинско-Колгуевской ступени, на склонах желобов Канинский и Нордьюпет. На отдельных станциях содержание гранатовых зерен достигает 15–17 кг/м³.

Участки комплексного развития минералов оконтурены на Кольско-Канинской ступени и восточном склоне Центральной впадины. Также на карте немасштабным знаком отмечены участки, где в пробах обнаружены единичные зерна ортита и монацита. Эти участки сосредоточены в основном в южной и западной частях листа.

Замедленность химических и биологических процессов в Баренцевом море приводит к тому, что аутигенные образования встречаются редко и

Минеральная характеристика поверхностного слоя донных отложений

Тяжелые минералы	Содержание, %		Среднее значение, %
	min	max	
Пироксены	0,4	22,0	5,6
Обыкновенная роговая обманка	1,6	58,3	28,8
Щелочные амфиболы	0,2	0,4	0,1
Группа эпидота	0,2	38,0	13,3
Гранат	3,8	33,4	15,8
Циркон	0,0	11,2	3,3
Турмалин	0,0	1,9	0,5
Сфен	0,2	6,9	2,4
Рутил	0,2	5,2	0,7
Неопределенные титанистые минералы	0,1	5,1	0,8
Апатит	0,2	7,6	2,0
Лейкоксен	0,2	8,1	2,4
Черные рудные	1,4	40,7	13,2
Сидерит	0,0	34,8	3,7
Пирит	0,1	37,0	2,2
Гидроокислы железа	0,2	32,2	2,0
Железо-карбонатные агрегаты	0,1	42,6	1,8
Выход тяжелой фракции	0,1	32,2	4,2

в незначительных количествах. В изученных образцах они представлены гидроокислами железа, железисто-карбонатными агрегатами и единичными зернами глауконита. Повышенные содержания пирита (до 12%) и сидерита (до 30%) отмечаются на Гусиной возвышенности, в районе размыва плейстоценовых отложений [81]. К аутигенным образованиям также относятся железомарганцевые конкреции и корки, отдельные находки которых по данным, обобщенным В. И. Гуревичем (1985), вынесены на литологическую карту. Районы находок ЖМК сосредоточены в западной части листа, удалены от берегов и приурочены к участкам с малой мощностью современных и новейших отложений. Формирование ЖМК связывается В. И. Гуревичем с диффузионным поступлением восстановленных поровых растворов на субмаринную поверхность дна [214].

Распределение микроэлементов в донных осадках (по данным количественного спектрального анализа) зависит от петрографического состава близлежащих коренных пород, привноса терригенного аллювиального материала и гидродинамического режима. В табл. 3 приведены содержания элементов-примесей в донных осадках акватории.

Содержание элементов-примесей в донных осадках

Элемент	Среднее содержание, вес. %	max	Кларковое содержание в осадочных породах (по А. П. Виноградову)
Ba	$6,5 \times 10^{-2}$	14×10^{-2}	8×10^{-2}
Be	$1,5 \times 10^{-4}$	$5,0 \times 10^{-4}$	3×10^{-4}
Ti	$23,8 \times 10^{-2}$	70×10^{-2}	$4,5 \times 10^{-2}$
Mn	$3,15 \times 10^{-2}$	20×10^{-2}	$6,7 \times 10^{-2}$
Pb	$1,19 \times 10^{-3}$	4×10^{-3}	2×10^{-3}
Ni	$2,6 \times 10^{-3}$	20×10^{-3}	$9,5 \times 10^{-3}$
Zr	$18,8 \times 10^{-3}$	60×10^{-3}	20×10^{-3}
Mo	$0,12 \times 10^{-3}$	$0,4 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-3}$
V	$0,76 \times 10^{-2}$	5×10^{-2}	$1,3 \times 10^{-2}$
Cu	$1,6 \times 10^{-3}$	15×10^{-3}	$5,7 \times 10^{-3}$
Zn	$5,8 \times 10^{-3}$	15×10^{-3}	8×10^{-3}
Co	$9,5 \times 10^{-4}$	40×10^{-4}	20×10^{-4}
Sr	$2,1 \times 10^{-2}$	12×10^{-2}	$4,5 \times 10^{-2}$

В основном концентрации этих элементов не превышают кларковые содержания в осадочных породах [25].

Основную роль в накоплении элементов-примесей играют природные факторы (обогащение минералами-носителями за счет механической дифференциации, сорбция, химическое осаждение).

Ввиду ограниченного числа данных радионуклидного анализа, можно охарактеризовать поведение радионуклидов в донных осадках лишь в южной части изученной акватории (табл. 4).

Общая картина содержаний радионуклидов в осадках соответствует природному фону. Распределение активностей этих изотопов характеризуется относительно невысокими значениями, содержания ^{226}Ra и ^{137}Cs крайне низкие. Но все же можно отметить повышенные содержания

Таблица 4

Активность радионуклидов в донных осадках

Компоненты	Радиоактивность (Бк/кг)		
	min	max	среднее
^{226}Ra	0	25,0	5,0
^{40}K	0	724,0	221,8
^{232}Th	8	99,0	46,6
^{137}Cs	0	20,1	7,7

радионуклидов в желобах Канинский, Кольский и Нордьюпет, где они приурочены к мелкозернистым осадкам. Лишь на Мурманской возвышенности и Канинско-Колгуевской ступени отмечаются повышенные активности по ^{226}Ra (14–16 Бк/кг) и ^{40}K (33–56 Бк/кг), приуроченные к алеврито-песчаным осадкам.

В заключение можно констатировать, что современные отложения поверхности морского дна представляют собой закономерный непрерывный фациальный ряд переходящих друг в друга разных типов осадков. На изученной акватории доминирующими являются бигранулярные осадки, которые занимают около 40 % площади, доли смешанных и моногранулярных осадков примерно равны и составляют около 30 % площади. Смена литологических типов осадков по латерали согласуется с рельефом дна моря и гидродинамической активностью придонных вод. Среди вещественно-генетических типов наиболее широко распространены терригенные отложения. Также в районе развито биогенное осадкообразование. Основными факторами седиментогенеза являются гидродинамическая обстановка и рельеф дна.

МАГМАТИЗМ. НЕСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Территория Балтийского щита в пределах листа R-37 сложена преимущественно интрузивными породами архейского возраста. На п-ове Канин (лист R-38) интрузивные образования представлены редкими мелкими телами (дайками) преимущественно основного состава позднепротерозойского и палеозойского возраста.

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)

Неразделенные ранне-среднелопийские образования

Породы этого возраста представлены преимущественно ультраметаморфическими комплексами эндербитов и плагиогранитов-гнейсодиоритов, слагающими основную часть Мурманского блока.

Комплексы эндербитов (enLP₁₋₂) и мигматит-плагиогранитов-гнейсодиоритов (pyLP₁₋₂). Между комплексами отсутствуют резкие контакты, доминируют постепенные переходы, так же, как большей частью и между ультраметаморфическими и метаморфическими комплексами. В целом наблюдается непрерывный ряд от основных пород (гиперстен-салитовых метапироксенитов, дупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев) до кислых (трондьемитов, плагиогранитов, чарнокитов) пород комплекса плагиогранитов-гнейсодиоритов. Преобладают породы среднего состава — эндербиты и тоналиты. Комплекс эндербитов образует тела площадью от первых км² до тысяч км². В более кислых породах комплекса мигматит-плагиогранитов эндербиты и кристаллосланцы наблюдаются в виде скиалитов. Химические составы цветных минералов основных и средних пород (гиперстенов, диопсид-геденбергитов, гранатов) свидетельствуют о метаморфической природе наблюдаемых минеральных парагенезисов. Реликты первично магматических минералов редки, тогда как по петрохимическим свойствам (K/Na + K, Ca/Na + K, Al/2Ca + Na + K, Rb/Sr) породы комплекса мигматит-плагиогранитов близки к гранитоидам энсиалических и энсиматических островных дуг. Близость эндербитов М-гранитам подтверждается начальным отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7023 для эндербитов Вежетундры. Возраст пород рассматриваемых комплексов, полученный U-Pb изохронным методом по цирконам западнее рамки листа R-37, варьирует в пределах 2,85–2,80 млрд лет.

Среднелопийские образования

Патчемварекский метагабброанортозитовый комплекс ($v\eta LP_{2p}$) — пластинчатое тело апогаббровых амфиболитов, металейкогаббро и метагабброанортозитов площадью до 20 км, приуроченное к зоне северо-восточного контакта верхнелопийских образований Колмозеро-Воронинской структуры с метадиоритами и гранитоидами колмозерского комплекса, а также линзовидные мегаксенолиты площадью до 5 км² в последних. К этому комплексу, вероятно, относятся наблюдаемые в западной части Колмозеро-Воронинской структуры (в районе гор Охмыльк и Полмос) субсогласные с вмещающими метабазами полмостундровской свиты пластообразные тела метагабброанортозитов мощностью до 100 м и протяженностью 1–3 км с овальными порфирокластами мегапорфировых вкрапленников плагиоклаза, содержание которых составляет 70–80 % объема породы, уменьшаясь до 50 % в лежачем боку тел.

Петрохимические особенности метагабброидов патчемварекского комплекса свидетельствуют об известково-щелочной родоначальной магне.

Метагабброиды патчемварекского комплекса секутся гранитоидами колмозерского комплекса, которые встречаются в виде галек в базальных конгломератах поросозерской свиты, что свидетельствует о «допоросозерском» возрасте этих метагабброидов. Метабазиты патчемварекского комплекса являются вмещающими породами для жил редкометалльных пегматитов месторождения им. Ферсмана на сопредельном листе Q-37.

Средне-позднелопийские образования

Колмозерский комплекс метадиорит-плагиогранит-гранитов ($\delta-\gamma LP_{2-3k}$) образует батолитообразные тела вблизи юго-западного и северо-восточного контактов шовной Колмозеро-Воронинской структуры с Центрально-Кольским и Мурманским блоками и несколько более мелких тел, прорывающих ультраметаморфический комплекс пироксеновых диоритов и плагиогранитов раннего—среднего возраста. О. Я. Даркшевичем (1984) в составе комплекса были выделены две породные ассоциации. Одна из них представлена среднезернистыми, большей частью гнейсовидными породами, варьирующими по составу от меланократовых диоритов (габброидиоритов), реже апогаббровых амфиболитов, до микроклин-плагиоклазовых гранитов. Гнейсовидность этих пород согласна гнейсовидности вмещающих ультраметаморфических образований даже при наличии между ними четких контактов. Массивы, сложенные этой породной ассоциацией, достигают площади в сотни км².

Вторая разновидность колмозерского комплекса сложена также гнейсовидными породами, но преимущественно плагиогранитного состава с подчиненными диоритами и плагиогранитами. К этой же ассоциации отнесены микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты, нередко имеющие секущие контакты [62]. На факторной диаграмме эти граниты оказались близкими к турмалиновым гранитам поросозерского комплекса [49].

Для пород колмозерского комплекса характерно отсутствие зон эндо- и экзоконтактовых изменений и петрохимическая близость с вмещающими породами, что свидетельствует об их синметаморфичности. Изотопный возраст варьирует в пределах 2630–2760 млн лет [49].

Комплекс диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов (δ - γ LP₂₋₃) выделен условно в связи с необходимостью увязать геологические границы со смежными листами (R-(35),36; Q-37), где этот комплекс образует крупные массивы. На изданном ранее листе R-(35)-37 рассматриваемый участок Центрально-Кольской ПМЗ (юго-западный угол листа R-37) относился к ультраметаморфическому эндербитовому комплексу. Преобладающие породы — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты в наименее измененном виде имеют массивную текстуру и гипидиоморфную структуру. Породообразующие минералы — плагиоклаз (андезин), биотит, роговая обманка, эпидот, реже пироксен, диопсид, кварц. Изотопный возраст из пород этого комплекса не определялся. Аналогичные образования в Карельской СФО и Беломорской ПМЗ имеют изотопный возраст, близкий к 2724 и 2761 млн лет.

Позднелопийские образования

Поросозерский комплекс турмалиновых гранитов и редкометалльных пегматитов (γ LP_{3p}) представлен на рассматриваемой территории мелкой интрузией внутри Колмозерского массива вблизи Титовско-Поросозерской шовной зоны. Тело гранитов линзовидной формы, очевидно приурочено к тектонической трещине. Граниты лейкократовые, часто турмалинсодержащие, к ним приурочены пегматитовые обособления и жилы с берилловой минерализацией.

Имеется несколько определений возраста гранитов и пегматитов поросозерского комплекса [131]: 2670 ± 15(30) млн лет (Rb-Sr метод), 2760 ± 15(30) млн лет (Pb-Pb метод), 2640 ± 15(35) млн лет (Th-Pb метод).

Плагиомикроклиновые мигматит-граниты ($m\gamma$ LP₃) широко развиты в пределах Мурманского блока, где они слагают до половины площади.

Мигматит-граниты образуют купола площадью от первых до сотен км², примерно изометричные в плане, при приближении к Титовско-Поросозерской шовной зоне приобретающие линзовидную форму, ориентированную в северо-западном направлении. В строении гранитоидных куполов отмечается грубая зональность — центральные части сложены мигматит-гранитами и теньвыми мигматитами, периферические — в разной степени микроклинизированными плагиогранитоидами или метаморфическими породами с постепенными переходами между зонами. Основываясь на характере соотношений мигматит-гранитов с вмещающими породами и особенностях внутренней структуры мигматит-гранитных куполов, все исследователи рассматривают эти образования как ультраметаморфические в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при привносе SiO₂, Na₂O и K₂O и выносе железа, магния, кальция, титана и, в меньшей мере, алюминия.

По петрохимическим параметрам ($K/Na + K$, $Ca/Na + K$, $Al/2Ca + Na + K$) плагиомикроклиновые мигматит-граниты относятся к S-типу.

Возраст плагиомикроклиновых гранитов всеми исследователями принимался позднерехейским «посттундровым» на основании того, что конгломераты, рассматривавшиеся как базальные горизонты колмозерской серии, не содержали гальку плагиомикроклиновых гранитов, и в метаосадках тундровой серии не отмечался метатерригенный калишпат. Радиогеохронологические исследования дают две группы возрастов плагиомикроклиновых гранитов: одна — порядка 2,75 млрд лет, т. е. близкая к возрасту диоритов-плагиогранитов колмозерского комплекса, другая — порядка 2,63 млрд лет, т. е. близкая к возрасту гранитов поросозерского комплекса [49].

Варзинский гранитовый комплекс (γLP_{3v}) выделялся В. Р. Ветриным [99] в составе формации палингенно-метасоматических гранитов в восточной части Мурманского блока. На настоящей карте граниты варзинского комплекса показаны в контурах анатектит-гранитов Геологической карты Северо-Запада РСФСР [209]. Интрузивные граниты этого комплекса отмечаются в виде маломощных дайкообразных, штокообразных тел и жил, секущих плагиогранитоиды и мигматит-граниты. С последними зачастую имеют, наряду с активными контактами, постепенные переходы. В виде массивов площадью от первых до сотен км² граниты варзинского комплекса выделены на площадях их массивированного проявления среди мигматит-гранитов. Образование этих гранитов В. Р. Ветрин связывает с частичным или полным плавлением метасоматически подготовленных пород субстрата.

Радиогеохронологические данные по гранитам, относимым к данному комплексу, неоднозначны: для анатектит-гранитов района р. Воронья U-Pb изохронным методом по акцессориям определен возраст 2735 ± 65 млн лет и Pb-Pb изохронным методом по акцессориям — 2740 ± 5 млн лет; для плагиомикроклиновых гранитов севернее горы Лешая U-Pb изохронным методом по циркону определен возраст 2630 ± 80 млн лет. На основании этого граниты варзинского комплекса показываются как неразделенные позднелопийские интрузии.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Комплекс гипабиссальных и субвулканических интрузий метагаббро-долеритов ($m\beta RF_3$) встречен в долинах рек Горелая, Бол. Надтей, Рыбная, Менсейяха на п-ове Канин. Маломощные (0,2–15,0 м) пластовые или секущие тела метагаббро-долеритов протяженностью до 50 м, простираются в северо-западном направлении согласно с ориентировкой оси складок вмещающих метаморфических пород. Падение тел крутое на северо-восток. Интрузивные породы метаморфизованы совместно с вмещающими толщами в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Возраст метаморфизма по результатам калий-аргоновых определений варьирует в интервале 500–665 млн лет [210, 211]. Структура ортосланцев гранобластовая и пойкилобластовая с реликтами диабазовой структуры.

В дайках нередко наблюдаются кварц-кальцитовые прожилки с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и арсенопирита.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

В районе кряжа Канин Камень палеозойские интрузии представлены кембрийскими и позднедевонскими комплексами. К образованиям кембрийского возраста, связанным, возможно, с позднебайкальской тектономагматической активизацией, отнесены гранитовый и габбро-монцонитовый комплексы, а к позднедевонским (раннегерцинским) комплекс габбро-долеритов и долеритов.

На территории Кольского полуострова, в Контозерской кальдере, известны интрузивные образования каменноугольного возраста. Они представлены ранне-среднекаменноугольными нефелиновыми и щелочными сиенитами Контозерского массива и карбонатитами. К раннему—среднему палеозою условно относится ивановский щелочно-ультраосновной комплекс, образования которого распространены по берегам губ Варзина, Ивановская и Дроздовка. К палеозойским интрузиям, неразделенным по возрасту, отнесены долериты баренцевоморского комплекса и штоки клинопироксенитов—меланогаббро.

Кембрийские интрузии

Гранитовый комплекс ($\gamma\epsilon g$) представлен двумя разновидностями гранитов: серыми двуслюдяными и розовыми лейкократовыми, связанными постепенными переходами. Граниты слагают несколько мелких интрузивных тел вдоль северо-восточного побережья п-ова Канин. Двуслюдяные граниты среднезернистые с гипидиоморфнозернистой структурой состоят (%) из калиевого полевого шпата — 30–35, кислого плагиоклаза — 25–30, кварца — 20–25, мусковита — 5–18 и биотита — 1–3. А лейкократовые розовые граниты имеют гранитовую, участками графическую структуру и состоят (%) из кислого плагиоклаза — 30–45, микроклина — 30–35, кварца — 25–30, мусковита — 3–5 и биотита — 1–2. Породы обеих разновидностей пересечены жилами пегматитов, пегматит-аплитов, аплитов, кварца и дайками лампрофиров. Наиболее ранние — жилы аплитов, а поздние — пегматитовые жилы. Граниты прорывают верхнерифейские метаморфиты и в свою очередь прорваны породами габбро-монцонитового комплекса.

Габбро-монцонитовый комплекс ($\nu\mu\epsilon gm$) состоит из монцонитов-монцогаббро (собственно интрузивная фаза), мелкозернистых монцогаббро (фаза дополнительных интрузий) и даек лампрофиров. Они пространственно ассоциируют с гранитами на побережье в северо-западной части п-ова Канин, где монцогаббро и монцониты слагают небольшой (120 × 40 м) выход. В пределах этого выхода состав пород постепенно изменяется от монцогаббро до монцонита, слагающего центральную часть тела. Породы массивные, среднезернистые, пестрые.

Структура габброфитовая, переходящая в гипидиоморфнозернистую и монцонитовую. Мелкозернистые монцогаббро дополнительной фазы отличаются структурными признаками и большим количеством интерстиционного гранофира.

Дайки лампрофиров имеют мощность от 0,5 до 1,0 м. Это черные массивные порфировидные мелкозернистые породы с бластопорфировой структурой. Радиогенный возраст 535 млн лет [211] указывает на синхронность образования лампрофиров на п-ове Канин и на Северном Тимане. Из монцогаббро п-ова Канин установлен $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возраст 513 ± 10 млн лет (устное сообщение В. Г. Оловянишникова).

Позднедевонские интрузии

Комплекс гипабиссальных габбро-долеритов и мелкозернистых долеритов ($v\beta D_3$). Габбро-долериты распространены в центральной части кряжа Канин Камень, где образуют ряд параллельных даек. Мелкозернистые долериты распространены преимущественно в юго-восточной части кряжа. Преобладающее простирание даек субмеридиональное, протяженность от нескольких до первых десятков километров. Мощность даек габбро-долеритов достигает 25 м, а в бассейне рек Падлей и Мал. Нюдер — 50 м. Мощность тел мелкозернистых долеритов колеблется от 1 до 20 м. Дайки секут структуру рифейских сланцев с резкими контактами. Крупные тела часто имеют зональное строение: мелкозернистые породы в эндоконтактах сменяются средне-крупнозернистыми габбро-долеритами в центральных частях. Текстура массивная, реже миндалекаменная. Миндалины выполнены цоизитом, карбонатом и хлоритом. Породы на 40–55 % сложены плагиоклазом, на 25–45 % пироксенном, на 5–15 % стекловатым мезостазисом и на 3–8 % титаномagnetитом. Встречаются кварцсодержащие и двупироксеновые разновидности.

Мелкозернистые долериты по составу и структуре сходны с варысальскими покровными базальтами, включающими оливин, замещенный идингситом и серпентином.

По химическому составу габбро-долериты Канина не отличаются от одновозрастных долеритов Среднего Тимана [211]. Их K-Ar возраст варьирует от 348 ± 17 млн лет (р. Рыбная) до 288 ± 20 млн лет (мыс Матусале) [258].

Ранне-среднепалеозойские интрузии

К раннему—среднему палеозою условно относится **ивановский щелочно-ультраосновной комплекс** ($\tau\omega PZ_{1-2}iv$) даек щелочных пикритов, мелилитовых пикритов, оливиновых пироксенитов, фойдолитов, распространенных по берегам губ Варзина, Ивановская и Дроздовка [218].

Ивановский вулcano-плутонический комплекс впервые выделен в 1985 г. в виде нескольких роев даек щелочных лампрофиров, обнаженных на берегу губы Дроздовка, в пункте с координатами $68^{\circ}12'$ с. ш. и

38°32' в. д. [248]. В легенде Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Гостгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000, утвержденной в 2000 г., ивановский комплекс, как самостоятельное подразделение, выделен не был. Однако в легенде Кольской серии листов Гостгеолкарты масштаба 1 : 200 000 выделение в северо-восточной части щита ультрамафит-фоидолитового комплекса предусмотрено, причем на основании корреляции изотопных датировок щелочных пород Кольского полуострова [188] возраст его предполагается на одном уровне с Хибино-Ловозерским комплексом (360–380 млн лет). Тела ивановского комплекса совместно с дайками долеритов баренцевоморского комплекса размещены в пределах эллипсоидальной положительной гравитационной аномалии размером 28 × 12 км.

Дайки секут породы рифея с образованием роговиков в контактах и включают ксенолиты рифейских песчаников [139]. Мощность даек колеблется от 0,2 до 1,0 м. По простиранию они прослежены на 10–20 км. Большинство исследователей относят эти породы к среднему палеозою по аналогии с образованиями контозерского вулканоплутонического щелочного комплекса.

Породы ивановского вулканоплутонического комплекса представлены двумя главными группами: щелочными пикритами и ультраосновными фоидолитами. Щелочные пикриты варьируют по составу от биотит-пироксеновых до безпироксеновых щелочных пикритов. К ультраосновным фоидолитам относятся мельтейгиты, меланонефелиниты, мончикиты и их разновидности. Для них характерно присутствие фенокристаллов клинопироксена, оливина, реже флогопита, погруженных в тонкозернистый базис из беспорядочно ориентированных микролитов клинопироксена, слюды и нефелина.

Наибольший интерес представляют безпироксеновые щелочные пикриты, занимающие промежуточное положение между пикритами и кимберлитами. Они сконцентрированы на побережье губы Дроздовка на участке около 1,5 км в поперечнике. Внешне безпироксеновые пикриты — плотные голубовато-серые породы с массивной, реже флюидальной текстурой. Главные минералы: оливин в двух генерациях (20–40%), обычно замещен карбонат-серпентиновым агрегатом; флогопит (10–15%). В основной серпентин-флогопит-карбонатной массе присутствуют акцессорные рудные минералы и апатит.

Химические составы пород ивановского комплекса [139] соответствуют средним составам безпироксеновых щелочных пикритов Кольского полуострова и флогопитизированному щелочному пикриту Северо-Западной Якутии, отличаясь пониженной магнезиальностью (MgO от 10,4 до 13,7 вес. %) и повышенным содержанием CaO (от 18,5 до 25,4 вес. %). Наблюдается почти полное совпадение химического состава изученных пикритов с цементом трубки взрыва в приливной зоне губы Ивановская [139]. Трубка взрыва изометрична в плане (20 × 30 м), сложена брекчией, основная масса которой представлена щелочным пикритом с кальцитовыми псевдоморфозами по вкрапленникам и обломками песчаников и пород щелочного состава. В составе цемента определен характерный для кимберлитов ильменит кричтонит-гейкилитового ряда [139].

Каменноугольные интрузии

Интрузивные образования, каменноугольный возраст которых установлен по результатам радиологических исследований и по соотношениям с палинологически охарактеризованными вмещающими породами, на территории известны только в Контозерской кальдере, в северо-восточной части средне-позднепалеозойской Ковдор-Хибины-Ивановской палеорифтовой зоны. Они представлены ранне-среднекаменноугольными нефелиновыми и щелочными сиенитами Контозерского массива и штоками карбонатитов, образующих контозерский комплекс, входящий в состав вулканоплутонической ассоциации Контозерской кальдеры. Эффузивные аналоги контозерского комплекса участвуют в разрезе харловской толщи и контозерской серии.

Массив нефелиновых и щелочных сиенитов контозерского комплекса ($\varepsilon\xi - \varepsilon C_{1-2}k$) расположен в северо-западной части Контозерской кальдеры, где он прорывает ниже-среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования контозерской серии в зоне их контакта с архейскими гранитоидами. На уровне эрозионного среза массив имеет дугообразную форму, длина массива 4 км, ширина 0,4–0,7 км. В составе массива преобладают щелочные сиениты, слагающие внешнюю, северо-западную часть. Жильные разности щелочных сиенитов образуют мелкие тела во вмещающих породах. Нефелиновые сиениты приурочены к краевой юго-восточной части массива и встречаются в его центральной зоне. Изредка в центральной зоне встречаются мельтейгиты.

Л. Г. Сапрыкина (1978) отмечает эруптивные брекчии двух видов в центральной и северо-восточной частях интрузии. В первой обломки представлены пироксенитами и мельтейгитами, а цементом служит афанитовый авгитит. Брекчия второго типа содержит обломки мельтейгитов, нефелиновых сиенитов и пикритовых порфиритов, а цементируется мелкозернистым щелочным сиенитом. Петрохимически сиениты Контозерского массива ближе всего к кислым разновидностям луювритов дифференцированного комплекса Ловозерского массива.

Возраст пород массива определен только К-Аг методом и варьирует в пределах 330–410 млн лет, но так как массив прорывает палинологически охарактеризованные ниже-среднекаменноугольные образования, его возраст не может быть древнее 360 млн лет.

Шток карбонатитов ($\nu C_{1-2}k$), прорывающий ниже-среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения в центральной части Контозерской кальдеры, изученный Л. Г. Сапрыкиной (1978), имеет овальную в плане форму с размерами 0,6 × 1,9 км. Буровыми скважинами прослежен до глубины 300 м, по геофизическим данным, вертикально (возможно, с расширением) уходит на глубину. Массив сложен карбонатизированными пикритовыми порфиритами, карбонат-магнетит-форстеритовыми породами, карбонатитами, чередующимися без видимой закономерности. Карбонатиты секутся дайками пикритовых порфиритов.

НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ РИФЕЙСКИЕ—ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дайки кварцевых и оливиновых долеритов (β RF—PZ), относимых Л. А. Гаскельберг и др. (1988) к неразделенным рифей-палеозойским интрузиям, образуют рои северо-восточного, субмеридионального, реже северо-западного простирания, секущие лопийские гранитоиды и метаморфические породы Кольского и баренцевоморского комплексов. Мощность даек варьирует от сантиметров до 20–30 м, редко больше, протяженность по простиранию — десятки и сотни метров, до первых километров (по данным магниторазведки, местами до 10–15 км).

В районе губы Ивановская выявлена трубка взрыва, выполненная долеритами. Трубка прорывает полого залегающие рифейские песчаники; в плане имеет эллипсоидальную форму с размерами осей 16,2 и 8,9 м. Агломерат, выполняющий трубку, состоит из различных по размеру обломков крупно-, средне- и мелкозернистых долеритов и анортозитов, сцементированных мелкозернистыми долеритами, местами переходящими в базальт.

Возраст оливиновых долеритов, установленный К-Аг методом в районе Печенгской структуры — 377 млн лет, долеритов Восточно-Мурманского побережья — 360 млн лет. Изохронный $^{40}\text{Ag}/^{39}\text{Ag}$ по пироксенам и плагиоклазу возраст долеритов из даек, секущих среднерифейские осадки рыба-чинской свиты, от 402 ± 9 до 376 ± 5 млн лет. По дайке, секущей верхнерифейские отложения п-ова Средний, К-Аг возраст которой 520 млн лет, датированием $^{40}\text{Ag}/^{39}\text{Ag}$ получены две отдельные изохроны — 504 ± 20 и 546 ± 4 млн лет; с учетом палеомагнитных данных возраст даек может быть венд-кембрийским.

Анализ средне- и мелкомасштабных карт [209, 218, 237, 264] с учетом результатов тематических работ на детальных участках и ГСР-50 [216] показал, что часть даек базитов нормального ряда, отнесенных к неразделенным рифей-палеозойским интрузиям, может иметь и более древний возраст. Учитывая, что разновозрастные дайки зачастую приурочены к разломам одних и тех же направлений, в настоящее время невозможно распространить результаты разделения даек по возрасту, полученные на локальных площадях, на всю территорию, и они показаны как неразделенные рифейские—палеозойские образования.

НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К этой группе отнесены долериты баренцевоморского комплекса и штоки клинопироксенитов—меланогаббро.

Породы **баренцевоморского комплекса** (β PZb) широко развиты в краевой части щита, где они представлены дугообразными цепочками силлов и редкими дайками.

Ширина выходов отдельных тел варьирует от 100 м до 5 км, длина — от первых сотен метров до 5–13 км. Мощность силлов от 5 до 200 м, максимальная — до 350 м. В районе губы Ивановская силлы прорывают не только гранитоиды, но и залегают внутри толщи верхнерифейских

пород, метаморфизованных на контактах. Мощность зон ороговикования во вмещающих глинистых сланцах достигает 50–60 см. В районах мыса Корабельная Пахта, губы Дворовая, горы Филиппова в субгоризонтальных трещинах в лопийских гранитоидах наблюдалось несколько тел долеритов, расположенных друг над другом. При этом маломощные тела занимают верхние этажи, самый мощный силл — нижний. Размещение силлов контролируется системой расколов, приуроченной к зоне разлома Карпинского, на что указывает северо-восточный наклон линейности в долеритах.

Силлы в эндоконтактных зонах мощностью до 0,5 м сложены порфировыми стекловатыми базальтами, к центральным частям интрузий — постепенно переходящими в мелкозернистые, в нижних частях мощных тел — оливинсодержащие долериты и затем в габбро-долериты. В верхней части разреза мощных силлов В. А. Житников и др. (1991ф) отмечают кварцсодержащие и гранофировые долериты. С силлами долеритов связаны жилы аплитовидных гранофировых гранитов мощностью до 0,5 м северо-западного и северо-восточного направления. Возраст долеритов, определенный К-Аг методом по четырем пробам из силлов губы Ивановская и губы Дроздовская, варьирует в пределах 376–546 млн лет [218].

Штоки клинопироксенитов—меланогаббро ($v-vPZ$) прорывают ранне-среднелопийские мигматит-плагиограниты в 4 км к северо-западу от Контозерской кальдеры. Размеры штоков 0,15 × 0,25 км и 0,9 × 1,6 км. Штоки сложены крупно- и среднезернистыми, частью порфировидными, оливиновыми клинопироксенитами в эндоконтактной части и плагио-пироксенитами, меланогаббро и эруптивной брекчией — в центральной. Характерно присутствие титан-авгита и коричневой роговой обманки. Вмещающие мигматит-граниты ороговикованы и фенитизированы с появлением мелких зерен эгирин-диопсида.

Изотопные датировки по этим породам на территории листа R-37 отсутствуют, но южнее для близких по составу пикритовых порфиритов К-Аг методом определен возраст 314–383 млн лет [13].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ (УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ) ОБРАЗОВАНИЯ

В этой группе рассматриваются гнейсы и кристаллические сланцы различного состава, утратившие признаки стратификации. Они широко распространены в Центрально-Кольском блоке (лист R-36) и значительно меньше в Мурманском блоке на рассматриваемой территории. Здесь преобладают лопийские интрузивные образования.

НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ РАННЕ-СРЕДНЕЛОПИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Баренцевоморский метаморфический комплекс ($agLP_{1-2b}$). Среди пород этого комплекса наиболее широким распространением пользуются амфиболит-гнейсовые образования (ag): амфибол-биотитовые гнейсы, биотитовые гнейсы, амфиболиты, иногда гранат-содержащие, а в зонах гранулитовой фации — двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. Реликтовых структур и текстур осадочных или магматических пород ни в гнейсах, ни в амфиболитах не обнаружено. Одни исследователи в качестве протопород комплекса рассматривают двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, преобразованные в условиях амфиболитовой фации в породы баренцевоморского комплекса. Наиболее типичные представители этого комплекса — амфиболиты, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы — обычно наблюдаются в виде скиалитов в плагиогранитоидах Мурманского блока.

На рассматриваемой площади [237] имеются единичные изотопные датировки Pb-Pb методом по валу ортоамфиболитов — 2730 ± 150 млн лет, гнейсов — 2780 ± 100 млн лет и двупироксеновых кристаллических сланцев — 2700 ± 160 млн лет, позволяющие отнести баренцевоморский комплекс к раннему—среднему лопию.

Кольский метаморфический комплекс ($agLP_{1-2k}$). К этому комплексу отнесено небольшое тело переслаивающихся биотит-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых плагиогнейсов, амфиболитов, включающих линзообразные пачки магнетитсодержащих кристаллических сланцев и кварцитов, расположенное в юго-западном углу листа среди интрузивных образований колмозерского комплекса. По структурному положению эта область относится к Центрально-Кольскому блоку.

Магнетитовые кварциты и магнетит-кварц-амфиболовые (или пироксеновые) сланцы являются специфическими породами этого комплекса. Значительно более широко эти породы, как и включающий их кольский метаморфический комплекс, распространены западнее листа R-37, где они обстоятельно изучены и описаны [263].

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

На территории листа R-37 находится небольшой фрагмент метаморфизованных пород раннего докембрия. Однако по современным данным, в нем проявлены процессы докембрийского регионального метаморфизма трех этапов. Они соответствуют трем главным периодам регионального метаморфизма, проявленным в докембрии северо-восточной части Балтийского щита [133]. Выделяются позднеархейский, раннепротерозойский и рифейский (предположительно, среднерифейский) метаморфические процессы. С позднеархейским этапом геологического развития района коррелируются метасоматиты, проявленные на регрессивном этапе регионального метаморфизма и отражающие условия формирования пород в данное время [7].

На площади листа R-38, в пределах кряжа Канин Камень, степень метаморфизма верхнедокембрийских пород изменяется от дистен-альмандин-силлиманит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до эпидот-амфиболитовой и даже до зеленосланцевой фации.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Балтийский щит. Региональный метаморфизм является одним из ведущих геологических процессов в докембрийском периоде формирования Кольского региона. На территории листа он проявлялся в рамках трех главных периодов метаморфизма. Под тектоно-метаморфическими циклами понимается [113] закономерная совокупность тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов, присущих однократному проявлению регионального метаморфизма. По данным на смежной территории, к полнопроявленным тектоно-метаморфическим циклам относятся позднеархейский (2,6–2,8 млрд лет), раннепротерозойский (1,7–1,9 млрд лет) и рифейский (около 0,9–1,2 млрд лет) циклы [45, 49, 50].

На схеме метаморфизма и метасоматоза масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 19) цветом и штриховкой показаны условия регионального метаморфизма позднеархейского, раннепротерозойского и рифейского времени. Ведущим цветом отмечены главные метаморфические фации и фациальные серии разновозрастных тектоно-метаморфических циклов, преобладающих на территории листа [49, 50, 77, 159].

К неметаморфизованным образованиям на территории листа можно отнести только ниже-среднекарбонные осадочные и магматические породы Контозерской кальдеры (на рис. 19 эти образования объединены).

Метаморфические образования, проявленные в пределах Кольской части листа, сгруппированы по тектоно-метаморфическим циклам.

Позднеархейский тектоно-метаморфический цикл

Позднеархейский метаморфизм пониженных и умеренных давлений (условия амфиболитовой и гранулитовой фаций) проявился на обширной территории, которая включает практически все архейские породы. Повидимому, региональный раннепротерозойский метаморфизм во многом перекристаллизовал архейские минеральные парагенезисы. Имеющиеся литературные данные [77, 133, 159] позволяют считать архейские комплексы на территории листа преимущественно полиметаморфическими (рис. 19).

1. Центральная-Кольская гранулитогнейсовая область. В юго-западной части листа локально проявлены архейские образования кольского метаморфического комплекса, относящегося к Центральной-Кольской гранулитогнейсовой области. На смежной территории в составе комплекса выделяются три вещественных подкомплекса: амфиболит-гнейсовый, железисто-гнейсовый и глиноземисто-гнейсовый [49]. Данные о возрасте метаморфизма пород кольского комплекса, полученные по материалам Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), соответствуют интервалу 2680–2865 млн лет [83, 84, 172].

В настоящее время полагается, что в Центральной-Кольском блоке в позднеархейское время преимущественно проявлен высокотемпературный амфиболитовый или гранулитовый метаморфизм умеренных давлений (T в интервале 650–780 °С, P около 4–7 кбар, в ряде зон повышенных давлений — до 8–10 кбар) [77, 133, 159]. Широко распространены биотит-гранат-ортопироксеновые, гранат-двупироксеновые, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, гиперстен-гранат-силлиманитовые и другие высокотемпературные минеральные ассоциации. Возраст регионального метаморфизма данного района различными геохронологическими методами оценивается в интервале 2880–2760 млн лет [78, 133].

2. Титовско-Поросозерский зеленокаменный пояс. В фрагменте Колмозеро-Вороньинской зеленокаменной структуры, входящей в состав Титовско-Поросозерской зоны, преимущественно проявлен позднеархейский региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений в интервале температур от 570 до 660 °С. Возраст регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа в Колмозеро-Вороньинской зоне по циркону был определен как 2826 ± 11 млн лет (на смежной территории, U-Pb метод по циркону, вторично-ионный микрозонд SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ [45]). Данные были получены по порфиробластическому кордиерит-андалузит-кварцевому сланцу, отобранному в районе хр. Олений [7, 45].

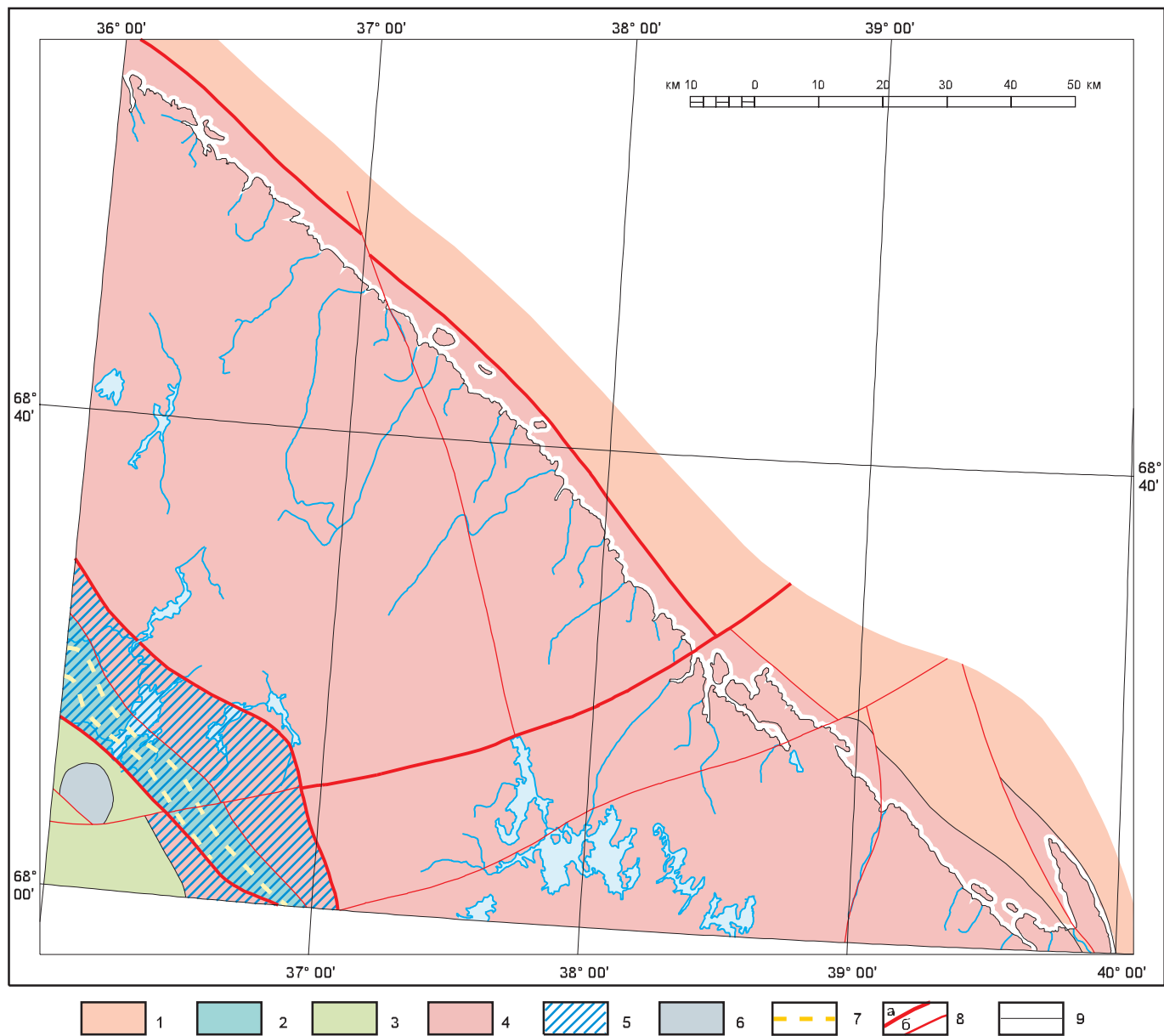


Рис. 19. Схема регионального метаморфизма и метасоматоза Кольского полуострова. Составил Б. Ю. Астафьев.

1 — позднепротерозойский тектоно-метаморфический цикл, пумпеллиит-пренитовая фация, 2 — раннепротерозойский тектоно-метаморфический цикл, амфиболитовая фация умеренных давлений, 3 — позднеархейский тектонометаморфический цикл, полиметаморфические комплексы, амфиболитовая фация умеренных или повышенных давлений, 4 — комплексы архейских полиметаморфизованных пород нерасчлененные, 5 — наложенный раннепротерозойский амфиболитовый метаморфизм повышенных давлений на фоне более древнего регионального метаморфизма главного этапа; 6 — неметаморфизованные комплексы: осадочные и магматические породы раннего-среднего карбона и Контозерский сиенитовый массив нерасчлененные; 7–9 — прочие обозначения: 7 — главные зоны локализации раннедокембрийских метасоматитов, 8 — разломы: а — главные, б — прочие, 9 — границы геологических комплексов.

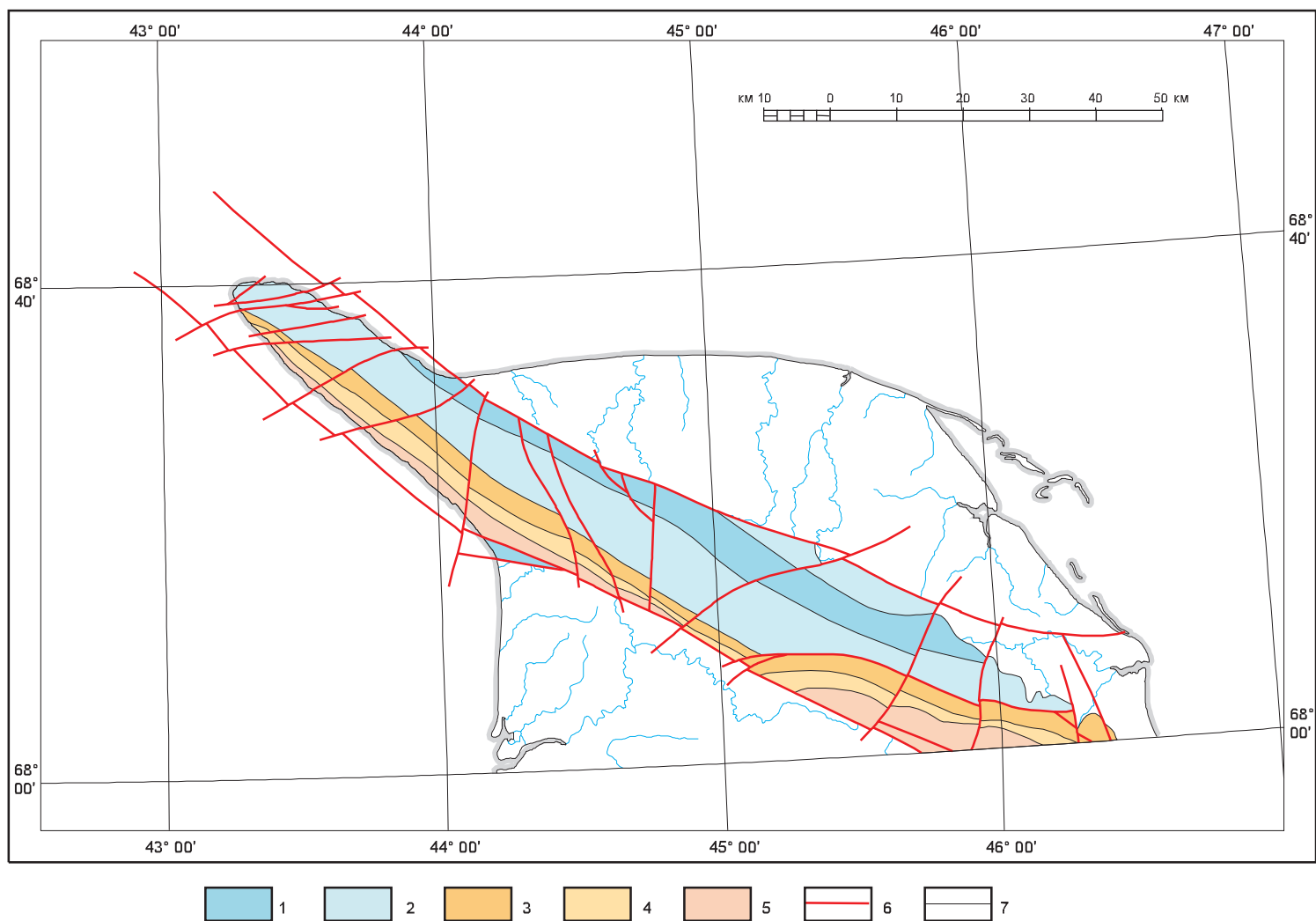


Рис. 20. Схема регионального метаморфизма протерозойских образований кряжа Канин Камень. Составила Г. М. Черемхина.

1–2 — зеленосланцевая фация: 1 — серицит-хлоритовая субфация, 2 — биотит-хлоритовая субфация; 3 — 4 — эпидот-амфиболитовая фация: 3 — альмандин-хлорит-альбитовая субфация, 4 — альмандин-хлорит-олигоклазовая субфация; 5 — амфиболитовая фация: ставролит-альмандиновая и дистен-ставролит-альмандиновая субфации; 6 — разломы; 7 — границы метаморфических субфаций.

3. Мурманский блок расположен в северо-восточной части докембрийских образований, проявленных на территории листа. В состав блока входят разнообразные огнейсованные и мигматизированные гранитоиды. По данным Sm-Nd метода, их возраст оценивается в интервале 2,68–2,94 млрд лет [196]. В реликтовых участках предполагается, что мигматизации в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений предшествовала эндербитизация по гранитоидам данного района [114]. Известны датировки U-Pb методом по циркону с возрастом около 2,85 млрд лет, которые интерпретируются как время главного этапа метаморфизма этого района [78, 133].

Раннепротерозойский тектоно-метаморфический цикл

Раннепротерозойский метаморфизм на территории листа R-37, как правило, происходил в условиях повышенных или умеренных давлений, соответствующих кианит-силлиманитовому типу метаморфизма [77, 159]. На рис. 19 этот этап регионального метаморфизма показан штриховкой. Нередко этот цикл подчеркивается кианит-слюдистыми метасоматитами, проявленными на регрессивном этапе метаморфизма.

Позднепротерозойский тектоно-метаморфический цикл

Региональный метаморфизм рифейского возраста на территории листа слабо изучен. В Кольской части (лист R-37), на побережье Баренцева моря (Рыбачинско-Святоносская зона рифейского метаморфизма) рифейские отложения метаморфизованы в низкотемпературных условиях (пумпеллиит-пренитовая неопределенных давлений). По аналогии с западной частью Балтийского щита [193] возраст рифейского метаморфизма на территории листа предположительно можно оценить в интервале 1,225–1,117 млрд лет (U-Pb метод по титаниту). Однако P-T условия рифейского регионального метаморфизма в Южной Норвегии значительно выше и достигают 600–750 °C при повышенных давлениях (около 6–8 кбар) [192].

Тимано-Канинский пояс. На территории листа R-38, вкрест простираются пород кряжа Канин Камень, с юго-востока на северо-запад происходит постепенное понижение степени метаморфизма верхнедокембрийских пород от дистен-альмандин-силлиманит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до эпидот-амфиболитовой и даже до зеленосланцевой фации (рис. 20). В зонах амфиболитовой фации проявились процессы ультраметаморфизма с формированием полей гранитных пегматитов (мыс Микулкин, южнее листа). Соответственно выделены три зоны [120]: низкотемпературная (Робщ. = 1–3 кбар, T = 300–500 °C), среднетемпературная (Робщ. = 3–5 кбар, T = 500–600 °C) и высокотемпературная (Робщ. = 5,5–8 кбар, T = 600–725 °C).

Серицит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации. Породы, метаморфизованные в условиях этой субфации, входят в состав горелорецкой,

падлейской и верхней части мадахинской свит на северо-восточном склоне кряжа. Они закартированы в полосе шириной 1–10 км от побережья Баренцева моря на мысе Канин Нос до центральной части кряжа в бассейне р. Рыбная, а также в районе мыса Лудоватый полосой северо-восточного простирания в составе кийской серии. Алевропелитовые разновидности пород превращены в филлиты, главными минералами которых являются кварц, серицит, альбит, хлорит. В метапесчаниках наряду с кварцем, альбитом, микроклином и микроклин-пертитом (в обломках) присутствуют новообразованные серицит, хлорит и карбонат.

Дайки габбро-долеритов в верхнерифейских свитах в результате зеленосланцевого метаморфизма и низкотемпературного метасоматоза превращены в альбит-хлорит-серицитовые, альбит-хлорит-карбонатные, альбит-серицит-хлорит-карбонатные сланцы. Характерной особенностью является развитие порфиروبластов мусковита и магнезиально-железистых карбонатов и отсутствие актинолита и эпидот-цоизита.

Биотит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации. Нижняя граница зоны определяется по появлению биотита в метаалевропелитах. Отложения падлейской, мадахинской, нюдерской и мязгинской свит превращены преимущественно в хлорит-биотитовые сланцы, которые отличаются от филлитов серицит-хлоритовой субфации большей раскристаллизованностью основной ткани и присутствием поперечных порфиروبластов биотита. Породы этой субфации распространены в северо-западной и центральной водораздельной части кряжа Канин Камень.

Эпидот-амфиболитовая фация характеризуется появлением в метаалевропелитах граната и более основного плагиоклаза (олигоклаза). Выделяются две субфации: альмандин-хлорит-альбитовая и альмандин-хлорит-олигоклазовая.

В *альмандин-хлорит-альбитовой субфации* в метаалевропесчаниках практически сохраняется тот же состав, что и в предыдущей биотит-хлоритовой субфации: альбит, мусковит, биотит, но резко уменьшается количество хлорита. В метаалевропелитах появляется альмандин, определяющий лицо фации. В метагаббро-долеритах появление олигоклаза (№ 18) совпадает с изоградой граната в метаалевропелитах, для этих пород характерно наличие неправильных выделений сфена, эпидот-цоизита и уменьшение биотита и мусковита.

Альмандин-хлорит-олигоклазовая субфация характеризуется устойчивым появлением олигоклаза № 18 и укрупнением зернистости породы. Крупные элементы осадочных текстур, в том числе градационная слоистость, по-прежнему сохраняются. В метагаббро-долеритах нередко наблюдается реликтовая бластопорфировая структура.

Амфиболитовая фация разделяется на три субфации: ставролит-альмандиновую, дистен-ставролит-альмандиновую и дистен-альмандин-силлиманитовую. Последняя распространена южнее рамки листа в районе мыса Микулкин.

Ставролит-альмандиновая субфация картируется в пределах развития мязгинской, варысальской и незначительно в нюдерской свитах. Нижняя граница определена по полному исчезновению хлорита и альбита в

основной ткани метаалевропелитов, по широкому развитию гранат-биотитовых плагиогнейсов (плагиоклаз № 25–40), по появлению эпидота в карбонатных алевропелитах и граната в метагаббро-долеритах.

Дистен-ставролит-альмандиновая субфация характеризуется появлением в метаалевропелитах совместно дистена и ставролита. При этом породы потеряли реликты осадочных текстур и превращены в мелко-среднезернистые гранат-биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Ставролит, дистен, гранат имеют облик постдеформационных минералов — произвольно ориентированных порфиробластов. За счет основных и известково-силикатных пород образуются гранатовые и сфенгранатовые амфиболиты. В пределах распространения этой субфации встречаются пегматиты с бериллиевой минерализацией.

Между всеми метаморфическими фациями и субфациями существуют постепенные переходы, позволяющие сделать вывод, что все докембрийские породы кряжа представляют собой единый полиметаморфический комплекс.

МЕТАСОМАТОЗ

Метаморфогенные метасоматиты на территории листа R-37 проявлены локально, однако их совокупность имеет региональное распространение вдоль крупных тектонических структур, контролировавших пути проникновения флюидных потоков [7]. В зонах повышенной флюидонасыщенности содержание метасоматитов возрастает на 1–2 порядка. Они образуют многочисленные тела, «пропитывающие» вмещающие их породы. Они нередко сопровождаются ореолами глиноземистого порфиробластеза [6].

Позднеархейские метасоматиты на территории листа, широко распространенные в данной структуре, сравнительно хорошо изучены на смежной территории. Наиболее детальная работа по метасоматическим породам района была проведена Ф. М. Ройземаном с соавторами (1975). В этом отчете выделены и подробно описаны главные разновидности метасоматических пород и их соотношения с породами других метасоматических фаций и с вмещающим субстратом. Метасоматические породы представлены разнообразными андалузит-кордиерит-плагиоклазовыми, мусковит-кварцевыми, гранат-ставролитовыми, жедрит-гранат-кварцевыми и другими минеральными ассоциациями [7]. Их возраст был определен в 2629 ± 64 млн лет (U-Pb метод по циркону, вторично-ионный микрозонд SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) [45]. Метасоматиты этого района нередко являются рудоносными (золото, медь, молибден и др.). Возможно, часть рудоносных метасоматических пород связана с локальными габбро-диоритовыми массивами, известными в Титовско-Поросозерской структурной зоне [28].

Таким образом, на территории листа основной объем метасоматитов сформировался в главный (позднеархейский) период образования земной коры этого региона.

ТЕКТОНИКА

Исследуемый регион в тектоническом отношении приурочен к области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ (см. «Тектоническую схему»). Тектоническая обособленность рассматриваемых платформ связана с заложением этих элементов на разновозрастном фундаменте, а также с характером преобладающих геодинамических режимов на определяющих этапах протерозойско-фанерозойской истории развития региона.

Восточно-Европейский кратон представлен своей крайней северо-восточной частью, в которую входят Балтийский щит и Северо-Кольская перикратонная область, на востоке граничащая с Мезенской синеклизой. Первый из них составлен Центральнo-Кольским и Мурманским мегаблоками. Они разделяются Титовско-Поросозерской шовной зоной.

Перикратонная область ограничена с юга сбросом разлома (линии) Карпинского. Ее северо-восточное ограничение, представляющее собой трансрегиональную границу платформ, выражено взбросо-сдвиговой зоной Трольфельд-Рыбачий-Кильдин (больше известной в литературе как разлом Трольфельд-Комагелъв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. Мезенская синеклиза представлена клинообразным блоком — Понойским грабен-прогибом, лежащим в ее основании.

Западно-Арктическая платформа, занимающая доминирующую часть листа карты, состоит из плит: Баренцевской (Свальбардской) и Тимано-Печорской. Тимано-Печорская плита, с верхнепротерозойским (байкальским) складчатым фундаментом [64, 101, 155], выступающим на поверхность в Канинском горсте, расположена в юго-восточном углу карты. Примыкающая к ней с севера Баренцевская (Свальбардская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвилевского фундамента [122, 152], так и, не исключено, байкальско-го (в пределах узкой полосы пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса). В центральной части Южно-Баренцевской впадины фундамент глубоко переработан и, возможно, замещен корой переходного типа (см. «Схему глубинного строения»).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Площадь исследования охватывает принципиально разнородные в тектоническом отношении структуры, что требует для создания реальных

геофизических моделей земной коры использования комплекса геолого-геофизических данных, как по изучаемой территории, так и по ее обрамлению. С этой целью были привлечены результаты гравиметрических и магнитных съемок, представленные в виде карт масштаба 1:1 000 000. Обобщенная сейсмогеологическая модель земной коры региона построена по данным интерпретации сейсмических материалов разных лет и синтезирована из региональной базы данных по сейсмическим моделям строения литосферы Фенноскандинавского региона [44].

При построении общей модели среды использовались результаты геофизических исследований вдоль геотраверзов 1–АР и 2–АР а также сейсмологических наблюдений, точечных сейсмических зондирований и результаты МОВЗ [26, 69, 148, 171], привлекались сводные геолого-геофизические карты и схемы [2, 10, 168].

Анализ приведенных материалов показывает, что в разрезе коры можно выделить четыре слоя с характерными для этих слоев значениями сейсмических скоростей. Классификация выделенных слоев соответствует осадочному, «гранито-метаморфическому», «гранулит-базитовому» и переходному слою на границе кора—мантия, что согласуется с обобщенной моделью континентальной коры Балтийского щита [191].

Сводная характеристика слоев модели среды приводится в табл. 5, где наряду со значениями средних скоростей продольных волн в слоях показан диапазон глубинного положения геологических и сейсмических границ в коре изучаемого региона.

С целью детализации, проверки и увязки разнородных данных обобщенной сейсмической модели построены модельные разрезы земной коры вдоль профилей МОВ ОГТ и КМПВ с использованием комплекса геолого-геофизических данных (см. «Схему глубинного строения»).

Параметризация верхней части разреза осадочного чехла при моделировании производилась по скоростным зависимостям МОВ ОГТ, сведениям о плотности и намагниченности, полученным по данным ГИС и петрофизическим исследованиям на море и суше [207].

Магнитная восприимчивость и плотностные характеристики пород нижней части осадочного чехла и гетерогенного фундамента получены по результатам петрофизических исследований образцов на суше [67, 79, 100, 148] Для нижней части коры и мантии приняты наиболее вероятные средние значения этих параметров [90].

Таблица 5

Усредненная скоростная модель земной коры региона

Слои коры	Средняя скорость, км/с	Диапазон глубин, км
Осадочный	4,33	0–21
Гранито-метаморфический	6,09	8–27
Гранулит-базитовый	6,65	14–25
Переходный коромантийный	7,21	34–49
Верхняя мантия	8,13	

Моделирование производилось с постоянной плотностью и намагниченностью в заданных слоях и блоках. Направление вектора намагниченности пород принято совпадающим с современным полем Земли.

Построенные разрезы увязаны между собой и обобщенной моделью. Они детализируют и уточняют модель, поскольку дополнительно были привлечены данные МОВ ОГТ по осадочному чехлу, сведения о магнитных, плотностных свойствах пород. В результате получены сведения о глубинном строении геологической среды там, где отсутствовали данные на обобщенной модели.

Обобщенная сейсмическая модель и результаты моделирования по профилям МОВ ОГТ послужили основой для построения глубинных границ. Схемы глубинных коровых границ строились путем формальной интерполяции и экстраполяции дискретных исходных данных по системе опорных точек. Поскольку использованные данные характеризуют разные границы и имеют нерегулярное представление в пространстве, то выбор системы интерполяции имеет принципиальное значение для однородного представления материалов по глубинам сейсмических границ. С целью регулярного представления данных в пределах листов R-37, 38 выполнена интерполяция по каждой из используемых границ в точки глубинных сейсмических исследований (на профилях ГСЗ и ОГТ, точки ТСЗ и МОВЗ). В результате интерполяции построен трехслойный разрез земной коры, соответствующий принятой классификации: осадочному, гранито-метаморфическому и гранулит-базитовому слоям. Переходный слой прослежен фрагментарно и нами не выделялся. При таком восполнении данных применялись обычные правила геологической корреляции слоев коры, с их возможным выклиниванием в некоторых областях пространства. В результате предварительной обработки была сформирована обобщенная таблица восполненных и интерполированных исходных сейсмических данных для листов R-37, 38.

Далее, на основе указанной таблицы восстановленных данных по строению коры, были построены изолинии глубинных границ кровли гранулит-базитового слоя коры и границы Мохоровичича для полигона, охватывающего листы R-37, 38. По определению, глубинные сейсмические границы не должны пересекаться в пространстве при интерполяции. Для интерполяции использовался стандартный модуль 3D Analyst в системе ArcView 3.2, где был выбран метод обратных расстояний второго порядка (IDW), который теоретически отвечает такому условию.

В местах полного отсутствия данных построенные поверхности были откорректированы вручную с учетом корреляционных зависимостей, выявленных в результате моделирования по профилям, и сведений о геологическом строении региона.

Анализ результатов показал определенную закономерность в пространственном распределении скоростей, которые коррелируют с аномалиями потенциальных полей и согласуются с геологической ситуацией в регионе. Скорость продольных волн изменяется от 2 км/с в верхней части осадочного чехла до 5,1–5,7 км/с в нижней. Характерная скорость в гранито-метаморфическом слое (до глубин 10–12 км) 6,1–6,2 км/с, при

вариациях от 5,7 до 6,5 км/с. В гранулит-базитовом слое на глубинах 15–30 км скорость 6,4–6,8 км/с. В подошве коры местами выделяются линзы со скоростями 7,2–7,4 км/с [44, 148].

Моделирование показывает, что наибольшей намагниченностью обладают осадочные образования пермского и триасового возраста (до $\chi = 280 \times 10^{-4}$ ед. СИ и $\chi = 390 \times 10^{-4}$ ед. СИ соответственно). Столь высокие значения χ обусловлены большим количеством вулканогенно-осадочного материала и свидетельствуют о тектонической активности региона в пермско-триасовое время. Среди пород этого возраста выделяются интрузивные образования с еще большим намагничением ($\chi = 580\text{--}700 \times 10^{-4}$ ед. СИ), характеризующиеся повышенной плотностью ($2,70\text{--}2,74 \times 10^{-3}$ кг/м³).

Наименее магнитные — осадки юры и складчатые образования рифея ($6\text{--}15 \times 10^{-4}$ ед. СИ). Однако по сравнению с юрскими породами, рифейские обладают значительно более высокой плотностью (до $2,83 \times 10^{-3}$ кг/м³).

Намагниченность пород гранито-метаморфического слоя изменяется в широких пределах: от слабомагнитных ($\chi = 60 \times 10^{-4}$ ед. СИ) до сильно магнитных ($\chi = 530 \times 10^{-4}$ ед. СИ). Средняя плотность слоя $2,70\text{--}2,73 \times 10^{-3}$ кг/м³.

Мощность осадочного чехла в пределах листов изменяется от полного отсутствия на Балтийском щите до 20 км в Южно-Баренцевской синеклизе (ЮБС). Резкое увеличение мощности осадков отмечается в переходной зоне от Балтийского щита к Баренцевской плите. Нарастивание происходит в основном за счет пород триаса—палеозоя.

Внутри триасовой и пермской толщ, в области с характерными яркими, неровными и прерывистыми отражающими горизонтами, по данным моделирования предполагается развитие интрузий основного состава, представленных телами даек и силлов. Наибольшее распространение и мощность этих образований отмечается в центральной части ЮБС.

К северо-западу от п-ова Канин на прилегающем шельфе под мало-мощным платформенным чехлом выделяется складчатый комплекс верхнедокембрийских пород Тимано-Варангерской зоны байкалитид. Мощность этого комплекса на модельном разрезе по линии Б₁–Б₂ вдоль профиля 81108 достигает 6 км (см. «Схему глубинного строения»). Наблюдается закономерное увеличение плотности (от $2,74$ — до $2,83 \times 10^{-3}$ кг/м³) и скорости преломленных волн (от 5,5 до 6,0 км/с) в породах рифея в направлении с юго-запада, где распространены параплатформенные комплексы Мезенской синеклизы, на северо-восток — к складчатым Тиманидам.

Мощность рифейских пород резко сокращается при переходе от структур Тимано-Канинского кряжа к ЮБС. Не исключено, однако, что и здесь образования рифея подстилают осадочный чехол, но они значительно метаморфизованы, изменены и приобрели свойства пород гранито-гнейсового основания.

Результаты сейсмических исследований показывают, что поверхность кристаллического фундамента (Φ) прослеживается уверенно, если осадочный чехол залегает на более древних, чем рифейские, комплексах. Там,

где мощность осадков превышает 15 км, эта поверхность прослеживается в значительной степени условно.

Наибольшая мощность гранито-метаморфического слоя (до 25 км) отмечается на северо-западе рассматриваемой части Балтийского щита и в пределах Центральной зоны поднятий. Мощность этого слоя сокращена до 8–10 км в области складчатых сооружений Канина (см. «Схему глубинного строения»). Здесь же под складчатыми образованиями выделен блок повышенной плотности ($2,77 \times 10^{-3}$ кг/м³). По сейсмическим данным, на профиле Белое море—г. Воркута, пересекающем Тиманский кряж юго-восточнее рассматриваемой территории, мощность складчатых пород рифея оценивается в 8–10 км. Для подстилающих рифейские породы фундамента характерны повышенные скорости продольных волн (6,15–6,35 км/с) [148]. Предполагается, что складчатые Тиманиды образовались в позднем рифее—венде на месте континентальной окраины в результате коллизии раннедокембрийских блоков [87, 123]. Горизонтальные смещения составляют около 20–25 км (возможно до 45 км), что согласуется с построенной моделью.

Гранито-метаморфический слой существенно редуцирован в ЮБС, а местами полностью отсутствует в наиболее прогнутой ее части — Арктической впадине. В последнем случае осадочные породы залегают непосредственно на базитовом основании, что подтверждается данными ГСЗ [158, 194].

Гранито-метаморфический слой насыщен интрузивными образованиями, отличающимися широким диапазоном плотности и намагниченности, зависящих от петрографического состава пород, глубины и условий их образования. Отдельные интрузивные тела имеют корни в нижней коре и даже в мантии.

Данные моделирования свидетельствуют, что тела гипербазитов широко развиты в переходной зоне от Балтийского щита к Баренцевской плите, где они проявляются характерными аномалиями гравитационного и магнитного полей.

Поведение гранулит-базитового слоя тоже подчиняется определенной закономерности. Его мощность увеличивается до 30 км под складчатыми образованиями Тимана, и мощность коры в целом здесь также максимальна — 43 км. Предполагается, что утолщение земной коры произошло за счет гранулит-базитового слоя [148]. Слой утоняется в области перехода от Балтийского щита к ЮБС и в ее центральной части, по-видимому, за счет «тепловой эрозии» нижней части коры.

Средняя мощность земной коры для Баренцевской плиты составляет около 36 км, что характерно для платформенных областей с корой континентального типа. Кора утонена до 32 км в центральной наиболее прогнутой части ЮБС и до 34 км в районе Западно-Кольской седловины. Утонение коры здесь происходит вдоль Восточно-Баренцевоморской рифтовой зоны за счет раздвига, насыщения гранито-гнейсового слоя и низов осадочного чехла базитовой магмой. По сейсмическим данным и аномалиям потенциальных полей, на изучаемой площади можно выделить три ветви растяжения земной коры: Кольскую, Варажскую и Колгуевско-

Канинскую. Кольская — основная ветвь, прослеживается от Кольского полуострова в северо-восточном направлении вдоль оси ЮБС. Варяжская выделяется в северо-западной части листа и представляет собой восточное ответвление Нордкапского прогиба. Колгуевско-Канинская проходит в север-северо-западном направлении между о-вом Колгуев и п-овом Канин, смыкаясь с основной в центральной части ЮБС.

Уменьшение мощности коры в краевых частях ЮБС, вероятно, обусловлено деструкцией и поглощением мантией низов гранулит-базитового слоя, в результате чего образуется слой коро-мантийной смеси. В переходной зоне от Балтийского щита к Баренцевской плите отмечается резкий подъем границы М. По данным моделирования (см. Схему глубинного строения), здесь предполагается внедрение в слои кристаллической коры гипербазитовых интрузий (мантийных диапиров).

Согласованные результаты обобщенной сейсмоплотностной модели и комплексного моделирования вдоль профилей МОВ ОГТ послужили основой для построения схематических карт поверхностей Мохоровичича (М) и кровли гранулит-базитового слоя (К). Поверхность М коррелирует со структурным планом подошвы осадочного чехла и отражает основные структурно-тектонические закономерности строения региона. В пределах листов карты R-37, 38 граница М закономерно поднимается в северо-восточном направлении.

Для северо-восточной части Балтийского щита характерная глубина залегания поверхности М составляет 38–39 км. Наибольшее погружение этой поверхности отмечается вдоль северо-восточной границы Балтийского щита (до 40–43 км). Такое увеличение мощности земной коры можно объяснить надвиганием (коллизией) в позднем протерозое Баренцевской и Печорской плит на край Восточно-Европейской платформы. На поверхности зона надвига выражена складчатыми сооружениями Тиманского кряжа и на северо-западе в пределах листа R-36 надвиговой структурой п-ова Рыбачий [141]. Представление о надвиговом взаимодействии плит подтверждается результатами комплексного моделирования (см. Схему глубинного строения).

Данные глубинной сейсморазведки и крупная отрицательная гравитационная аномалия свидетельствуют о том, что западная часть ЮБС характеризуется повышенной мощностью земной коры. Возможно, что здесь, как и в районе Центральных поднятий (свод Федынского), сохранились блоки с нередуцированным гранито-метаморфическим слоем.

Восточная часть листа R-38 характеризуется градиентной зоной изогипс поверхности М и соответственно постепенным увеличением мощности коры на юго-восток в направлении Печорской плиты (до 38–40 км). Однако данных здесь явно недостаточно для достоверных построений этой поверхности.

Кровля гранулит-базитового слоя (граница К) менее отчетливо проявляется в аномалиях волновых полей. По результатам работ на геотраверзах, она зафиксирована лишь на тех участках шельфа, где общая мощность коры составляет 34–36 км и более [148]. Этот слой не столь контрастно отличается от верхней части консолидированной коры по плотности и

намагнитченности. Переход от гранито-гнейсовой к базитовой части земной коры может быть постепенным. Наиболее контрастно эта граница выражена при внедрении крупных базитовых тел в верхнюю кору и осадочный чехол. Однако кромки этих тел имеют сложную поверхность, которую трудно представить как единую поверхность гранулит-базитового слоя. Поэтому, и из-за редкой сети наблюдений на площади листов R-37, 38, представление о структуре поверхности этого слоя в значительной степени условно. На построенной схеме отражен лишь региональный характер поведения поверхности гранулит-базитового слоя, и можно судить только об общих закономерностях ее структуры.

В целом отмечается погружение поверхности Конрада в северном направлении в ЮБС, что отражает общую тенденцию прогибания земной коры. Наиболее высоко эта поверхность залегает в районе Тимано-Канинского кряжа и северо-западного замыкания структур Мезенской синеклизы, что, видимо, связано с поднятием этого блока под действием тангенциальных напряжений со стороны Печорской плиты. Область наибольшего погружения этой поверхности (23–25 км) прослеживается от Кольской моноклинали на северо-восток, к Новой Земле. В северной части листов с увеличением мощности осадочного чехла наблюдается относительный подъем поверхности гранулит-базитового слоя. Здесь на листе R-38 отмечена максимальная мощность осадков, поверхность Конрада почти совпадает с подошвой осадочного чехла, и выделяются так называемые «базальтовые окна».

В целом построенные схемы основных внутрикоровых границ наиболее достоверно, на современном уровне знаний, отражают результаты сейсмических исследований земной коры региона. Созданная модель коры включает глубинное положение выделенных сейсмических границ и скоростные характеристики типичных слоев земной коры. Приведенные результаты геолого-геофизического моделирования разреза коры вдоль геофизических профилей дают представления о глубинном строении и геодинамических особенностях тектонического развития региона.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Балтийский щит

Балтийский щит представлен в рамках карты Центрально-Кольским и Мурманским мегаблоками. В пределах последнего супракрустальные образования имеют субширотные простирания. Субстратом многократно метаморфизованных пород являются фрагменты и реликты основных пород — пироксеновых кристаллосланцев в амфиболитовой фации метаморфизма. Эти комплексы в процессе двустадийной гранитизации переработаны сначала в плагиомигматиты, а затем, во второй стадии, в плагиомикроклиновые мигматиты. Процессы архейской гранитизации сопровождались образованием купольных структур, которые в протерозое были нарушены серией дугообразных надвигов. В рифее получили развитие многочисленные долеритовые дайки.

В последнее десятилетие сотрудниками Геологического института КНЦ РАН разрабатывается на основе комплексных исследований концепция о наличии между крупными стабилизированными архейскими блоками — Карельским массивом и Мурманским блоком — обширной области неоднородной и повышенной тектонической активности, что получило отражение в развитии ряда подвижных поясов позднеархейского и раннепротерозойского возраста. Эта область рассматривается ими в качестве интраконтинентальной глубинной коллизионной структуры — Кольского коллизии [115, 190]. Выяснено, что характер его эволюции сводится к миграционному развитию раннедокембрийских прогибов. На основе абсолютного датирования пород показано, что позднеархейские прогибы развивались в интервале 2,7–2,6 млрд лет назад, а нижнепротерозойские в интервале 2,5–1,7 млрд лет назад. Отсюда следует, что сиалический слой под интраконтинентальными прогибами сформировался к рубежу 2,8–2,9 млрд лет назад. Тогда из этого вытекает, что начало становления этого слоя древнее 3 млрд лет.

По Ю. А. Балашову (1995), нижняя граница рифея относится к хронологическому рубежу 1,630–1,645 млрд лет, а К-Аг датировки верхнерифейских отложений северо-восточной окраины Балтийского щита по глаукониту укладываются в интервал 1,050–0,680 млрд лет назад. Таким образом, накоплению отложений позднего рифея предшествовал значительный перерыв и стабилизация режима. Длительность накопления рифейских отложений оценивается в 200–300 млн лет.

Вместе с тем, первые признаки щелочного магмообразования в пределах Кольского полуострова относятся к позднему архею, когда образовались щелочные граниты с возрастом до 2,6 млрд лет. Затем, в раннем протерозое появляются кислые, средние и основные субщелочные вулканы с возрастом около 2,2 млрд лет [9], возникшие на стадиях развития эпиконтинентального рифтинга в Печенгской зоне и первые синхронные проявления базит-гипербазитовых субщелочных магматитов. Фоидитовые магматиты сформировались еще позднее в девоне, около 0,38 млрд лет назад, в период оформления крупнейших интрузивных комплексов — Хибинского и Ловозерского, а также многочисленных проявлений основных и ультраосновных щелочных магматитов. Таким образом, в пределах Кольского региона эволюция щелочного магмообразования насчитывает более 2 млрд лет и, по мнению Ф. П. Митрофанова и др. (1998), это отражает длительную историю становления и значительные масштабы выделяемого этими исследователями Кольского (Кольско-Карельского) внутриконтинентального рифтогена, что не исключает и функционирование длительно существовавшего здесь плюма.

Наряду с отмеченными воззрениями рядом исследователей развиваются взгляды, базирующиеся на террейновой природе блоков Кольского региона и их аккреции при становлении литосферы Балтики (Фенноскандии, Фенносарматии). Эти вопросы рассматриваются в гл. «История геологического развития».

Северо-Кольская перикратонная область

Комплексы глубокометаморфизованных пород Мурманского блока в северном направлении погружаются под рифейский чехол, развитый на юге п-овов Варангер, Средний, Рыбачий и на о-ве Кильдин, образуя фундамент Северо-Кольской области перикратонного погружения. Мощности рифейских образований может достигать в пределах перикратонных ступеней (полуграбенов?) 2–5 км.

На севере Кольского полуострова граница между Балтийским щитом и перикратонной областью Восточно-Европейской платформы четко выражена тектонической ступенью и проводится по системе сбросов (разлому Карпинского). В этой зоне поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских (верхнерифейских и вендских(?)) осадочных образований), аналогичных комплексам Мезенской синеклизы и относимых к осадочному чехлу платформы.

Границей Восточно-Европейской платформы и Западно-Арктической платформы (Баренцевской плиты) служит зона линеамента Трольфиорд-Рыбачий-Кильдин [148], которая проявлена взбросом на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. О продолжении зоны глубинного разлома — границы Тиманского кряжа и Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы — в акваторию Баренцева моря до Мурманского побережья Кольского полуострова, где она прослежена между п-овами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер, указывали еще В. А. Дедеев и др. (1974).

Таким образом, относительно узкая полоса развития рифейско-вендских(?) перикратонных комплексов чехла Восточно-Европейской платформы, обнажающихся на о-ве Кильдин, п-ове Средний и частично Рыбачий, ограниченная указанными системами разломов, в рамках карты получила название Кильдинско-Святоноская ступень (*II*). Западнее границ листа архейский кристаллический фундамент прослежен по материалам ГСЗ на глубине 1–5 км как кровля «гранито-метаморфического» слоя с граничными скоростями 6,1–6,2 км/с [148].

Мезенская синеклиза

Мезенская синеклиза (фрагмент Русской плиты) на Тектонической схеме представлена Понойским грабенообразным прогибом. Мезенский бассейн занимает позицию на севере Русской плиты между Балтийским щитом и Канино-Тиманской грядой и в структурном плане осадочного чехла ему отвечает одноименная синеклиза, в основании которой развита рифтовая система. Восточную границу Мезенского бассейна большинство исследователей проводит вдоль Западно-Тиманской зоны разломов, ограничивающей в свою очередь с запада Канино-Тиманскую гряду.

Мезенский бассейн сформировался на пассивной окраине эпикарельского Восточно-Европейского кратона, что определило в целом его

достаточно пассивный тектонический режим развития. По геотектонической принадлежности и формационному составу осадочного выполнения его относят [102] к окраинно-плитному или перикратонному типу бассейнов. Этот бассейн заложен как резонансная структура в начальный этап становления и развития Урало-Монгольского подвижного пояса на окраине смежной платформы. Основным объемом его осадочного выполнения образован в рифейское время.

В результате проведенных геофизических работ выявлено крайнее, замыкающееся около 40-го меридиана, северо-западное звено Мезенской рифтовой системы, получившее название Понойского прогиба [223]. Выполняющие его комплексы верхнепротерозойских пород и палеозоя достигают 9 км. Он сформировался на северо-западном продолжении Мезенского грабена. Смещение продольной оси Понойского прогиба относительно оси Мезенского грабена обусловлено правосторонними сдвигами. На юге прогиб ограничен Кулойским выступом, а на востоке — Чижским. Вблизи меридиана 42° Понойский прогиб сливается с узким Шойнинским прогибом. Судя по деформациям осадочных комплексов, Понойский перикратонный прогиб подвергался воздействию развития форланда Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса.

Исследования сухопутной части Мезенского бассейна показывают, что его фундамент имеет раннедокембрийский возраст. Он сложен глубоко метаморфизованными породами: кристаллическими сланцами, гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами. Плитный чехол подразделяется здесь на нижнерифейский, средне-верхнерифейский, верхневендский, силурийско-нижнедевонский, среднедевонско-триасовый, среднеюрско-меловой и четвертичный структурные ярусы.

ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Тимано-Печорская плита

Тимано-Печорская плита возникла на месте обширной области байкальской складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке.

На западе (юго-западе) граница Тимано-Печорской плиты проводится по глубинному Западно-Тиманскому шву, по которому байкальские комплексы ее основания надвинуты на карельский фундамент Восточно-Европейской платформы [155].

Что касается северного ограничения плиты, то им служит Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская) флексурно-сбросовая зона [142]. Единая в своей западной части, где ее суммарная амплитуда составляет 4–6 км, к востоку она разделяется на две расходящиеся ветви. Северная ветвь, с вертикальной составляющей 3–5 км, уходит на северо-восток. Южная ветвь (Южно-Баренцевская зона разломов), с вертикальной амплитудой 1,5–2,0 км, которая содержит и сдвиговую составляющую, простирается в направлении южной оконечности Новой Земли, где она частично маскируется надвиговыми структурами.

Между ветвями флексурно-сбросовой зоны расположена клинообразная в плане Куренцовская ступень [11, 34]. Она занимает пограничное положение между структурами Тимано-Печорской плиты и Восточно-Баренцевским трогом. В силу этого на разных этапах развития региона ступень могла изменять свою тектоническую принадлежность в зависимости от преобладания того или иного режима развития. В современном структурном плане этот блок рассматривается нами в составе Баренцевской плиты, поскольку его образование тесно связано с рифтогенным режимом формирования Восточно-Баренцевского трога. Соответственно граница Тимано-Печорской плиты проводится по южной ветви разломов Мурманско-Куренцовского блока.

Тимано-Печорская плита в рамках изученного региона представлена главным образом ее подводным продолжением с соответствующими крупными структурами, ограниченными глубинными разломами.

Структура консолидированной земной коры

Земная кора Тимано-Печорской плиты в рамках карты разделяется Припечорским глубинным разломом на Тиманский и Большеземельский мегаблоки, которые отличаются характером геофизических аномалий, составом осадочных и вулканогенно-метаморфических формаций рифейских пород [15, 65] и сформировались в различных геодинамических обстановках. По условиям формирования комплексов фундамента эти мегаблоки соответствуют миогеосинклинальной (обстановка пассивной окраины) и эвгеосинклинальной (обстановка активных окраин, островных дуг) зонам байкалид.

В отечественных границах Тиманский мегаблок (XI) представлен Канино-Северотиманским блоком (XI-1). Фрагменту Большеземельского мегаблока (XII)—Печоро-Колвинскому блоку (XII-1) на схеме соответствуют такие структуры чехла как Коргинская региональная ступень и Малоземельско-Колгуевская моноклираль.

В пределах Тиманского мегаблока мощность земной коры составляет не менее 40 км, достигая 42 км в горах. Мощность земной коры Большеземельского мегаблока в материковой части меняется от 35–36 до 40–41 км [122]. Шельфовая часть плиты также имеет кору континентального типа, и ее мощность изменяется в аналогичном диапазоне [167, 168]. Повышенные значения мощности коры (40 км) свойственны Канино-Северотиманскому блоку, выступам фундамента Печоро-Колвинского блока (восточной части о-ва Колгуев). Более утоненная кора, возможно, подстилает прогиб фундамента к западу от о-ва Колгуев (Западно-Колгуевский рифт) [169].

Верхний слой консолидированной земной коры представлен карельским и байкальским структурными комплексами. Карельский комплекс, подстилающий рифейские породы на глубине 8–10 км, распространен в Тиманском мегаблоке. Восточнее Припечорского глубинного разлома, в Большеземельском мегаблоке, толщи рифейского комплекса фундамента

залегает преимущественно на нижнекоровом субстрате [64]. В то же время в фундаменте Малоземельской моноклинали и ее морского продолжения [46] предполагаются дорифейские массивы.

Рифейский комплекс Тиманского мегаблока представлен миогеосинклинальными дислоцированными осадочными толщами. В кровле фундамента здесь преобладают значения скоростей 5,8–6,0 км/с. Для этой же области характерны относительно пониженные плотности (2,71–2,78 г/см³) консолидированных образований. В фундаменте Большеземельского мегаблока развиты эвгеосинклинальные магматические образования, вероятно, чередующиеся с блоками кристаллических массивов высоких ступеней метаморфизма. Об этом свидетельствуют вариации скоростей от 6,2–6,3 до 6,4 и более км/с и плотностей — от 2,82–2,9 до 2,96–3,1 г/см³ [122]. В верхней части обеих зон выделяется орогенный структурный ярус байкалит, представленный молассами и кислыми магматическими породами [101, 102, 233].

Тиманский мегаблок. Восточная граница миогеосинклинальной зоны проводится по Припечорскому глубинному разлому, который в северной морской части Тимано-Печорской плиты — Канино-Северотиманском блоке — выражен резким градиентом аномального магнитного поля и цепочкой интенсивных (300–500 нТл) максимумов ΔT_a , вытянутых вдоль Коргинского гемивала. В чехле разлом проявляется в форме взброса, ограничивающего Коргинский гемивал с запада. Основной слабоотрицательный фон магнитного поля Канино-Северотиманского блока отражает распространение осадочно-метаморфических рифейских пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, частично эпидот-амфиболитовой.

Породы фундамента выступают на дневную поверхность в горсте Канина Камня. Это сглаженный хребет шириной 12–20 км, протягивающийся на 180 км, ограниченный разломами. По данным В. г. Гецена (1987, 1998), структура Канинского поднятия представляет антиклинорий с опущенным и перекрытым осадочным чехлом юго-западным крылом. Общая мощность слагающих его средне-верхнерифейских толщ достигает 12–13 км. Юго-западнее Канинского поднятия параллельно ему протягивается выступ рифейских пород — горст Лудоватый. Этот выступ, выраженный в аномальном магнитном поле ΔT_a положительным линейным максимумом, рассматривается как горст-антиклиналь в зоне Западно-Тиманского краевого шва. Глубина залегания фундамента к западу от Канинского горста составляет 1,5–2 км. К северу фундамент погружается до 4–5 км.

Большеземельский мегаблок. По особенностям физических полей, формационному составу рифейских толщ, дислоцированности платформенных образований в эвгеосинклинальной зоне выделяется ряд крупных блоков. Геосинклинальный комплекс байкалит представлен прежде всего зеленокаменными вулканогенными образованиями от базальтов до липаритов. Геосинклинальные разности вмещают интрузии среднего, основного и ультраосновного состава. К орогенному комплексу относятся туфогенно-обломочные образования полимиктового состава, ассоциирующиеся с кислыми вулканитами.

Печоро-Колвинский блок является основанием одноименного авлакогена и занимает западную половину эвгеосинклинальной зоны, располагаясь между Припечорской и Колвинской системами глубинных разломов. В целом блок выделен как область повышенной проницаемости земной коры с широким распространением базитовых формаций, которая характеризуется незавершенностью тектогенеза [122].

В границах Печоро-Колвинского блока по особенностям разломно-блоковой структуры фундамента и характеру потенциальных полей обособляются три зоны (подчиненных блока). Два крайних блока — западный и восточный — ассоциируются с мобильными зонами, а разделяющий их центральный (Малоземельский) связывается с относительно жестким массивом земной коры. Рамками карты охвачены только два блока — западный и центральный.

Западный блок, граничащий с Припечорским разломом, в структуре фундамента выражен асимметричным грабеном, с амплитудой сбросов восточного борта до 4–6 км. Этот прогиб известен как Западно-Колгуевский рифт [169]. Его отличает положительное магнитное поле ΔT_a с интенсивностью аномалий 200–300 нТл, и гравитационный минимум (более 10 мГал в остаточных аномалиях силы тяжести). Фундамент в осевой зоне прогиба погружен до глубины 8–10 км.

Малоземельскому блоку соответствует горстообразный выступ с глубинами залегания фундамента от 2,5 до 5 км. Сложный знакопеременный характер аномального гравитационного и магнитного полей в южной части блока свидетельствует о неоднородностях формационного состава фундамента, насыщенности его основными интрузиями. В скв. 1, 2, 3 Южно-Сенгейские вскрыты туфогенные обломочные породы, лавобрекчии и базальты. В. А. Дедеев (1972) считал этот блок участком гранитизации эвгеосинклинального байкальского фундамента либо дорифейским срединным массивом.

В целом для Печоро-Колвинского блока глубины залегания поверхности фундамента на шельфе оказываются в среднем на 1,0–1,5 км больше, чем на прилегающей суше и возрастают к северу до 8–10 км. Наиболее характерными элементами в его структуре являются горстообразные зоны, чередующиеся с широкими депрессиями, которые в отличие от субмеридиональных зон континентальной части плиты, имеют на шельфе северо-западное простираение.

Рассмотренные данные показывают, что сформированный в результате байкальской складчатости верхнепротерозойский комплекс Тимано-Печорской плиты крайне неоднороден и состоит из блоков повышенной жесткости и участков земной коры, предрасположенных к растяжению. Повышенная жесткость свойственна Тиманскому мегаблоку, сформированному на континентальной коре карелид. В Большеземельском мегаблоке свойствами «жесткости» обладали участки с гранитными массивами (Малоземельский, Восточно-Колгуевский участки и Хорейверский блок). К мобильным структурам принадлежат рифты Печоро-Колвинского блока (Западно-Колгуевский, Денисовский). Зоны повышенной проницаемости байкальского основания с широким распространением базитовых

формаций отличались незавершенностью тектогенеза, что и предопределило их повышенную тектоническую активность в постбайкальское время. Унаследованный режим прогибания в раннем палеозое привел к формированию грабенообразных прогибов, а в более поздние стадии тектогенеза — инверсионных мегавалов и валов [122].

Мегаблоки и составляющие их блоки фундамента, возникшие в процессе байкальской складчатости, во многом определили современную тектоническую и формационную зональность Тимано-Печорской плиты.

Тектоническое районирование осадочного чехла

Структура осадочного чехла Тимано-Печорской плиты сформировалась в результате стадийного тектонического развития. Последовательная смена тектонических режимов отражена угловыми и стратиграфическими несогласиями в разрезе, которые разделяют региональные структурно-вещественные комплексы (ярусы) осадочного чехла.

Отложения каледонского цикла слагают нижний структурный ярус, который представлен терригенной формацией нижнего—среднего ордовика, сменяемой карбонатами верхнего ордовика, силура и нижнего девона (лохкова). Формации герцинского и раннекеммерийского цикла образуют средний ярус чехла, в котором выделяются следующие комплексы: нижнедевонско(эмско)-среднедевонский, верхнедевонско(франско)-турнейский, визейско-нижнеартинский, верхнеартинско-верхнепермский, триасовый [101, 102, 155]. Среднеюрско-меловой и кайнозойский терригенные комплексы слагают верхний структурный ярус, залегающий со стратиграфическим перерывом (на востоке — с угловым несогласием) на различных подразделениях палеозоя—триаса.

Стратиграфический диапазон осадочного чехла на шельфе, так же как и на суше, включает отложения от ордовика до кайнозоя. К северу и северо-востоку от о-ва Колгуев в основании разреза глубоких прогибов могут присутствовать отложения верхов кембрия. Как следует из анализа сейсмических материалов [65], нижнепалеозойские отложения местами глубоко размыты и отложения верхнего девона залегают на различных по возрасту породах — от протерозоя до нижнего—среднего девона.

По особенностям строения осадочного чехла и фундамента Печорской плиты в рамках представленной схемы, с запада на восток выделяются фрагменты следующих крупных (первого порядка) тектонических элементов: Канино-Северотиманский мегавал с прилегающей Коргинской региональной ступенью, Малоземельско-Колгуевская моноклираль. Выделяемые элементы осложнены более мелкими структурами (второго порядка) типа ступеней, валов, депрессий.

По верхнему (юрско-кайнозойскому) структурному ярусу все перечисленные тектонические элементы, за исключением Канино-Северотиманского мегавала, объединяются в надпорядковую структуру — Печорскую синеклизу.

Структурный план Тимано-Печорской плиты по различным горизонтам осадочного чехла претерпевает изменения, что нашло отражение в составленном сотрудниками ТПНИЦ Атласе геологических карт [154].

Канино-Северотиманский мегавал занимает территорию Северного Тимана и центральную часть п-ова Канин. Эта область в течение всего фанерозоя была относительно приподнята и отличается неполнотой стратиграфических подразделений и сокращенной мощностью осадочного чехла. В сильно эродированной сводовой части мегавала выступают рифейские породы фундамента Канинского горста. Амплитуда поднятия составляет около 1 км. Его северо-западная периклиналь прослеживается на десятки километров в акватории Баренцева моря под чехлом палеозойских отложений. К юго-западу и северо-востоку от Канинского горста соответственно расположены Шойнинская и Барминская региональные ступени. Шойнинскую ступень осложняет горст Лудоватый.

Канинский горст (25 × 200 км) вытянут в северо-западном направлении, асимметричен, разбит множеством разломов, ортогональных простиранию. Свод его слагают породы фундамента. Юго-западное крыло крутое, местами запрокинутое, осложнено разломами и контактирует по надвигу с отложениями перми, триаса и средней юры. Северо-восточное крыло также осложнено складками и дизъюнктивами. На юго-востоке оно перекрыто силурийскими, франскими, каменноугольными и нижнепермскими породами Барминской ступени.

Горст Лудоватый на изученной площади представлен своей северной периклиной, частью погребенной под маломощными (100–200 м) отложениями палеозоя в основном нижней перми.

Шойнинская ступень представлена моноклиной с северо-восточным наклоном осадочных толщ и сложена палеозойскими, преимущественно ассельско-артинскими и верхнепермскими комплексами мощностью от 200–400 м на п-ове Канин до 600–1000 м на шельфе. В восточной части, граничащей по разлому с Канинским горстом, сохранились триасовые и среднеюрские отложения незначительной мощности.

Коргинская региональная ступень расположена в шельфовой области Печорской синеклизы к северо-востоку от Канино-Северотиманского мегавала и объединяет структуры второго порядка: Северо-Канинскую ступень, Коргинский гемивал, Нерицкую ступень и Седухинский вал.

Северо-Канинская ступень принадлежит к Тиманскому блоку фундамента, относительно приподнятому. Осадочный чехол сложен преимущественно комплексами среднего и верхнего структурных ярусов. Мощность отложений увеличивается в северном направлении до 5 км. Наибольшее возрастание мощности приходится на верхнепермско-триасовую часть разреза. Залегание толщ моноклиальное, осложнено серией взбросов северо-западного простирания с приразломными структурными носами.

Три другие структуры — Коргинский гемивал, Седухинский вал и разделяющая их Нерицкая ступень — сформировались вдоль Припечорской системы разломов и наследуют сложно дислоцированную зону фундамента.

Нарушения, ограничивающие Коргинский и Седухинский валы — сквозные крутопадающие взбросы — свидетельствуют об образовании этих горстообразных блоков в условиях сжимающих напряжений в киммерийскую фазу и обновлении подвижек в поздне- или постмеловое время. Амплитуда смещений крыльев уменьшается вверх по разрезу: от 600–500 м по кровле нижнепермских карбонатов до 200–150 м по кровле юры—нижнего берриаса (см. «Геологическую карту...»). В пределах Коргинского гемивала наблюдается резкое угловое несогласие между верхнедевонско-нижнепермскими комплексами и подстилающими нижнефранско-среднедевонскими отложениями. Максимальная амплитуда гемивала отмечается в каменноугольно-нижнепермской части разреза за счет развития в этом интервале рифогенных построек. В пределах Коргинской ступени, по данным морской сейсморазведки, в средне-верхнедевонских толщах отмечается присутствие базальтов [166].

Малоземельско-Колгуевская моноклинали большей своей частью расположена на Печорском шельфе и срезается на севере системой листрических сбросов Северо-Печорской моноклинали [122]. Все горизонты осадочного чехла наклонены на север и северо-восток. Наиболее сложно построены нижнепалеозойская и терригенная среднедевонско-нижнефранская части разреза, которые наследуют блоковую структуру фундамента. В этом интервале сохраняются унаследованные от поверхности фундамента прогибы, раскрывающиеся в виде структурных заливов в северо-западном направлении. Конседиментационное нарастание мощностей отдельных толщ, заполняющих полуграбены, свидетельствует о возможном проявлении здесь рифтогенеза в среднем и позднем девоне. Разрывные нарушения, ограничивающие блоки, затухают в верхнедевонских отложениях. В вышележащей (верхнефранско-нижнепермской) части осадочного чехла структурные формы нижнего яруса не проявляются. По кровле нижнепермских карбонатных отложений, залегающих на глубине 1,5–3,5 км, выделяется ряд ступеней. Увеличение мощности верхнепермско-триасового комплекса в северном направлении от 800 до 2500 м свидетельствует о наиболее интенсивном погружении и наклоне моноклинали в позднепермско-триасовое время.

Баренцевская (Свальбардская) плита

На юге исследуемой площади Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифеид) предполагается полосо байкальского фундамента [152] — Кольско-Финмаркенский мегаблок (VI). На северо-востоке расположен массив гренвильского фундамента — Центрально-Баренцевский мегаблок (VIII), включающий блоки дорифейской консолидации. В пределах Варяжского мегаблока (VII), который сопрягается с Южно-Баренцевским, фундамент частично переработан [48].

Допалеозойское основание Баренцевской плиты в пределах этих структурных областей разделяется на несколько разнородных блоков (см. Тектоническую схему).

Варангерский блок (*VI-1*) примыкает непосредственно к Восточно-Европейской платформе. В его пределах развиты рифейские толщи, в северной части подстилающие палеозойско-мезозойский чехол. Мощный комплекс рифейских отложений, выполняющих Варангерский прогиб, установлен к западу, на площади смежного листа R-(35), 36. [247, 263]. Этот комплекс, выходящий на поверхность дна в непосредственной близости от п-ова Рыбачий, может быть сопоставлен с рыбачинской серией верхнего рифея, диагностируемой как склоновая фация глубоководного бассейна [143]. Подстилающую рыбачинскую серию мощную однородную толщу, слабо охарактеризованную в поле отраженных волн, можно отождествить с известным на п-ове Варангер миогеосинклинальным комплексом BSC, сложенным терригенным материалом и имеющим мощность, по оценкам норвежских геологов, не менее 9 км [195]. На разрезе 1-AP мощность рифейского комплекса, по сейсмическим данным, составляет не менее 7–8 км.

На изученной площади листа R-37 как ширина, так и мощность рифейского складчатого комплекса в значительной степени редуцирована. На уровне отложений палеозойско-мезозойского осадочного чехла блоку соответствует Кольская моноклиналь.

Западно-Кольский блок (*VII-1*) относится к типу пограничных ступеней, сопряженных с прогибами. Представляя собой, по сути, седловину между Варяжской (Нордкапско-Варангерской) и Восточно-Баренцевской системами прогибов, этот блок характеризуется сокращенной мощностью земной коры на 2–3 км меньше, чем в области свода Федынского. Сокращение мощности земной коры происходит за счет уменьшения мощности верхнего слоя ее консолидированной части, а также рифейских комплексов.

По платформенному чехлу Западно-Кольскому блоку соответствует одноименная седловина, в пределах которой по горизонтам перми—триаса выделяется Октябрьский вал.

Блок Федынского (*VIII-1*) можно рассматривать в качестве срединного массива, в составе фундамента которого присутствуют блоки дорифейской консолидации. Жесткие, относительно стабильные блоки данного типа представляют собой фрагменты древней платформы, наиболее устойчивые к воздействию деструктивных процессов. Блок Федынского отличает максимальная мощность земной коры — около 40 км в своде — и приподнятое положение поверхности фундамента. По чехлу блоку соответствует одноименный свод.

Сокращенная мощность всех комплексов осадочного чехла и эрозионный срез мезозойских пород на своде указывают на относительно приподнятое положение массива на протяжении всего фанерозоя. В рамку карты входит только южная периклиналь свода Федынского, осложненная сбросом. Поверхность фундамента залегает здесь на глубине 7 км.

Восточнее, в рамках изученной части, Баренцевская (Свальбардская) плита представлена в основном фрагментом Восточно-Баренцевского трога — областью рифтогенной деструкции земной коры со среднепалеозойско-триасовыми терригенно-вулканогенными формациями повышенной

мощности, выполняющими его впадины [46, 126]. Этому юго-восточному фрагменту рифтовой системы отвечает Южно-Баренцевский блок земной коры (IX) с обрамляющей его почти концентрической Туломско-Куренцовской (X) системой ступеней (X-1, X-2), над которыми в осадочном чехле сформировалась одноименная синеклиза (впадина). Окружающие рифтогенный прогиб ступени пограничных флексуно-сбросовых поясов являются зонами сопряжения с окружающими его тектоническими структурами. На юге такой зоной сопряжения с Тимано-Печорской плитой выступает Мурманско-Куренцовский блок (подзона X-2), а на западе, в области сочленения с Центрально-Баренцевским мегаблоком (VIII), — Надеждинско-Тулумский (подзона X-1). В осадочном чехле Мурманско-Куренцовскому блоку соответствует моноклираль, а другим — сложно построенная система более мелких ступеней.

Мурманско-Куренцовский блок (по осадочному чехлу — моноклираль) как пограничная структура — область сочленения двух плит — уже рассматривался выше. В основании этого блока предполагается байкальский фундамент, видимо, уже существенно измененный процессами рифтогенеза при формировании Восточно-Баренцевского трога. Это находит выражение в характере аномальных физических полей. Так, в остаточных аномалиях силы тяжести Мурманско-Куренцовскому блоку соответствует зона пониженных значений изоаномал, ориентированных в северо-восточном направлении, а линейные аномалии «байкальского» простираения срезаются южной ветвью разломного пояса, ограничивающего этот блок. То же происходит с рисунком остаточных магнитных аномалий: линейные зоны Тимано-Печорской плиты сменяются мозаичным полем с изометричными или вытянутыми в северо-восточном направлении максимумами и минимумами.

В структуре осадочного чехла Мурманско-Куренцовской моноклинали полностью исчезают валлообразные зоны Печорской синеклизы. Кровля нижнепермских карбонатных отложений погружается на север-северо-запад от 4,5–5,5 до 9–10 км (рис. 21). Эта флексуно-разломная зона, как показывает нарастание мощностей девона с юга на север, при относительно устойчивых мощностях вышележащих каменноугольных отложений, могла возникнуть или возродиться в качестве пограничного элемента в конце каледонского цикла и, возможно, угаснуть на рубеже девона и карбона, то есть в свальбардскую тектоническую фазу. По сейсмическим данным, как над самой этой зоной, так и над связанными с ней разломами происходит увеличение мощностей перми и триаса и формирование высокоамплитудных антиклинальных структур, теряющих свою выразительность в юрских отложениях. Это свидетельствует о существенной активизации зоны в киммерийскую эпоху тектогенеза [17].

По кровле юрско-нижнеберриасских отложений наклон моноклинали меняется на северо-западный (см. «Геологическую карту...»). Коргинская ветвь Припечорского глубинного разлома, проникающая в осадочный чехол, разделяет моноклираль на Мурманскую и Куренцовскую ступени. Последняя осложнена Куренцовским локальным поднятием.

Южно-Баренцевский блок (IX) представляет собой южное замыкание Восточно-Баренцевской рифтовой системы. Зона сочленения этих структур выражена наиболее резко. В рельефе фундамента и по всем горизонтам осадочного чехла она представлена осложненной разломами флексурой, а в физических полях — зонами градиентов и сменой характера аномалий. В остаточных аномалиях силы тяжести Южно-Баренцевскому блоку соответствует обширная область положительных значений, которая вызвана подъемом нижнекорово-мантийных пород. Наиболее приподнятая (до глубины 35–30 км) часть верхней мантии образована сходящимися к центру Южно-Баренцевской впадины валообразными выступами поверхности Мохо [169]. Геофизические характеристики (пониженные скорости сейсмических волн — 8,0–7,5 км/с, повышенный тепловой поток) свидетельствуют о разуплотненном состоянии верхней мантии.

Фундамент во впадине погружен до 18–20 км и местами мощность консолидированной коры не превышает 10 км. В этих самых глубоких зонах впадины верхний слой коры скорее всего отсутствует. Поэтому относительный тектонический возраст фундамента, ввиду его интенсивной переработки в течение нескольких фаз рифтогенеза [165] и сверхглубокой погруженности, достоверно определить нельзя. Скорей всего Южно-Баренцевская впадина образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпибайкальской и Баренцевской (Свальбардской) плиты с гренвилемским фундаментом. В этой зоне [152] Свальбардская плита по глубоко залегающему сбросо-сдвигу юго-западного простирания приходит в соприкосновение с рифейско-вендскими комплексами байкалит Тимано-Печорской плиты. На древнюю структуру Свальбардской плиты накладываются более поздние тектонические процессы, связанные с развигитом, в частности Восточно-Баренцевского трога и блоково-надвиговой киммерийской орогенной системы Пайхойско-Новоземельского пояса.

Мощность осадочного чехла в Южно-Баренцевской синеклизе достигает 18–20 км [152]. Большая часть отложений приходится здесь на позднепермско-мезозойские толщи — до 14–15 км, а из них 8–10 км составляют верхнепермско-триасовые терригенные отложения [164]. В осевой части синеклизы предполагается существенное увеличение мощности девонских терригенно-вулканогенных отложений и, возможно, присутствие более древних толщ. Помимо фундамента наибольшей блоковой раздробленностью отличаются нижние части разреза — от низов палеозоя до триаса включительно.

Характерной чертой строения осадочного чехла является его насыщенность магматическими образованиями основного состава, которые обусловлены проявлениями рифтогенных этапов развития. Особо следует отметить юго-западное Кольское «ответвление» Южно-Баренцевского бассейна, отчетливо выраженное по подошве осадочного чехла и слабо отмечающееся в вышележающих горизонтах. Здесь в крайней оконечности бассейна предполагается развитие локально проявленных интрузивных тел. Ранее нами было показано наличие магматического штока в этой части региона [169] по сейсмическим данным. Все это находит подтверждение в аномалиях физических полей и вполне определенно

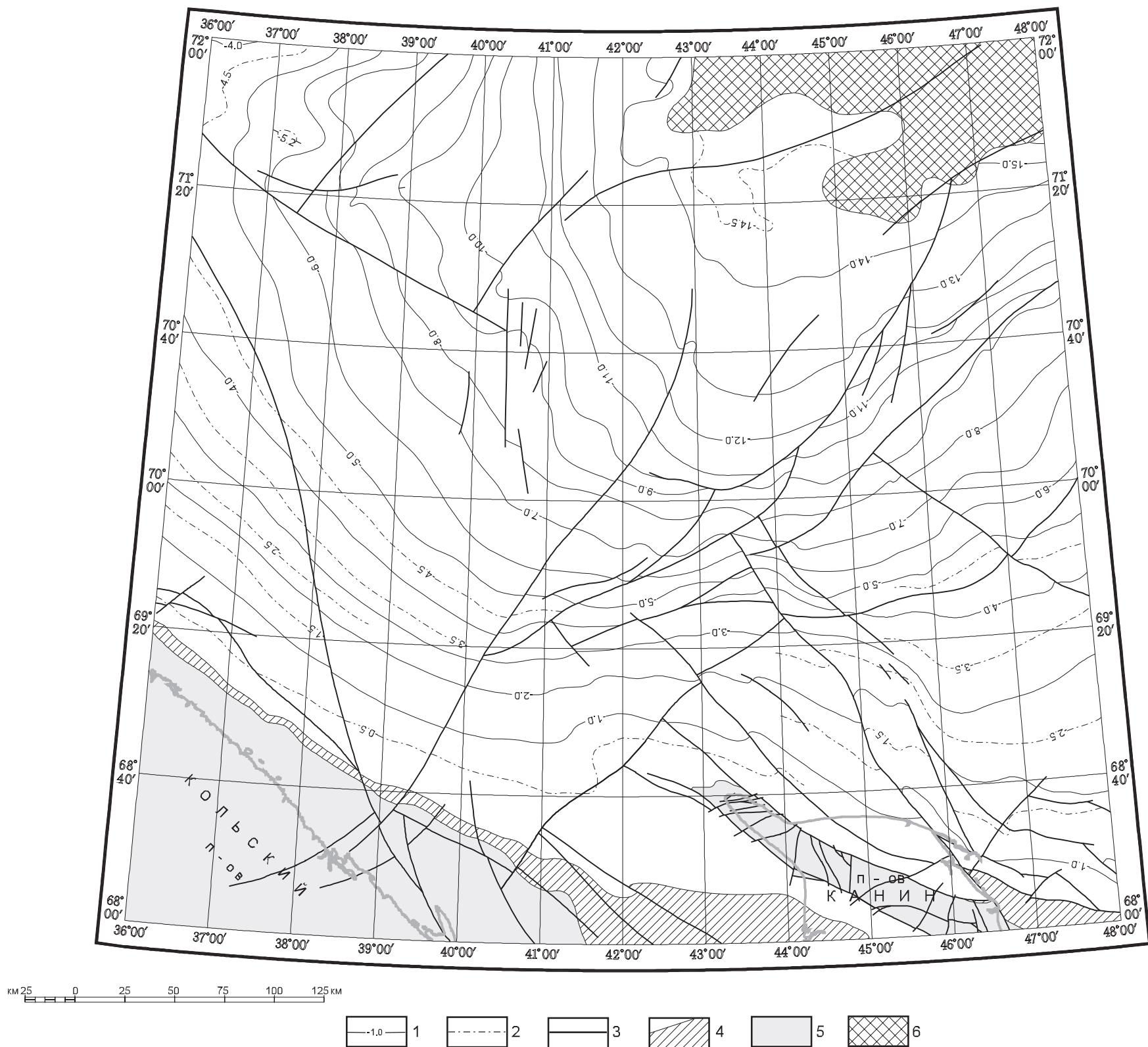


Рис. 21. Структурная схема по кровле нижнепермских (кунгурских) отложений (отражающие горизонты Ia, Ia'). Составили: С. И. Шкарубо, Э. В. Шипилов по данным СМНГ, МАГЭ, НИИ Моргеофизики.

1—2 — изогипсы сейсмических горизонтов Ia, Ia': 1 — основные (сечение 1 км), 2 — дополнительные; 3 — тектонические нарушения; 4 — область выхода на поверхность нижнепермских (кунгурских) карбонатных отложений; 5 — область отсутствия нижнепермских отложений; 6 — область фациального замещения нижнепермских карбонатных отложений терригенными.

указывает на рифтинговую природу юго-западного, Кольского замыкания Восточно-Баренцевского трога.

Определения абсолютного возраста базальтоидных образований позволяют выделить в целом для региона следующие интервалы тектоно-магматической активизации: силур—ранний девон (434—400 млн лет), поздний девон—ранний карбон (360—330 млн лет), поздняя пермь—ранний триас (257—228 млн лет), поздняя юра—мел (159—131 млн лет), палеоген (6—25 млн лет) [169].

Наиболее значительный ареал базальтоидных образований связан с верхнепермско-триасовым комплексом (см. Схему глубинного строения). Область распространения пластовых интрузий не выходит за пределы разломно-флексурных границ Восточно-Баренцевского трога. На сейсмических разрезах они выражены «аномальными» отражающими горизонтами, часто секущими напластования. Внедрение этих интрузий наиболее обособленно связывается с юрско-меловым тектоно-магматическим этапом, но имеются материалы, позволяющие выделить и позднепермско-триасовый этап [164, 166].

Юрско-меловые отложения завершают разрез Южно-Баренцевской синеклизы и слагают самостоятельный структурный ярус осадочного чехла. На обрамлении этого бассейна юрские отложения залегают на триасовых с перерывом. По кровле юрских отложений в пределах синеклизы выделяются два пояса ступеней, амфитеатром окружающих Арктическую депрессию. Внешний пояс отвечает Мурманско-Куренцовской моноклинали, а внутренний объединяет Андреевско-Бритвинскую и Надеждинско-Тулومскую региональные ступени. В структурном плане кровли юрских отложений выражены локальные поднятия, получившие развитие над структурными носами или не имеющие корней: Туломская, Арктическая, Андреевская и Ахматовская структуры.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая схема масштаба 1 : 2 500 000 построена по аналитическому генетическому принципу [111] в его современной системно-морфологической модификации [95, 108]. Основным исходным материалом для построения схемы послужила физико-географическая карта масштаба 1 : 1 000 000, специально подготовленная МАГЭ для данного листа ГКК. Привлечены также данные по геологии коренных пород, неоплейстоценовых отложений и литологии современных донных осадков. Используются материалы ранее составленных листов Госгеолкарты-1000/3 на рассматриваемую площадь и научных публикаций. Орографическая схема масштаба 1 : 5 000 000 составлена на основе геоморфологической схемы с соблюдением принципа полной делимости исследуемой площади. Орографические формы выделены по внешним морфологическим признакам [35, 71, 96] таким образом, что их границы соответствуют структурным линиям рельефа (линиям перегиба земной поверхности), зафиксированным на геоморфологической схеме. Показаны главным образом крупные орографические формы. Некоторые из них не имеют устоявшихся наименований, поскольку до настоящего времени нет общепринятого орографического деления всей площади баренцевоморского шельфа. В связи с этим для ряда форм на схеме использованы рабочие наименования, специально отмеченные в легенде.

Суша в границах листа представлена небольшим фрагментом Кольского плато и Канинским поднятием, осевым, наиболее приподнятым, элементом которого является кряж Канин Камень. Отметки высот суши достигают немногим более 200 м в районе кряжа Канин Камень и 250–300 м — на Кольском полуострове. Суша отделена от шельфа хорошо выраженными подводными склонами. Полоса прибрежного мелководья не выражена в масштабе схемы. Морское дно принадлежит к Баренцево-Карской шельфовой равнине*, которая на рассматриваемой площади имеет характерное для нее строение, то есть отличается переуглубленностью, значительным для шельфа расчленением и ступенчатостью. Наибольший перепад абсолютных отметок характерен для Кольского побережья, где он достигает

* Строго говоря, небольшой участок к востоку от линии, соединяющей мысы Святой Нос и Канин Нос, принадлежит уже к Белому морю, а именно — его так называемой Воронке [66]. Однако в рельефе дна указанная географическая граница двух морей не выражена.

первых сотен метров. За пределами прибрежных склонов на открытом шельфе наибольшие градиенты глубин наблюдаются на склонах Гусиного желоба (8,5 м/км). Наименьшие глубины на площади листа имеют место на Кольско-Канинской и Канинско-Колгуевской ступенях, где они составляют 50–80, изредка 100 м.

Сравнительно небольшими для Баренцева моря глубинами (60–70 м) характеризуются и вершинные поверхности Гусиного и Северо-Канинского плато (Южно-Канинское плато и Мурманская возвышенность располагаются на глубинах около 100 м). Все четыре перечисленных поднятия дна (по гидрографической терминологии — банки) разделены узкими глубоко врезанными желобами, отметки в которых составляют –150–200 м (в Гусином желобе до –250 м). В совокупности эти контрастно проявленные в рельефе положительные и отрицательные формы образуют линейную систему, которая в виде полосы шириной 160–175 км протягивается от берега Кольского полуострова (между устьями рек Харловка и Варзина) в направлении п-ова Гусиная Земля*.

К этой системе тяготеют также восточное замыкание Кольского желоба и входящий в него переуглубленный желоб Зюйдъюпет с отметками до –250 м. Указанная система представляет собой своеобразный геоморфологический порог, который отделяет сравнительно небольшую по площади мелководную юго-восточную часть Баренцева моря от основной значительно переуглубленной западной части. Последняя в границах листа представлена фрагментом Центральной впадины (ее южной ванной) с отметками днища –380 м и глубоководным Кольским желобом, глубины в котором (за исключением желоба Зюйдъюпет) редко превышают 200 м. Для границ орографических форм в пределах порога характерны угловатые очертания. Кольский желоб и Мурманская возвышенность подчинены северо-западному («кольскому») простираению.

Углы наклона морского дна в пределах листа испытывают существенные колебания. На субгоризонтальных и слабонаклонных вершинных и террасовидных поверхностях, а также ступенях, они редко превышают 3°. На склонах возвышенностей и желобов углы наклона дна, как правило, составляют не более 30° и лишь изредка возрастают до 1–3° (см. Схему углов наклона земной поверхности). В то же время широким распространением пользуются весьма пологие склоны (до 10°). Четко ограниченные линиями перегибов поверхности дна, они, в соответствии с систематикой элементарных поверхностей [95, 108], невзирая на их малые углы наклона, относятся к группе склоновых.

Морфологический каркас рельефа морского дна в пределах исследуемой площади в основном образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба. Гребневые линии и положительные характерные точки — вершины имеют более узкое распространение, что обусловлено абразионно-аккумулятивным выравниванием морского дна. Гребневые линии являются боковыми ограничениями эрозионных склонов, а также связаны с грядовым

* Полуостров находится за пределами листа на западном побережье Южного острова архипелага Новая Земля.

рельефом. Килевые линии приурочены главным образом к подводным долинам. Также они связаны с межваловыми ложбинами, развитыми в районе Воронки Белого моря. Морфоизографы использованы для разграничения склонов разной формы. По относительному батиметрическому положению большинство элементарных поверхностей принадлежит к группе склоновых, среди которых наиболее характерны площадки (террасы)* и уступы*. Фасы*, ограниченные сверху и снизу линиями выпуклого перегиба, распространены не столь широко — в основном, на Гусином и Северо-Канинском плато, а также на северном склоне Кольского желоба, там, где он граничит с желобом Зюйдьюпет. Для рельефа морского дна в границах листа характерно ограниченное развитие подножий*. Верхние и нижние поверхности развиты также ограниченно, еще меньшую роль играют седловины. При этом верхние фиксируют вершинные поверхности возвышенностей и плато, а единственная в пределах листа нижняя поверхность принадлежит к днищу южной ванны Центральной впадины.

Склоновые поверхности на шельфе (за исключением площадок) разделены по крутизне на очень пологие (с уклонами менее 0,001), пологие (от 0,001 до 0,005), средней крутизны (0,05–0,01) и крутые (более 0,01). Поверхности суши характеризуются большими уклонами.

В соответствии с типовой легендой геоморфологических карт [108, 111] выделены следующие группы генетических категорий: структурный, выработанный (структурно-денудационный и денудационный), абразионно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф. Определение генетических характеристик рельефа шельфа имеет свою специфику и в ряде случаев осуществляется со значительной долей условности. По сравнению с геоморфологической картой, ранее составленной на восточную часть площади [46], геоморфологическая схема к данному листу содержит ряд уточнений. Новым явилось выделение структурного рельефа. Ранее поверхности такого рода интерпретировались как структурно-денудационные. Однако при наличии признаков их приуроченности к новейшим разрывам гораздо больше оснований считать их структурными [111]. На основании уточненной карты рельефа морского дна, большее развитие получили реликтовые эрозионные склоны.

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

Структурный рельеф представлен наиболее крутыми на рассматриваемой площади уступами, которые обусловлены новейшими разрывными дислокациями или предположительно связаны с ними. Это в первую очередь Кольский склон, контролируемый разломом Карпинского, а также прямолинейные или близкие к ним участки склонов ряда желобов и Гусиного плато, в большинстве приуроченные к новейшим грабенообразным структурам [250]. Амплитуда смещения при этом составляет десятки метров. В ряде случаев структурные поверхности несут признаки

* В терминах системно-морфологической систематики [108].

эрозионного расчленения подводными долинами и ложбинами, которые тем не менее существенно не меняют облик поверхности. Протяженность таких склонов колеблется от 30 до 200 км, а высота зачастую превышает 100 м. Возраст структурных поверхностей в соответствии с продолжительностью новейшего этапа на Баренцево-Карском шельфе определен как миоцен-голоценовый (N_I-Q_H). По имеющимся данным, образование желобов (и соответственно структурных склонов) происходило в несколько этапов, наиболее активно — в конце неоплейстоцена. Облик рельефа и зафиксированные в ряде случаев следы гравитационных процессов на этих склонах свидетельствуют о том, что их развитие продолжается и в настоящее время.

Структурно-денудационный рельеф в морской части листа представлен в основном протяженными прямолинейными склонами, четко ограниченными сверху и снизу, которые чаще имеют средние уклоны, иногда крутые. Эти склоны фиксируют отпрепарированные денудацией в субэвральных и субаквальных условиях новейшие подвижки на границах блоков, образующих морфоструктуру шельфа. Склоны данной категории ограничивают крупные положительные и отрицательные морфоструктуры и являются склонами длительного развития. Протяженность их в границах листа достигает 200 км, высота 50–100 м. Возраст определен как миоцен-голоценовый (N_I-Q_H).

Значительно более узкое распространение имеют поверхности, обусловленные препарировкой выходов компетентных пород, образующих литоморфные гряды. На геоморфологической схеме такая вытянутая узкая гряда зафиксирована в днище Кольского желоба. Возраст ее предположительно позднеплейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-Q_H$). Аналогичные образования, но меньших размеров, развиты главным образом в районе основания Кольского склона. Они образованы выходами пород кристаллического основания или верхнего протерозоя, имеют крутые сильно расчлененные склоны. В масштабе схемы они не выражены. Одна из таких гряд непосредственно продолжает в море выступ мыса Святой Нос.

Денудационный рельеф на шельфе представлен несколькими категориями, различающимися по видам образующих их процессов.

Абразионные террасы и склоны изолированных возвышенностей на глубинах менее 120 м голоценового возраста (Q_H). Субгоризонтальные абразионные поверхности представлены плоскими вершинными поверхностями банок и плато, а также площадками привершинных террас с прерывистым маломощным чехлом голоценовых осадков, выработанных главным образом в отложениях позднего неоплейстоцена, реже в более древних. Они располагаются на глубинах 60–80 м на Гусином и Северо-Канинском плато и 100–110 м на Южно-Канинском плато и Мурманской возвышенности. Следы последнего оледенения и выраженной современной морской аккумуляции на них отсутствуют. Расположены абразионные поверхности вне зоны современной абразионной переработки рельефа, но в интервале глубин, охваченных последледниковой трансгрессией голоцена, которая началась от современных отметок – 100–120 м.

Предположительно к абразионным отнесены привершинные склоны Гусиного плато, выработанные в отложениях разных звеньев неоплейстоцена, и склоны небольших изолированных возвышенностей (холмов) на Нижней Колгуевской и Канинско-Колгуевской ступенях.

Эрозионные склоны представляют собой реликтовые, изначально субаэральные образования, связанные с регрессивными фазами стояния поздненеоплейстоценового бассейна. Они широко распространены на шельфе, особенно во внутришельфовых желобах и в Центральной впадине. В пределах верхних ступеней рельефа они занимают меньшую площадь и не столь выразительны. Склоны опираются на подводные долины и ложбины и, как правило, имеют в плане выпуклую форму. Выработаны в морских, ледово- и ледниково-морских отложениях позднего неоплейстоцена. По характеру преобразования в субаквальных условиях среди них выделяются две группы.

К первой относятся главным образом очень пологие, реже пологие склоны. Будучи связаны с речными долинами, возникшими во время предголоценовой регрессии, с наступлением моря они претерпели абразионно-аккумулятивную переработку, наиболее существенную в раннем—среднем голоцене. В результате они стали более пологими, менее расчлененными. Вследствие прекращения обусловившей их эрозионной деятельности, развитие склонов стало затухать. Возраст этой группы склонов поздненеоплейстоценовый (осташковский)—голоценовый (Q_{III}^4 — Q_H).

Ко второй группе относятся склоны, оказавшиеся после своего возникновения вне зоны волнового воздействия и переработанные главным образом придонными суспензионными потоками. Эродирующая работа последних и, вероятно, местами воздействие подводных гравитационных процессов, способствовали дальнейшему развитию склонов этой группы уже в субаквальных условиях, которое продолжается и в настоящее время. На склонах Центральной котловины зафиксирован ориентированный вдоль склонов волнообразный микрорельеф, обусловленный сплывами донного грунта [248]. Возраст этой группы склонов — поздний неоплейстоцен—голоцен (Q_{III} — Q_H).

Абразионные и денудационно-абразионные склоны сложного генезиса высотой до 200—250 м (при крутизне до 30°) выделены по периферии Гусиного плато. Ввиду значительных уклонов, абразия здесь, по-видимому, сопровождалась гравитационными процессами, которые продолжили свое развитие и после выхода склонов из зоны волнового воздействия, но уже в виде оползней и сплывов грунтов. Являясь поверхностями длительного формирования, склоны данной категории развивались под действием комплекса склоновых процессов и во время каждой трансгрессии (начиная со среднего плейстоцена и до голоцена включительно) подвергались абразии. Местами на них сохранились площадки морских террас. Под маломощным покровом морских осадков поверхность склонов сохраняет свой первоначальный облик и, вероятно, подновляется, развиваясь до настоящего времени, чему способствует относительное поднятие плато на фоне продолжающегося погружения желобов и Центральной впадины. По-видимому, склоны рассматриваемой

категории являются поверхностями длительного формирования, нижний возрастной предел их развития условно определен как миоценовый. Местами на них сохранились площадки морских террас, не выраженные в масштабе схемы.

Реликтовые субаэральные долины, прослеживаемые под покровом голоценовых отложений, имеют большое значение среди выработанных форм эрозионного происхождения в подводном рельефе. Они представлены в рельефе дна согласованными узкими «заливами» изобат, или вытянутыми переуглублениями, которые зачастую располагаются на продолжении долин и их фрагментов. Ширина подводных долин обычно составляет около 3–5 км, уклоны тальвегов 0,0003–0,0007. Глубина вреза колеблется от 10 до 30 м и только на склонах Северо-Канинского плато, обращенных к Гусиному желобу, возрастает до 40–50 м. Отличие этих параметров от показателей, свойственных речным долинам на прилегающей суше, является следствием преобразования в подводных условиях. До современных глубин 120 (140) м их возникновение в основном связывается с периодом осушения шельфа во время предголоценовой регрессии. В ходе последовавшей за этим трансгрессии они претерпели переработку абразией и аккумуляцией. Ее степень зависела от продолжительности этапов стабилизации уровня моря [96]. В итоге долины приобрели современный сглаженный облик и ступенчатый продольный профиль, а некоторые из них оказались разорванными на отдельные фрагменты и могут быть прослежены лишь по цепочкам узких линейных переуглублений. Что касается долин, развитых глубже уровня последней регрессии, их формирование, вероятно, происходило в течение более длительного времени и продолжается в настоящее время, поскольку эти долины, особенно на более крутых склонах, осваиваются придонными взвесенесущими потоками. Этим, а также продолжающимся погружением впадин и желобов, по-видимому, объясняется факт разработанности долин до самого днища этих отрицательных морфоструктур. К наиболее крутым склонам долин могут быть приурочены подводные оползни и сплывы донных осадков. Признаками того, что долинная сеть в значительной степени предопределена трещинно-разрывной тектоникой, можно считать частые примеры торцовых сочленений ее прямолинейных отрезков, ориентировка которых подчиняется закономерным системам простираний, характерным и для других элементов рельефа в этом районе. Переуглубления в днищах долин, так же как и встречающиеся вне их, могут быть связаны с местными гидрологическими особенностями, литологией пород или обусловлены переработкой долин в субаквальных условиях. Не исключаются и тектонические причины возникновения переуглублений. Ввиду мелкого масштаба геоморфологической схемы, подводные долины на ней обозначены только линиями тальвегов. По степени выраженности в рельефе на геоморфологической схеме они разделены на: а) выделяемые уверенно, б) предполагаемые.

Еще один вид линейных образований, показанных на схеме тальвегами, представлен межгрядовыми ложбинами в Воронке Белого моря. Здесь

в поле реверсивных течений развиты серии вытянутых аккумулятивных гряд и разделяющих их ложбин северо-западного простирания. По некоторым данным, отдельные гряды в основе имеют выступы коренных пород. Древний пролив предполагается к востоку от Северо-Канинского плато, на продолжении восточного ответвления желоба Нордьюпет. В плане он имеет ломаные коленчатые очертания. Судя по рисунку изопахит четвертичных отложений (см. Карту четвертичных образований), подобный, но более глубокий пролив аналогичного простирания некогда существовал примерно в 100 км к востоку от вышеописанного, но ныне полностью сnivelирован. Подобие этих образований позволяет предполагать их структурную предопределенность и связь с новейшими разрывами северо-восточной ориентировки.

Абразионно-аккумулятивный рельеф представлен равнинами, террасами и склонами, широко развитыми на современном шельфе. К ним отнесены те из созданных морскими волнами поверхностей, в формировании которых, по имеющимся данным, трудно выявить главенство абразии или аккумуляции. Склоны, принадлежащие к данной категории, имеют высоту 20–50 м, и в основном очень пологие и пологие. Субгоризонтальные поверхности иногда осложнены мелкими аккумулятивными формами, а склоны — реликтами речных долин. Возраст абразионно-аккумулятивных образований на участках с глубинами 130–200 м, которые с позднего плейстоцена не выходили из-под уровня моря, оценивается как поздненеоплейстоценовый. На глубинах 110–130 м, соответствующих уровню предголоценовой регрессии, возраст абразионно-аккумулятивного рельефа — поздненеоплейстоценовый (осташковский)—голоценовый, а на глубинах 10–110 (120) м — голоценовый.

Аккумулятивный рельеф на шельфе представлен широко. Он выделен на участках устойчивой морской и ледово-морской волновой и неволновой аккумуляции в позднем неоплейстоцене и голоцене. Ледниковый аккумулятивный рельеф на шельфе имеет ограниченное распространение. Наиболее молодыми поверхностями аккумулятивного происхождения являются плоские пологонаклонные морские равнины дна мелководных заливов и бухт на глубинах 0–10 м у берегов п-ова Канин. В масштабе схемы они выражены только у его северо-восточного побережья. Поверхности сформированы и продолжают свое развитие при современном стоянии уровня моря в результате влияния группы гидрогенных факторов: волн, приливно-отливных и сгонно-нагонных процессов. Возраст этих поверхностей позднеголоценовый (Q_H^4).

Морские и ледово-морские аккумулятивные равнины, террасы и склоны на глубинах: а) 10–110 (120) м, голоценового возраста (Q_H), б) 110–130 м, поздненеоплейстоценового (осташковского)—голоценового возраста (Q_{III}^4 – Q_H), в) 130–200 м, поздненеоплейстоцен-голоценового возраста (Q_{III} – Q_H), пользуются широким распространением. Ширина субгоризонтальных аккумулятивных равнин достигает 100 км и более. От расположенных ниже склонов они отделены бровками — линиями выпуклого перегиба, а от вышерасположенных — линиями вогнутых перегибов — тыловыми швами.

Последние на значительных по протяженности отрезках предположительно отвечают древним береговым линиям, соотносимым на рассматриваемой площади: а) с предголоценовой регрессией (на современных глубинах 110–120 м) и б) с несколькими стадиями развития голоценового бассейна (на глубинах 80–90, 50–60 м). Поверхности сформированы преимущественно за счет терригенного материала, поступающего на шельф за счет размыва берегов, выноса реками и приноса льдами, меньшую роль играют биогенные ракушечные осадки. На аккумулятивных поверхностях широко представлены реликты долинной сети, местами в форме отдельных узких замкнутых вытянутых переуглублений. Встречаются сравнительно мелкие аккумулятивные формы предположительно гидрогенной природы, в том числе бары. На участках, открытых современному волнению, выявлен мезо- и микрорельеф ряби разного порядка, ориентированной поперек преимущественного юго-западного направления волн. В Воронке Белого моря развиты гряды, образованные реверсивными течениями из материала, выносаемого из Белого моря. Отрицательные формы микрорельефа на мелководье представлены современными бороздами выпаживания, созданными севшими на дно льдами. Данные формы имеют сезонный характер и, по-видимому, в основном уничтожаются сильными штормами в течение безледного периода года. Вероятно, имеет место периодическое из года в год возобновление борозд на одних и тех же участках. Аккумулятивные склоны — пологие и очень пологие, прямолинейные или дугообразные в плане, разделяют террасы и равнины соседствующих уровней.

Подножия склонов внутришельфовых впадин, созданные отложением гравититов и нефелоидов, поздненеоплейстоцен-голоценового возраста ($Q_{III}-Q_H$) в масштабе схемы зафиксированы у днища южной ванны Центральной впадины. По-видимому, они имеют более широкое распространение, но довольно узки, что говорит об ограниченных объемах поступления осадочного материала и продолжающемся погружении впадины.

Днища внутришельфовых желобов и впадин, созданные преимущественно морской и ледово-морской седиментацией (в глубоких замкнутых впадинах при существенной роли нефелоидной седиментации), поздненеоплейстоцен-голоценового возраста ($Q_{III}-Q_H$), располагаются на глубинах: а) 160–200 м, б) 200–300 м, в) более 300 м.

Они представляют собой наиболее погруженные плоские субгоризонтальные или слабонаклонные участки морского дна, не затронутые активными гидродинамическими и гравитационными процессами, заполненные осадками с повышенным содержанием тонких фракций. В их пределах возможно перераспределение поверхностного слоя отложений с концентрацией их в понижениях мезорельефа под действием слабых придонных течений. Поздненеоплейстоцен-голоценовый возраст определяется по осадкам, формирующим осадочный покров.

Моренные гряды, созданные ледниковой аккумуляцией, зафиксированы в Кольском желобе и на его восточной периферии, а также на Гусиной террасе. Это реликтовые образования, частично переработанные

в субаквальных условиях. Они представляют собой гряды протяженностью 20–40 км при относительной высоте 20–30 м. В районе Кольского желоба их формирование связывают с последним осташковским оледенением. На Гусиной террасе морены имеют ранне-среднеплейстоценовый возраст (Q_{I-II}). На расположенной восточнее Гусиной банке в зоне активной абразионной переработки подобные образования сnivelированы и сохранились лишь в виде плащеобразного покрова.

Аккумулятивные морские формы рельефа представлены также барами и прочими относительно мелкими формами гидрогенной природы. Бары по характерной выпуклой в плане форме зафиксированы в основании западного подводного склона о-ва Колгуев.

РЕЛЬЕФ СУШИ

В масштабе 1:2 500 000 ввиду неизбежной генерализации изображения возможно дать лишь сильно обобщенную характеристику поверхности суши. Подробное описание рельефа полуостровов Канина и Кольского, а также истории его исследования приводилось неоднократно [33, 36, 51, 97, 147, 261]. Здесь она дается в сжатом виде, но с учетом ряда новых данных [18, 116, 127, 151, 258]. По сравнению с геоморфологической картой масштаба 1:1 000 000, ранее составленной на восточную часть площади [46], генетическая характеристика отдельных элементов рельефа в настоящей работе пересмотрена. В основном это коснулось территории п-ова Канин.

Облик современного рельефа Кольского полуострова в основном определяется характером поверхности коренных кристаллических пород докембрия. Преимущественным развитием пользуются денудационные и структурно-денудационные равнины нескольких высотных уровней, последовательно понижающихся в сторону Баренцева моря [38]. Их поверхность была выработана в течение нескольких эпох пенепленизации, последняя из которых, зафиксированная реликтами линейной каолинитовой коры выветривания, завершилась в палеогене. Соответственно возраст рельефа всех трех выделяемых здесь генетических категорий в своей основе палеогеновый. Породы коренного основания представлены в основном устойчивыми к разрушению магматическими и метаморфическими породами верхнего архея. Достоверных признаков активной экзарации последним ледником на рассматриваемой территории не выявлено. Рыхлый покров распространен здесь не повсеместно и лишь отчасти моделирует рельеф коренных пород. Мнения относительно рельефообразующего значения дифференцированных подвижек блоков в течение новейшего этапа расходятся. Масштаб их проявления на рассматриваемой площади не одинаков. В полосе, прилегающей к береговому обрыву, рыхлый покров имеет минимальную мощность. На высотах до 200 м здесь развиты структурно-денудационные наклонные холмисто-грядовые равнины, в строении которых максимально проявлены особенности трещинной структуры, в значительной степени унаследованной от древних разломов [147]. Характерны крутые и очень крутые

склоны возвышенностей, каньонообразные речные долины с резкими изломами продольного профиля. По-видимому, в области, прилегающей к погружающемуся баренцевоморскому шельфу, в наибольшей степени сказалось воздействие движений новейшего этапа, и палеогеновый выровненный рельеф оказался переработан сильнее, чем в более южных районах рассматриваемой площади. В связи с этим возраст рельефа здесь скорее миоцен-голоценовый (N_1-Q_H). Южнее расчлененность плато снижается, его поверхность становится плоско-волнистой. Это денудационные слабонаклонные равнины на высотах: 200–250 м, созданные комплексной денудацией магматических и метаморфических пород верхнего архея, палеогенового возраста. Рыхлый чехол представлен здесь осташковской мореной, локально обусловившей развитие холмистого рельефа.

Структурно-денудационные ступенчатые плоско-волнистые равнины на высотах 200–300 м, созданные комплексной денудацией магматических и метаморфических пород верхнего архея, выделены в юго-западном углу листа [38]. Здесь же отмечены районы развития друмлинов и озов последнего оледенения. Масштабы его развития и воздействия на рельеф до настоящего времени остаются дискуссионными. Согласно геологическим и геоморфологическим данным по шельфу, полученным при составлении листов Северо-Карско-Баренцевоморской серии, предполагается, что распространение Скандинавского ледника на прилегающий шельф не простиралось севернее Мурманской возвышенности. Также нет свидетельств и существования в это время на площади, ныне занятой морем, сплошного Баренцево-Карского ледника. На суше развитие Скандинавского покрова в юго-восточном направлении, где в это время существовал пассивный Понойский ледник, тоже было ограничено (см. раздел «Четвертичная система»).

Морской послеледниковый рельеф, представленный на северном побережье Кольского полуострова лестницей береговых абразионных и аккумулятивных уровней, не выражен в масштабе геоморфологической схемы. Всего насчитывается свыше 20 трансгрессивных и регрессивных террасовых уровней, но одновременно можно наблюдать не более четырех-восьми. Так, в устье р. Харловка наблюдается серия из пяти аккумулятивных террас: 1,5; 3; 6,5; 12; 24 и 45 м, а в устье р. Восточная Лица — семь (как абразионных, так и аккумулятивных). При этом три нижние имеют те же высотные уровни, что и террасы в устье Харловки, а выше них террасы располагаются на отметках 9, 12, 24 и 55 м [151]. Современные аккумулятивные береговые образования развиты только в заливах и приустьевых частях рек. Для всего террасового комплекса отмечено понижение абсолютных высот террас в юго-восточном направлении, наименее деформирован нижний позднеголоценовый комплекс [147]. На этом фоне отмечаются локальные отклонения отметок террас, обусловленные разницей амплитуд неотектонических подвижек отдельных блоков. В целом отмечается снижение скоростей поднятия побережья в течение голоцена. В настоящее время оно продолжается и способствует развитию экзогенных процессов.

Современные речные долины нередко представляют собой водотоки между озерными котловинами. В плане реки и береговая линия озер отличаются многочисленными прямолинейными отрезками и коленообразными изгибами. Наиболее широко распространены линейные элементы рельефа северо-западного и северо-восточного простирания, которые связывают с трещинно-разрывными дислокациями. Для продольного профиля рек характерна невыработанность, ступенчатость, заметное увеличение уклона в нижнем течении, где нередки пороги и водопады [36, 51, 97, 116, 147]. Пойменный и русловой аллювий развит локально, имеет грубый состав и малую мощность, редко превышающую 1 м.

Морские берега Кольского полуострова, в основном ровные, сбросовые, обусловленные разломом Карпинского. Скорость разрушения берегов невелика вследствие высокой устойчивости пород, слагающих побережье. Помимо волнового воздействия в разрушении берегов принимает участие морозное выветривание, способствующее фрагментации скального массива на блоки. Максимальная скорость размыва берега не превышает 0,004 м/год [151].

Геоморфологическое строение п-ова Канин весьма сложно и трактуется различными авторами неоднозначно. Данные о количестве, возрасте и генезисе ярусов рельефа весьма противоречивы [46, 258, 261], и вопрос о его генезисе и истории формирования далек от своего разрешения. Генетическая и возрастная характеристика аккумулятивного рельефа приводятся ниже в соответствии с представлениями о четвертичных образованиях полуострова, принятыми в настоящей работе.

Верхний ярус рельефа п-ова Канин на высотах 150–200 м составляют структурно-денудационные наклонные плоско-волнистые равнины кряжа Канин Камень, созданные комплексной денудацией складчатых терригенно-карбонатных метаморфизованных пород рифея. Они лишь местами перекрыты маломощным рыхлым покровом, возраст которого, по данным различных авторов, оценивается от раннего до позднего неоплейстоцена. Этот покров не имеет рельефообразующего значения. Устойчивостью коренных пород к эрозии обусловила слабую расчлененность рассматриваемых равнин. Снизу они ограничены четкими структурно-денудационными и денудационными уступами, не выраженными в масштабе картографирования. В основном, облик рельефа вершинных поверхностей кряжа диктуется характером поверхности коренных пород. Формирование ее, судя по возрасту коры выветривания, завершилось в палеогене, что определяет палеогеновый возраст рассматриваемых поверхностей на геоморфологической схеме.

Нижележащие ярусы рельефа представлены аккумулятивными образованиями. Верхний из них на отметках 120 (140)–160 м занимает полого-волнистые (реже холмисто-грядовые) заболоченные ледниково-озерные(?) равнины предположительно осташковского возраста ($Q_{III}^{4?}$). Они сильно расчленены эрозией вплоть до вскрытия в руслах рек коренных пород. Снизу поверхности этого яруса ограничены сравнительно пологими денудационными и эрозионно-денудационными склонами, а также уступами нижележащих уровней, выработанными как в коренных породах, так и в

рыхлых отложениях. Развитый ниже них аккумулятивный рельеф представлен плоскими пологонаклонными моренными(?) равнинами предположительно осташковского возраста ($Q_{III}^{4?}$). Ниже они сменяются морскими террасами и террасовидными равнинами нескольких уровней. В северной части полуострова это преимущественно четвертая морская терраса поздненеоплейстоценового возраста (Q_{III}), более низкие (и более молодые) уровни здесь не выражены в масштабе схемы. Напротив, к югу от кряжа Канин Камень шире представлены низкие голоценовые террасы. Вторая морская терраса (террасовидная равнина) — плоская пологонаклонная — располагается на отметках 5–10 м. Фрагменты первой морской террасы встречаются на высотах 0–5 м в комплексе образований нижнего яруса рельефа, имеющего позднеголоценовый возраст (Q_{H}^{4}). В его составе также присутствуют пляжи, отмели, береговые валы и косы. В масштабе геоморфологической схемы данный ярус проявлен только у южной кромки листа, хотя имеет развитие практически вдоль всего побережья.

Морские берега преимущественно выровненные, абразионные, аккумулятивные, термоабразионные, на северо-востоке полуострова — лагунные. Скорость отступления берегов на участках размыва измеряется метрами в год. Таким высоким темпам способствуют процессы термоденудации.

Относительно масштабов и активности поздненеоплейстоценового оледенения на п-ове Канин единого мнения нет. Исследования последнего времени [18, 258, 261], наряду с данными по прилегающему шельфу, свидетельствуют о развитии здесь в позднем валдае лишь ограниченных по размерам маломощных пассивных ледников.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа области, заключенной в рамках листа, в основном связана с новейшим этапом, начало которого оценивается по-разному из-за его асинхронности. Исходя из возраста кор выветривания на прилегающей суше, в некотором приближении оно может быть принято позднепалеогеновым. Ввиду сложного строения региона, отсутствия ряда групп новейших отложений и дискуссионности многих вопросов палеогеографии, история развития рельефа реконструируется лишь в самых общих чертах.

Помимо тектонических движений, обусловленных формированием сопредельных с баренцевоморским шельфом океанических впадин, в становлении современного облика рельефа существенную роль сыграли колебания уровня морского бассейна и неоднократные оледенения. Начало расчленения территории принято связывать с общим погружением и активизацией блоково-разрывного тектогенеза в миоцене. Тогда началось заложение наиболее протяженных крутых и высоких из наблюдаемых ныне склонов. Усилившаяся дифференциация подвижек отдельных блоков привела к оформлению внутришельфовых возвышенностей и плато. Тот факт, что на всей рассматриваемой площади не сохранилось отложений от палеогена до эоплейстоцена, говорит о том, что здесь длительное

время господствовала денудация, а глубокие замкнутые впадины были сформированы здесь в основном позднее этого времени. В начале неоплейстоцена в южной части площади уже существовали понижения, в которые распространились воды трансгрессирующего морского бассейна. Возвышенности в это время служили центрами оледенения.

В позднем неоплейстоцене продолжались дифференцированные движения отдельных блоков, сопровождавшиеся погружением желобов и впадин и поднятием плато и возвышенностей. Амплитуда поднятий могла быть весьма существенной. Эвстатические колебания уровня моря имели значительный диапазон, особенно на начальных стадиях. Морские бассейны, площадь развития которых то увеличивалась, то сокращалась, уже не прекращали своего существования в пределах рассматриваемой области. Они оставили свидетельства в виде морских, ледово-морских аккумулятивных равнин и террас. В условиях активных тектонических движений диапазон глубин, в котором возможно нахождение следов последней регрессии в позднем валдае, по-видимому, может превышать средние оценки (100–120 м).

Вследствие дифференцированных неотектонических движений, достигших наибольшего размаха в конце позднего неоплейстоцена, оформился современный морфоструктурный план. При этом произошла инверсия рельефа во всем поясе возвышенностей, где в неоплейстоцене местами происходило морское осадконакопление, насчитывающее не менее двух циклов. Первые, ныне погребенные, эрозионные врезы в этой области связываются с концом среднего неоплейстоцена.

Следы ранневалдайского оледенения, по данным Д. А. Костина, (см. раздел «Четвертичная система») сохранились в виде единичных небольших по размерам реликтов морен и ледниково-морских образований вблизи Мурманского берега и в северной части листа. Относительно границ распространения последних поздневалдайских ледников давно ведется дискуссия [34, 105, 140, 151]. Данные самого последнего времени, полученные по северным районам шельфа [127], дают основание предполагать более широкое оледенение на севере Баренцева моря.

Характер рельефа дна и четвертичных отложений рассматриваемой области говорит в пользу преимущественного развития здесь в позднем валдае на площадях с современными отметками ниже –120 (140) м морского бассейна с покровом паковых льдов, а выше этих отметок — низменной, дренируемой реками суши с тундровыми ландшафтами [34, 46, 127, 261]. Гусиное плато скорее всего представляло собой остров, а Северо-Канинское — полуостров.

Фактов, свидетельствующих о выходе на шельф в осташковское время Канинского ледника, не выявлено. Что касается Скандинавского покрова, то по данным Д. А. Костина, представленным в настоящей работе (см. Карту четвертичных образований), северная граница этого покрова в осташковское время проходила южнее Мурманской возвышенности.

С распространением голоценовой трансгрессии, развивавшейся в целом, направленно и быстро, но неравномерно, субаэральный рельеф подвергся ограниченной абразионно-аккумулятивной переработке, степень

которой зависела от длительности стояния уровня моря на тех или иных глубинах. В дальнейшем со стабилизацией современного уровня моря, на всей площади, за исключением островов, стали господствовать обстановки морского и ледово-морского осадконакопления в условиях полярного климата. По мнению Р. Б. Крапивнера [89], трансгрессия в это время объяснялась преимущественно тектоническими причинами, а погружение баренцевоморского шельфа было очень быстрым. На самых последних стадиях сформировался рельеф современного побережья. За пределами узких прибрежных зон подводный рельеф, созданный на предшествующих этапах развития, моделируется морем в основном очень слабо. В голоцене с постепенным снижением скоростей продолжалось поднятие районов современной суши. Морские террасы оказались подняты на значительную высоту. Происходило активизируемое поднятием врезание речных долин. Характер современных экзогенных процессов в рассматриваемой части Кольского полуострова контролируется составом пород, неотектоническим режимом, особенностями рельефа и климатом территории [116]. Водораздельные пространства подвержены главным образом выветриванию, дефляции и плоскостному смыву. В депрессиях рельефа идет аккумуляция, а при затрудненном стоке — заболачивание. Сходные процессы, с учетом местных особенностей и более низменного рельефа, происходят и на п-ове Канин.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Как видно из описания и иллюстративных схем, в современном тектоническом плане регион представляет собой сочленение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы, «разобщенных» системой складчато-надвиговых дислокаций Канино-Тиманского пояса и его северо-западного продолжения.

Возникновение и развитие главных отрицательных элементов, доминирующих по площади в регионе и скрытых под осадочным чехлом, связано с неоднократно проявившимися этапами активизации (в ряде случаев, асинхронной) рифтогенных процессов [165, 169].

Остановимся на основных чертах развития региона в фанерозое, но сначала — некоторые сведения о событиях в архее и протерозое [122].

АРХЕЙСКИЙ ЭТАП

В структуре северной части Балтийского щита выделяются два главных блоковых элемента, имеющих северо-западное—юго-восточное простираие и продолжающихся с этим простираием к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы, как видно из гл. «Тектоника». Это блоки (террейны) — Мурманский и Центрально-Кольский. Они образованы позднеархейскими комплексами пород с возрастом не более 2,700–2,930 ± 52 млн лет [190], в той или иной степени подвергшимся переработке в раннем протерозое. Титовско-Поросозерская шовная межблоковая зона, разделяющая эти элементы, представляет собой архейский зеленокаменный пояс. Возраст главного метаморфизма и гранитизации, за которым последовало внедрение основных интрузий, составляет около 2,55–2,45 млрд лет.

В общем можно считать, что становление континентальной коры, составляющей эту часть Балтийского щита, закончилось к началу раннего протерозоя и на долю последнего приходится лишь переработка этой коры.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Ранний протерозой. Наименьшей переработке в этом зоне подвергся Мурманский блок. В Центрально-Кольском блоке, в его южной части в раннем протерозое сформировалась крупная Имандра-

Варзугская рифтогенная структура — протоавлакоген, выполненная мощной толщей основных, ультраосновных и в подчиненном количестве средних и кислых лав, а также обломочных и карбонатных пород. В конце раннего протерозоя толщи заполнения рифтовых зон подверглись умеренным деформациям сжатия с образованием крутых надвигов, и метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой ступеней. Как в пределах рифтовой системы, так и на остальной площади Центрально-Кольского блока в раннем протерозое в процессе раскалывания архейской коры формировались серии даек основного состава, а также произошло внедрение многочисленных интрузивных тел, которые по составу и возрасту образуют три группы: мафит-ультрамафитовую, среднюю и кислую, щелочную. Становление этих плутонов имело место главным образом в начале эона — 2,4–2,3 млрд лет назад, причем первые известны и в Лапландско-Беломорском поясе (за пределами карты). В конце раннего протерозоя была завершена кратонизация северо-восточной части Балтийского щита и его продолжения под чехлом Мезенской синеклизы.

Баренцевоморская область сохраняла высокую подвижность вплоть до второй половины раннего протерозоя.

Р а н н и й и с р е д н и й р и ф е й. В течение раннего и части среднего рифея Кольский мегаблок сохранял стабильное и приподнятое положение. Во второй половине(?) среднего рифея его окраины начали плавно погружаться с накоплением типично платформенных обломочных пород, и этот процесс продолжался и в позднем рифее. Характерно то, что при этом конфигурация поднятия почти соответствовала современным контурам Кольского полуострова.

Между тем, в пределах будущей Мезенской синеклизы начали закладываться рифты северо-западного—юго-восточного простираний, в том числе Беломорской системы, охватывающие Кольский полуостров с юга и севера. На юго-востоке они торцово сочленились с Сухонским окончанием Среднерусской рифтовой системы северо-восточного простирания. Параллельно Мезенской системе, но северо-восточнее, простиралась Тиманская система, на основе которой в среднем рифее оформилась пассивная окраина Европейского континента (Балтики), обращенная к зарождающемуся Палеоазиатскому океану. Эта окраина простиралась до современной Припечорской зоны разломов, вдоль которой предполагается развитие вулканической дуги в позднем рифее и венде. Образование этой дуги скорее всего было связано с существованием зоны субдукции, наклоненной под нее с северо-востока. Восточнее дуги в районе Большеземельской тундры существовал микроконтинент, а в Варандей-Адзвинской зоне предполагается развитие оси спрединга.

В режиме высокой подвижности в раннем и среднем рифее развивалась и область будущей Свальбардской плиты (по крайней мере, ее западная часть, где складчатый фундамент, прорванный гранитами, выступает на Северо-Восточной Земле Шпицбергена).

П о з д н и й п р о т е р о з о й (поздний рифей—ранний венд) характеризуется тем, что на границе внутреннего и внешнего шельфа в полосе

современного Тиманского кряжа возник барьерный риф, а восточнее продолжалось развитие вулканических дуг.

В пределах Свальбардской плиты происходило отложение вулканогенной молассы, выше несогласно сменяющейся терригенной (внизу), карбонатной (вверху), мощной толщей верхов верхнего рифея и тиллитами нижнего венда.

В Мезенской синеклизе продолжалось заполнение рифтовых прогибов, а на поднятиях и по периферии Кольского мегаблока Балтийского щита — накопление относительно маломощных обломочных отложений и затем тиллитов.

Общее выравнивание структурного плана этой области произошло к началу венда. Возможно, что это связано с горизонтальным сжатием, обусловленным заложением в это время подвижных поясов [112]: с одной стороны Северо-Атлантического с раскрытием на его месте океана Япетус, а с другой — Тимано-Печорского.

Поздний венд — ранний кембрий. Этот этап в пределах Тимано-Печорской плиты, ее северо-западного продолжения, на уральском и пайхойском обрамлении ознаменовался байкальским орогенезом, приведшем к интенсивному смятию пород. Рифейские и вендские отложения подверглись складчато-надвиговым деформациям.

Тимано-Канинско-Варангерская зона в результате сжатия претерпела инверсию, и ее складчатые образования были надвинуты на Восточно-Европейскую платформу. Свидетелем этого орогенеза стало образование Предтиманского прогиба, выполненного пестроцветной вендской молассой. Формирование Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса сопровождалось внедрением гранитных интрузивов, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет от 585–610 млн лет до 527 ± 6 млн лет, что соответствует интервалу поздний венд — ранний кембрий [15]. Считается, что причиной орогенеза явилось столкновение части Арктиды — Баренции (Свальбардской и Тимано-Печорской плит) с северо-восточным, балтийским краем Восточно-Европейской платформы [92]. Сценарий этого события представляется следующим. В позднем докембрии Тиманский край Восточно-Европейской платформы (Тиман и прилегающий к нему Ижемский блок фундамента Печорской плиты, полуостровов Средний, Рыбачий и Варангер) развивался в режиме пассивной окраины. К северо-востоку от окраины располагался океанический бассейн, литосфера которого субдуцировалась в зоне конвергенции, существовавшей в это время на Большеземельском краю континента Арктида (юго-западный край Большеземельского мегаблока фундамента). На это указывает активный магматический режим, господствовавший в позднем докембрии на этом окраинном сегменте Арктиды. В пределах Большеземельского мегаблока магматизм имел ярко выраженный надсубдукционный характер, происходило формирование непрерывных серий как вулканических, так и интрузивных гранитоидов широкого спектра. К концу венда океанический бассейн, разделявший Восточно-Европейский кратон и Арктиду, полностью закрылся. Края континентов сблизилась настолько, что начались процессы континентальной коллизии,

структурным выражением которых стало образование асимметричного (и дивергентного по Кузнецову и др., 2005) Тимано-Печорского (называемого в литературе Тимано-Варангерской складчатой системой байкалид или Канино-Тиманским складчатым поясом) коллизионного орогена. На фоне коллизионных процессов в конце венда—кембрии существенно изменился вектор схождения континентов, в результате чего столкновение континентов приобрело характер косо́й коллизии с образованием разломов сдвигового характера.

Таким образом, в результате коллизии двух континентальных масс возник фронтальный, комбинированный на отдельных участках со сдвигом, взбросо-надвиг тиманских байкалид. Он прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа и продолжается на п-ов Канин, затем вновь прослеживается на перемычке между полуостровами Рыбачий и Средний и далее на п-ове Варангер в виде линеамента Тролльфьорд-Комагельв.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ И МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАПЫ

В раннепалеозойское время в ордовике Тимано-Печорская область стала превращаться в пассивную окраину Восточно-Европейского континента, а восточнее, субпараллельно ей, произошло раскрытие Уральского океана. На Печорской плите обнаруживаются в основном отложения внутреннего шельфа, а осадки внешнего шельфа, в значительной степени карбонатные, распространены в пределах полосы предуральских прогибов.

К предсреднедевонскому времени в южной части Баренцева моря, включая Печорское, формируется обширная синеклиза, отвечающая платформенному этапу развития и морского выравнивания [103]. Она заполняется, судя по всему, преимущественно карбонатными отложениями.

Вслед за этим последовало относительное воздымание региона и разрыв указанных образований. Этот интервал времени (средний—поздний девон) — важный период событий в пределах не только Тимано-Печорской, но и сомкнувшейся с ней ранее Свальбардской плиты. Указанное сводообразование предшествовало эпохе рифтогенеза (фран—фамен). Мощное проявление деструктивных процессов затронуло все ранее консолидированные элементы континентальной коры, включая карледониды Скандинавии и Шпицбергена. Вероятно, что в это время формируется Восточно-Баренцевская рифтовая система, а также интенсивно развиваются авлакогены Печорской плиты.

На сейсмических разрезах верхнедевонские отложения с резким угловым несогласием залегают на отложениях нижнего—среднего девона и более древних толщах, перекрывая сложную систему листрических сбросов, формирующих юго-восточный борт Южно-Баренцевской синеклизы.

Позднедевонский этап рифтогенеза создал разветвленную и протяженную систему рифтов и грабенов северо-западных и

северо-восточных простираний, охватывающих практически всю площадь Западно-Арктической платформы [169].

Рифтинг на Тимано-Печорской плите также сопровождался базальтоидным вулканизмом (Печоро-Колвинский авлакоген и Западно-Колгуевский рифт). Аномальные сейсмические горизонты, обусловленные проявлениями базальтоидного магматизма, отмечались вблизи п-ова Канин [166]. По нашим полевым наблюдениям (п-ов Канин, 2002 г.) породы основного состава обнажаются здесь и в зоне отлива на побережье этого полуострова. Видимо, на этом этапе получает отчетливое развитие Кольско-Южно-Баренцевское ответвление Восточно-Баренцевской рифтовой системы, по существу утыкающееся в трансрегиональную границу между Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформами. Эта ветвь обладает всеми признаками, характерными для структур такого типа: магматизм, поперечное смещение по разломам и т. п. Судя по всему, дальнейшее ее развитие было унаследованно-возобновленным в пермско-триасовое время. Севернее, в Баренцевом море рифтогенез местами продолжался до раннекаменноугольного—башкирского времени.

В позднем карбоне—ранней перми наступает период относительной стабилизации. Устанавливается преимущественно платформенный режим с развитием обширных участков карбонатного шельфа. По периферии Южно-Баренцевского бассейна получают развитие рифтогенные постройки, фиксирующие наличие бровки палеошельфа, а далее относительно глубоководных условий в центре впадины. В ряде районов происходит накопление эвапоритов.

В депоцентре Южно-Баренцевского бассейна в это время происходит постепенное замещение карбонатного осадконакопления глинистым, формируются депрессионные фации. Максимальные глубины палеобассейна в позднем карбоне—ранней перми, как показывает анализ сейсмических разрезов, не превышали 1,0–1,5 км.

Позднепермско-триасовый этап сочетает в себе разнонаправленные тенденции развития. С одной стороны, с середины девона по средний триас шло созидание (аккреция) нового суперконтинента Пангея-II [161, 164]. В обстановке коллизии придвигавшегося с востока Сибирского континента с Восточно-Европейским континентом Уральский океанический бассейн замыкается, и на его месте формируется ороген со сложной покровно-складчатой структурой и горным рельефом. Вдоль фронта этого орогена образуется система передовых прогибов, заполняющихся молассовыми толщами. Коллизионное сжатие распространяется на восток Тимано-Печорской плиты. Молассовое выполнение передовых прогибов вовлекается в складчато-надвиговые деформации. По мнению В. Н. Пучкова (1996), продолжение этих коллизионных процессов в дальнейшем (поздний триас—ранняя юра) привело к формированию и Новоземельского складчатого пояса, но уже в результате неравномерной косо ориентированной коллизии отмеченных континентов.

Вместе с тем происходит нарастание и процессов континентально-го рифтогенеза внутри Пангеи-II. В пределах рассматриваемого региона позднепермско-триасовый этап развития резко отличается от всех

предыдущих и последующих. Деструктивные процессы проявились вспышкой рифтогенеза с сопутствующим магматизмом, тектоно-термаль-ной переработкой консолидированной коры и интенсивными вертикаль-ными и горизонтальными движениями [85, 164].

На востоке Баренцева моря качественно меняется состав отложений: от карбонатного и карбонатно-терригенного (в ранней и начале поздней перми) на исключительно терригенный.

Форсированно возрастают скорости осадконакопления: за период от поздней перми до позднего триаса, т. е. за 20–25 млн лет, в Восточно-Баренцевском бассейне была сформирована гигантская линза терриген-ных пестроцветных образований с мощностью в депоцентрах 8–9 км [169]. Общая же мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10–11 км, что составляет не менее половины всего осадочного выполнения мегабассейна [17].

В минеральном составе верхнепермско-нижнетриасовых глинистых отложений Южно-Баренцевского бассейна фиксируется появление мон-тмориллонита, максимальное содержание которого отмечается в оленек-ских образованиях. Непосредственно стратиграфически выше и ниже по разрезу минерал отсутствует. Это свидетельствует о существовании в соот-ветствующий период коры выветривания магматических пород основного состава. Признаки тектоно-магматической активизации, маркирующие обстановку растяжения в позднепермско-раннетриасовое время, отмеча-ются в бортовых зонах Южно-Баренцевского бассейна. В керне морских скважин, а также в обнажениях пород крайнего запада Новой Земли в терригенных отложениях верхней перми и нижнего триаса (шадровская и адмиралтейская свиты) установлены горизонты и прослои вулканоген-ного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами среднего—основного состава, а также брекчиро-ванные породы. Синхронный основной магматизм нашел место в смеж-ных областях Печорской плиты, Свальбарда и Земли Франца-Иосифа. Сейсмические данные указывают на развитие в пермско-триасовых от-ложениях клиноформ, а также «аномальных» отражающих горизонтов, обусловленных магматическими телами основного состава.

В рассматриваемый период происходит существенная перестройка структурного и тектонического плана: депоцентр раннепермского осад-конакопления в Южно-Баренцевском бассейне, располагающийся южнее 72° с. ш. (в современных координатах), субширотного простираения, в позд-ней перми—триасе смещается севернее 72° с. ш. и приобретает трехлуче-вую конфигурацию с преобладающей субмеридиональной ориентацией. Проявляются контуры поднятия, разделившего оси депоцентров южного бассейна.

В условиях лавинной седиментации на юге преобладают континенталь-ные и прибрежно-морские фации, сменяющиеся морскими в северном направлении.

Значительная амплитуда и скорость прогибания Южно-Баренцевской синеклизы, опережающая по темпам лавинное осадконакопление, скорее всего может быть объяснена интенсивным инъецированием земной коры

бассейна базитовой магмой. Это вызвало ее утяжеление и погружение на встречу поднимающемуся мантийному диапиру [169].

С этого, переломного для геологической истории региона, рубежа стабилизированный платформенный режим приобретает явные черты подвижности. Высокие скорости погружения и некомпенсированное осадконакопление на востоке Баренцева моря сопровождается базитовым магматизмом, смещением депоцентов осадконакопления и структурных планов основных поверхностей раздела осадочного чехла. Эта подвижность зафиксирована в диахронности ряда опорных сейсмических горизонтов, отражающих миграцию во времени и пространстве фациальных обстановок и свидетельствующих об отсутствии отчетливых латеральных границ между отложениями, сформировавшимися в этих обстановках.

В юго-восточной части Баренцева моря рифтогенная система приобретает устойчивую трехлучевую конфигурацию: одна ее ветвь направлена в сторону Кольского полуострова (Кольско-Южнобаренцевская, средне-позднепалеозойская), другая — в сторону Печорской плиты, а третья, субмеридиональная, проходит под современной Лудловской перемычкой. Все они сходятся примерно в центре Южно-Баренцевской синеклизы. Вследствие неоднократного проявления рифтогенных процессов, структура последней становится исключительно чувствительной к тектонической активизации в соседних областях.

Каждому из пермско-триасовых депоцентов трехлучевой системы Южно-Баренцевского бассейна отвечают области резко пониженной мощности земной коры и соответственно валообразных поднятий в рельефе Мохо, сходящихся в центре бассейна. Генетическая и пространственная взаимосвязь осевых центров бассейна и мантийных выступов, а также отмеченные выше особенности, позволяющие судить о геодинамическом режиме впадины, указывают на рифтогенный характер ее развития. Рифтовые структуры наследуют простираения более древних ослабленных зон и тяготеют к трендам разграничения подводного продолжения байкалитид Тимано-Печорской плиты и добайкальского фундамента Свальбардской плиты [152]. Распределение мантийных выступов отражено повышенными значениями теплового потока [169].

В позднем триасе—юре главные тектонические события, затрагивающие бассейны Баренцева и Карского морей и определяющие геодинамику региона, сосредоточиваются в районе Пайхойско-Новоземельского пояса [17].

Деформации, связанные с надвиганием Пайхойско-Новоземельской системы на Свальбардскую плиту, вызывают деформации сжатия в восточной части последней. То же касается и Печорской плиты, где приразломные валы обязаны своим происхождением надвигообразующим процессам, захватившим осадочный чехол до долготы Куренцовской структуры. Эти деформации местами затрагивают даже низы мела.

Одновременно с формированием Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы существенные изменения в стиле развития претерпевает и Восточно-Баренцевский бассейн. Воздымание Новоземельского пояса и связанной с ним восточной окраины этого бассейна

в самом конце триаса повлекло за собой перерыв в осадконакоплении. Дальнейший подъем в раннеюрское время сопровождался размывом верхнетриасовых отложений бассейна, а также более древних образований, слагавших складчато-надвиговые структуры. В разрезе осадочного чехла бассейна это событие запечатлено одной из основных границ его раздела — отражающим сейсмическим горизонтом Б, имеющим, как уже отмечалось, диахронную природу. Последующая, достаточно быстрая фаза погружения бассейна маркируется накоплением нижнеюрского клиноформного комплекса, налегающего на эродированную, местами глубоко, поверхность триаса (горизонт Б) и фиксирующего поступление первой порции терригенного материала с нового источника сноса — Новоземельской складчато-надвиговой системы. При этом следует заметить, что наиболее интенсивно подвергался размыву западный фланг орогена. Подавляющий объем продуктов его разрушения сносился в Восточно-Баренцевский мегапрогиб.

С раннеюрского времени, ознаменовавшегося размывом отложений на поднятиях, начинается (как и на эпипалеозойских платформах Евразии) [29] формирование плитного (синеклизного) комплекса терригенного состава. Тимано-Печорская плита, как тыловая стабилизирующаяся структура, испытывает слабые темпы погружения и в основном является областью транзита размывающихся отложений в Южно-Баренцевский бассейн. В конце юры на обширных пространствах восточной части Баренцева моря, Норвежском и Северном морях установились специфические условия бескислородного осадконакопления и формирования доманикоидных глинистых формаций, аналогичных баженовской свите Западной Сибири.

П о з д н я я ю р а — м е л. На ранних фазах рассматриваемого этапа, вероятно на рубеже юры и мела, Новоземельский пояс испытывает новый импульс воздымания и опять становится источником сноса, поставляя терригенный материал в окружающие впадины.

Подъем орогена, судя по всему, достаточно быстрый, сопровождался не только углублением Южно-Баренцевского бассейна, но и смещением депоцентра осадконакопления к западу. Это событие фиксируется перерывом в осадконакоплении и последующим формированием клиноформной толщи верхнеберриас-валанжинских и готеривских глин, с несогласием перекрывающей верхнеюрско-нижнеберриасские отложения.

Следует также заметить, что в результате предсреднеюрских структурообразующих движений в условиях тангенциального сжатия оформилась в основных чертах и Канино-Тиманская гряда.

В позднеюрское время также завершается обособление Южно-Баренцевского бассейна за счет образования Лудловской перемычки. В пределах мегапрогиба проявлялся основной магматизм позднеюрско-раннемелового возраста, указывающий на рифтогенный режим развития. Формы его внедрения — силлы и дайки.

Таким образом, можно констатировать, что в течение юры и раннего мела формировалась крупная синеклиза, объединившая Баренцевоморский бассейн с Тимано-Печорским.

В позднем мелу Тимано-Печорская плита начинает испытывать осушение, и слабое прибрежно-мелководное осадконакопление сосредотачивается на ее Баренцево-морской окраине.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Следует отметить два наиболее значимых события этого этапа. Прежде всего это воздымание Баренцево-Карского шельфа в преддверии раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского океанических бассейнов, сопровождаемое размывом пород окраины. Только во внутренних районах шельфа величины смытых отложений достигают 1,5–2,0 км [126]. Другой, не менее мощный подъем, но уже Кольского полуострова обусловлен его дегляциацией около 10 тыс. лет назад. Разгрузка древней континентальной коры и вызвала изостатический компенсационный подъем обширной территории. Этот эпизод также сопровождался экзарационной деятельностью, постгляциальными явлениями, эрозией. Вместе с тем анализ материалов показывает, что в это время, по нашему мнению, произошло морфотектоническое оформление впадины Белого моря и синхронное развитие самых молодых неотектонических деструктивных систем — разломно-трещинных структур многочисленных фиордов.

На протяжении неогена и эоплейстоцена на Кольском шельфе продолжались денудационные процессы, его относительная высота составляла не менее 200 м, о чем свидетельствуют закартированные вблизи Мурманской возвышенности палеоврезы с глубинами тальвегов до 150 м. Судя по северо-западной ориентировке палеодолин, снос осадочного материала осуществлялся в Норвежский бассейн. Продолжительное время морской бассейн существовал в границах Печорской низменности и прилегающего к ней шельфа [46, 70]. На Канинском шельфе в холодноводном бассейне происходило формирование диамиктонов. Водораздел между Норвежским и Печорским морскими бассейнами проходил вероятнее всего по линии п-ов Канин—Канинские возвышенности—Гусиная возвышенность. На протяжении неогена и эоплейстоцена происходило дальнейшее похолодание климата, выразившееся в формировании толщ диамиктонов — индикаторов холодного климата [61, 137]. Возможно также формирование маломощных ограниченных по размерам ледниковых массивов в это время на п-ове Канин.

В неогене и эоплейстоцене на фоне общего распада Западно-Арктической суши происходило формирование основных морфоструктур региона [11]. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена современный морфоструктурный план был в основном сформирован. Общей тенденцией на протяжении антропогена являлось последовательное увеличение морского бассейна при общем погружении территории. Крупная регрессия в начале раннего неоплейстоцена в значительной мере уничтожила маломощные покровы неогена—эоплейстоцена. В это же время произошло формирование более молодой системы речных врезов, закартированных вблизи Канинских возвышенностей. В раннем неоплейстоцене

осадконакопление происходило в условиях холодного моря. Холодный климат обусловил накопление ледниково-морских отложений. Вероятно, в границах наиболее возвышенных участков формировались снежно-ледовые массивы, в силу своей малоподвижности, однако, не производившие значительной экзарации подстилающих их образований.

В начале среднего неоплейстоцена на Кольско-Канинском шельфе в результате тектонической перестройки оформился крупный седиментационный бассейн. Это привело к изменению океанологических и климатических условий в регионе. Теплые воды Атлантики, получив доступ в центральные районы шельфа, определили возникновение эпохи «бореальных трансгрессий», продлившихся вплоть до позднего неоплейстоцена [70]. Столь характерные для раннего неоплейстоцена диамиктоны сменились в разрезе глинами с незначительным содержанием грубообломочного материала, что, тем не менее, может указывать на наличие фактора ледового разноса, то есть ледовитость среднееоплейстоценового бассейна.

В московское время в результате регрессии в пределах современной акватории происходила нивелировка рельефа и заложение предпоздне-неоплейстоценовой гидросети. Кольский полуостров был покрыт мощным слоем льдов, скорее всего спускавшихся на современный шельф. П-ов Канин также был покрыт льдом. Реликты морены сохранились локально.

Поздний неоплейстоцен характеризуется неоднократными изменениями уровня моря. Бореальная трансгрессия, развившаяся в начале позднего неоплейстоцена, определила возникновение наиболее обширного за всю историю развития региона седиментационного бассейна. Уровень микулинского моря превышал в это время современный в пределах Кольского полуострова как минимум на 60 м, возможно, 150 м.

Первое позднеоплейстоценовое (соответствующее стадии 5d) похолодание привело к возникновению на Кольском полуострове условий для оледенения и регрессии моря. В горах развивались самостоятельные горнодолинные ледники, с запада надвигался язык покровного Скандинавского ледника. Последовавшее вслед за тем потепление привело к новой трансгрессии (беломорской), не достигшей уровня микулинского моря. Вдоль побережья накапливались морские супеси, суглинки, пески. Возможно, ледник в эту эпоху полностью растаял. Последующие похолодание и потепление привели к формированию отложений, аналогичных предыдущим. Подпорожское похолодание, наиболее суровое, вызвало не только проникновение Скандинавского ледника восточнее Ловозерских тундр, но и возникновение на востоке полуострова малоактивного Понойского ледникового щита с холодными льдами. В средневалдайское (ленинградское) потепление побережье Кольского полуострова, возможно, освободилось от льдов. На п-ове Канин осцилляции климата привели к возникновению условий для трехкратного оледенения и регрессии моря (время второй ступени позднего неоплейстоцена). Во время третьей ступени (потепление) п-ов Канин, возможно, освобождался от льдов. В пределах акватории в подпорожское—ленинградское время накапливались ледниково-морские и морские отложения.

Поздневалдайская регрессия привела к значительному сокращению бассейна седиментации. Ледниковые массивы в это время, кроме Кольского полуострова, занимали значительную по площади прибрежную часть шельфа до современных глубин 150 м, достигали южного берега мыса Канин Нос и, возможно, водораздельной части Канинского кряжа. Северная часть полуострова также подвергалась оледенению. Вероятно, пассивные ледники присутствовали и в границах Гусиной и Северо-Канинской возвышенностей. Результатом геологической деятельности этого ледникового покрова на современном шельфе являются конечноморенные гряды, сохранившиеся после последующей трансгрессии. Сохранившийся морской бассейн этого времени имел ингрессионный характер и был покрыт либо паковым круглогодичным льдом, либо шельфовым ледником. Здесь накапливались ленточнослоистые глины, содержащие очень бедный комплекс фораминифер, что позволяет предположить осадконакопление при низком гидродинамическом режиме вод, соленость которых была ниже современной. Здесь следует отметить, что в областях с современными глубинами моря свыше 170–200 м морской бассейн и соответственно морское осадконакопление (ледово-морское, ледниково-морское) существовали на протяжении всего позднего неоплейстоцена.

Максимальных размеров осташковские ледники достигли в раннем дриасе. В беллинге, возможно, ледники сократились, освободив современный шельф, где начала формироваться речная сеть. В среднем дриасе похолодание вновь активизировало оледенение, но уже во второй половине среднего дриаса Кольский полуостров частично освободился от ледников. В аллередское потепление в долинах, открытых в Баренцево море, накапливались опресненные морские осадки, в устьевых частях притоков формировались флювиогляциальные дельты. Краевые части Скандинавского ледника в периоды потеплений, вероятно, становились теплыми, что и способствовало экзарационной деятельности. Позднедриасовое похолодание ознаменовалось последним наступлением Скандинавского ледника в пределах Кольского полуострова, преимущественно холодного, который сформировал пояс конечных морен. При его дегляциации образовались системы радиальных и маргинальных озоз, озерно-ледниковые бассейны. В устьевых частях боковых притоков возобновилось формирование флювиогляциальных дельт. Трансгрессирующее море Портияндия вырабатывало террасы на освобожденном от льдов побережье и в долинах рек. Начали накапливаться аллювиальные и озерные осадки. На освобожденных склонах и водоразделах продолжали формироваться элювиально-делювиальные отложения.

В результате трансгрессии, освобождения моря от паковых льдов и соответственно увеличения гидродинамической активности, пачка ленточнослоистых глин на акватории Баренцева моря на глубинах менее 200 м была частично или полностью размыта. Полному или частичному размыву подверглись также ледниковые отложения, сохранившиеся лишь на тех участках, где их мощность была значительной. За счет интенсивного поступления с Кольского полуострова осадочного материала,

ранее денудированного ледниками, в прибрежной части с повышенными скоростями седиментации происходило формирование морских отложений.

В голоцене продолжалось развитие послеледниковой трансгрессии. В результате проникновения теплых вод Северо-Атлантического течения и установления современного гидродинамического режима в пределах акватории началась переработка неравновесных к существующей литодинамической обстановке осадков, их размыв и переотложение. Все обнаруженные на шельфе проявления твердых полезных ископаемых сформировались в это время. Неотектонические движения не прекращаются и в настоящее время. Индикаторами движений и их направленности служат литологические типы осадков, распространенные в тех или иных районах и мощности голоценовых отложений. В горных районах Кольского полуострова, видимо, сохранились остаточные массы льда, которые затем преобразовались в горно-долинные теплые ледники, сохранявшиеся до бореального периода. В периоды голоценовых похолоданий они активизировались и формировали конечные морены, в периферийной части накапливались водно-ледниковые осадки. В голоцене продолжалось формирование морских, озерных и аллювиальных осадков; началось образование золых, биогенных и техногенных отложений.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изученный район охватывает северную часть Восточно-Европейской платформы (Балтийский щит и Северо-Кольскую перикратонную область, сопряженную на востоке с Мезенской синеклизой) и фрагменты Тимано-Печорской и Баренцевской плит, входящих в состав Западно-Арктической (Печоро-Баренцево-Карской) платформы. В пределах континентальной части известны проявления цветных, редких и благородных металлов, месторождения строительных материалов. С отложениями осадочного чехла Баренцевской и Тимано-Печорской плиты связываются перспективы открытия залежей углеводородов, подтверждаемые наличием на площади листа двух газовых месторождений. При описании полезных ископаемых района Балтийского щита и закономерностей их размещения использованы материалы листа R-(35)-37 [49]. Проведена их актуализация с учетом материалов ГИС-Атласа по Северо-Западному ФО и монографии «Недра Северо-Запада Российской Федерации» [86], фондовых и литературных данных.

Полезные ископаемые территории листа R-38 (п-ов Канин) связаны как с дочетвертичными, так и с четвертичными образованиями. Среди них выявлены: металлические полезные ископаемые — свинец, медь, мышьяк, золото, приуроченные к кварцевым и карбонатно-кварцевым жилам в рифейских образованиях и песчаникам верхнего девона; строительные материалы — известняки каменноугольного возраста и гравийно-песчаные смеси в четвертичных отложениях. На карте отражено положение, размерность рудных объектов по состоянию на 1.01.2006 г. При обобщении материала по полезным ископаемым была проведена типизация рудных объектов по возрасту, геологической обстановке, генезису и ассоциациям сопутствующих элементов.

Ниже приводится описание типичных проявлений и месторождений различных полезных ископаемых.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Рассматриваемая площадь листа R-37, 38 включает северо-западную часть Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП), юго-западную часть Восточно-Баренцевской НГП, юго-восточную часть Западно-

Баренцевской НГП, восточный участок самостоятельной Кольско-Канинской ВНГО, небольшой северный участок Мезенской НГП и вновь выявленный самостоятельный Северо-Тиманский НГР.

Промышленная нефтегазоносность в пределах изученной территории установлена в Восточно-Баренцевской и Западно-Баренцевской НГП.

Расположение и характер месторождений нефти и газа, а также плотности прогнозных ресурсов представлены на «Схеме прогноза нефтегазоносности», составленной по результатам последней количественной оценки [252] и обобщающих работ [46, 47].

Западно-Баренцевская нефтегазоносная провинция в пределах листа охватывает восточную часть Варяжской зоны прогибов и Центральной зоны поднятий. В ее составе выделяется Финмаркенская НГО.

В Западно-Баренцевской НГП выделяются следующие НГК [252]: ордовикско-верхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-барремский, меловой.

Финмаркенская НГО. Ордовикско-верхнедевонский НГК представлен преимущественно карбонатными породами. Отложения доступны для бурения в пределах свода Федынского. Минимальные отметки кровли комплекса составляют здесь 4000–4500 м.

Свод Федынского рассматривается как структура длительного конседиментационного развития, на склонах которой в связи с сокращением мощностей могут быть развиты ловушки, связанные с зонами выклинивания.

Верхнедевонско-нижнепермский НГК также сложен преимущественно карбонатными породами. В верхней части НГК предполагаются рифогенные комплексы. Отложения доступны для бурения практически на всей НГО. Наиболее перспективным представляется район свода Федынского, где рифогенные постройки располагаются на глубинах 3000–4000 м, а сокращение мощностей указывает на возможные перерывы в осадконакоплении и связанные с ними зоны развития вторичных коллекторов. В Варяжской зоне прогибов кровля комплекса опускается до глубины в 6000 м и более.

В целом, верхнедевонско-нижнепермский НГК рассматривается как наиболее перспективный в рассматриваемой части Западно-Баренцевской НГП. С ним связано более 30% геологических прогнозных ресурсов (табл. 6).

Верхнепермский НГК сложен терригенными, карбонатными и кремнистыми отложениями. Причем в районе свода Федынского кремнисто-карбонатные отложения, по-видимому, преобладают. В связи с этим предполагаются и своеобразные коллекторы, связанные с кремнистыми спиккулитами. Коллекторы такого типа обладают высокой пористостью, не имеют значительных мощностей и характеризуются только локальным распространением по площади, что и определяет в целом невысокую количественную оценку нефтегазового потенциала. Глубина залегания кровли комплекса изменяется в пределах НГО от — 2500 до — 4000 м.

Триасовый НГК представлен терригенными прибрежными и континентальными отложениями. Отложения НГК изучены в разрезе

Прогнозные ресурсы углеводородов территории листа R-37, 38
геологические, млн т
извлекаемые, млрд м³

Состав углеводородов	Нефтегазоносные и перспективные комплексы						Всего
	О–D ₃	D ₃ –P ₁	P ₂	T	J–K _{1nc}	K	
<i>Восточно-Баренцевская НГП</i>							
Всего УВ, млн т у. т.	<u>13</u> 12	<u>66</u> 57	<u>216</u> 204	<u>1204</u> 1160	<u>1919</u> 1850	<u>151</u> 127	<u>3569</u> 3411
Нефть, млн т	<u>1</u> 0	<u>6</u> 2	<u>12</u> 4	<u>51</u> 15	<u>90</u> 27	<u>29</u> 9	<u>189</u> 57
Растворенный газ, млрд м ³	<u>0</u> 0	<u>1</u> 0	<u>2</u> 0	<u>7</u> 2	<u>5</u> 1	<u>4</u> 1	<u>18</u> 6
Свободный газ, млрд м ³	<u>12</u>	<u>49</u>	<u>195</u>	<u>1131</u>	<u>1803</u>	<u>116</u>	<u>3306</u>
Конденсат, млн т	<u>0</u> 0	<u>10</u> 6	<u>8</u> 5	<u>15</u> 12	<u>21</u> 18	<u>2</u> 1	<u>56</u> 43
<i>Самостоятельная Кольская НГО</i>							
Всего УВ, млн т у. т.	<u>87</u> 53	<u>286</u> 149	<u>140</u> 65	<u>32</u> 30	<u>5</u> 5	<u>0</u> 0	<u>550</u> 302
Нефть, млн т	<u>39</u> 12	<u>163</u> 49	<u>95</u> 28	<u>1</u> 0	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0	<u>298</u> 89
Растворенный газ, млрд м ³	<u>9</u> 3	<u>26</u> 8	<u>12</u> 4	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0	<u>48</u> 14
Свободный газ, млрд м ³	<u>39</u>	<u>81</u>	<u>32</u>	<u>30</u>	<u>5</u>	<u>0</u>	<u>186</u>
Конденсат, млн т	<u>0</u> 0	<u>16</u> 11	<u>1</u> 1	<u>1</u> 0	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0	<u>18</u> 12
<i>Западно-Баренцевская НГП</i>							
Всего УВ, млн т у. т.	<u>36</u> 34	<u>147</u> 108	<u>63</u> 29	<u>136</u> 131	<u>87</u> 84	<u>7</u> 7	<u>476</u> 391
Нефть, млн т	<u>3</u> 1	<u>41</u> 12	<u>43</u> 13	<u>6</u> 2	<u>4</u> 1	<u>0</u> 0	<u>97</u> 29
Растворенный газ, млрд м ³	<u>1</u> 0	<u>7</u> 2	<u>6</u> 2	<u>1</u> 0	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0	<u>14</u> 4
Свободный газ, млрд м ³	<u>33</u>	<u>82</u>	<u>14</u>	<u>126</u>	<u>82</u>	<u>7</u>	<u>344</u>
Конденсат, млн т	<u>0</u> 0	<u>16</u> 11	<u>1</u> 0	<u>3</u> 2	<u>1</u> 1	<u>0</u> 0	<u>21</u> 14

Состав углеводородов	Нефтегазоносные и перспективные комплексы							Всего
	O-D ₁	D ₂ -D ₃ fI	D ₃ dm-C ₁ t	C ₁ v	C ₁ -P ₁	P ₂	T	
<i>Тимано-Печорская НГП</i>								
Всего УВ, млн т у. т.	<u>37</u> 29	<u>126</u> 83	<u>126</u> 79	<u>17</u> 11	<u>235</u> 114	<u>164</u> 114	<u>241</u> 167	<u>945</u> 598
Нефть, млн т	<u>5</u> 1	<u>47</u> 12	<u>52</u> 15	<u>7</u> 2	<u>162</u> 48	<u>71</u> 26	<u>79</u> 19	<u>423</u> 125
Растворенный газ, млрд м ³	<u>1</u> 0	<u>5</u> 1	<u>9</u> 3	<u>1</u> 0	<u>5</u> 2	<u>5</u> 2	<u>15</u> 4	<u>40</u> 11
Свободный газ, млрд м ³	<u>26</u>	<u>62</u>	<u>54</u>	<u>7</u>	<u>57</u>	<u>86</u>	<u>133</u>	<u>425</u>
Конденсат, млн т	<u>5</u> 2	<u>12</u> 8	<u>11</u> 7	<u>1</u> 1	<u>11</u> 7	<u>3</u> 1	<u>14</u> 11	<u>57</u> 37
Состав углеводородов	Нефтегазоносные и перспективные комплексы							Всего
	R-V	O-D ₃	D ₃ -P ₁	P ₂	T	J- K _{1nc}	K	
<i>Мезенская НГП</i>								
Всего УВ, млн т у. т.	<u>2</u> 1							<u>2</u> 1
Нефть, млн т	<u>1</u> 0							<u>1</u> 0
Растворенный газ, млрд м ³								<u>0</u> 0
Свободный газ, млрд м ³	<u>1</u>							<u>1</u>
Конденсат, млн т								<u>0</u> 0
<i>Северо-Тиманский самостоятельный НГР</i>								
Всего УВ, млн т у. т.		<u>6</u> 3						<u>6</u> 3
Нефть, млн т		<u>3</u> 0						<u>3</u> 0
Растворенный газ, млрд м ³								<u>0</u> 0
Свободный газ, млрд м ³		<u>3</u>						<u>3</u>
Конденсат, млн т								<u>0</u> 0

Состав углеводородов	Нефтегазоносные и перспективные комплексы							Всего
	R-V	O-D ₃	D ₃ -P ₁	P ₂	T	J-K _{1лс}	K	
ВСЕГО								
Всего УВ, млн т у. т.	<u>2</u> 1	<u>304</u> 215	<u>877</u> 517	<u>583</u> 412	<u>1613</u> 1489	<u>2011</u> 1938	<u>158</u> 134	<u>5548</u> 4706
Нефть, млн т	<u>1</u> 0	<u>97</u> 27	<u>431</u> 129	<u>221</u> 70	<u>137</u> 37	<u>94</u> 28	<u>29</u> 9	<u>1011</u> 300
Растворенный газ, млрд м ³	<u>0</u> 0	<u>15</u> 4	<u>48</u> 15	<u>24</u> 8	<u>23</u> 6	<u>5</u> 1	<u>4</u> 1	<u>120</u> 35
Свободный газ, млрд м ³	<u>1</u>	<u>174</u>	<u>331</u>	<u>326</u>	<u>1420</u>	<u>1890</u>	<u>123</u>	<u>4265</u>
Конденсат, млн т	<u>0</u> 0	<u>18</u> 10	<u>66</u> 43	<u>12</u> 8	<u>32</u> 25	<u>22</u> 19	<u>2</u> 1	<u>152</u> 106

Всего: 5548
4706

скважин Северо-Кильдинской площади. Вскрытая мощность НГК — 1112 м (скв. Северо-Кильдинская-82). По сейсмическим данным, мощности триаса могут составлять до 3000 м и сокращаются в сводовой части до 2500 м.

Месторождение Северо-Кильдинское (I-2-1) было открыто в 1985 г. При испытании скв. 80 из отложений нижнего триаса (интервал 2440–2485 м) был получен приток газа дебитом 369 тыс. м³. Газ, полученный из нижнетриасовых отложений, характеризуется как сухой, метановый, низкоазотный, низкогелииносный, бессернистый. Запасы газа 5,083 млрд м³ (категория C₁) и 10,469 млрд м³ (категория C₂). Залежь установлена в нижнем триасе на глубине 2440 м в песчаном пласте с открытой пористостью 19% (табл. 7). С увеличением глубины погружения пород наблюдается ухудшение пористости коллекторов. Так, на глубине 3400 м пористость уменьшается до 5%, а ниже вся толща триаса практически может считаться неколлектором. Количество песчаников в разрезе Северо-Кильдинского месторождения составляет 17,4% от всей мощности триасовых отложений. Данное соотношение в разрезе песчаных и глинистых пород является благоприятным для сохранности возможных залежей УВ. Наиболее глинистой является ладинская часть разреза. Наиболее мощные песчаники содержатся в нижнетриасовых отложениях. Комплекс рассматривается как наиболее богатый газом в Западно-Баренцевской НПП. В нем содержится почти 37% от общей величины ресурсов газа.

Ю р с к о - б а р е н с к и й Н Г К представлен терригенными отложениями. Западнее площади листа, в норвежском секторе Баренцева моря, в нем открыты месторождения газа и газоконденсата. Залежи экранируются

Характеристика залежей углеводородов территории листа R-37, 38

Месторождение, его тип	Возраст продуктивного пласта	Индекс продуктивного пласта	Фазовый состав* залежи	Глубина кровли пласта, м	Нефтегазонасы- щенная толщина, м	Открытая пористость, %	Начальные условия	
							Давление плас- товое, МПа	Температура пластовая, °С
Западно-Баренцевская НГП <i>Финмаркенская НГО</i>								
Северо- Кильдинское, газовое	Нижний триас	1	Г	2440	11,2	19	33,2	76
Восточно-Баренцевская НГП <i>Финмаркенская НГО</i>								
Мурманское, газовое	Средний триас	I	Г	2439	0,6/5,8	17	24,6	70
	Средний триас	II	Г	2664	0,9	15	35,4	75
	Средний триас	III	Г	2746	0,6/4	16	39	77
	Средний триас	IV	Г	2957	1,2/2,8	16	47,1	80

* Индекс фазового состава залежи: Г — газовая.

верхнеюрско-барремскими глинистыми отложениями, являющимися региональной покрывкой.

На своде Федынского по сейсмическим данным выделяется зона отсутствия юрских отложений и частичного размыва триасовых. Небольшие глубины залегания (менее 1000 м) и мощности отложений (300–400 м) не позволяют рассчитывать здесь на открытие существенных по запасам месторождений. В составе ресурсов НГК предположительно преобладают газовые.

Отложения мелового НГК залегают на глубинах менее 1000 м на всей площади НГО. В районе свода Федынского меловой НГК отсутствует полностью. Комплекс характеризуется раскрытостью и, в связи с этим, низкими перспективами нефтегазоносности.

В целом рассматриваемая часть Западно-Баренцевской НГП характеризуется средними величинами плотности ресурсов. В составе ресурсов газовые составляют 72%. Наибольшие перспективы рассматриваемой части связаны с верхнедевонско-нижнепермским НГК. Наиболее богатыми

нефтяными ресурсами являются верхнедевонско-нижнепермский и верхнепермский НГК (табл. 6).

Наиболее перспективными в пределах НГО являются участок свода Федынского. Плотность ресурсов здесь превышает 50 тыс. т/км².

Отрицательным фактором для сохранности залежей является поздне-мезозойско-кайнозойский аплифт, который сопровождался размывом юрско-барремского и мелового комплексов в привершинной части свода Федынского. Амплитуда относительного воздымания свода и величина эрозионного среза отложений на новейшем этапе оценивается величинами в 500–750 м.

Локальные антиклинальные структуры выявлены к настоящему времени только в пределах Октябрьского вала. На Северо-Кильдинской структуре, расположенной в пределах листа R-37, 38, открыто одноименное месторождение.

Восточно-Баренцевская нефтегазоносная провинция. На изученной площади (в границах Южно-Баренцевской синеклизы) располагается часть Восточно-Баренцевской НГП. Границы синеклизы контролируются разломно-флексурными зонами, отделяющими ее от Тимано-Печорской плиты на юго-востоке и Центральной зоны поднятий Баренцевской плиты на западе.

Современная геолого-геофизическая изученность осадочного чехла позволяет выделить в пределах Восточно-Баренцевской НГП те же НГК, что и в Западно-Баренцевской: ордовикско-верхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-барремский, меловой.

Промышленные открытия приурочены к юрско-барремскому НГК Штокмановско-Луинской НГО, расположенной севернее границы листа R-37, 38.

Южно-Баренцевская НГО выделена в пределах одноименной синеклизы. Южно-Баренцевская синеклиза характеризуется значительными мощностями осадочного чехла. По данным МОВ ОГТ, в центральной части синеклизы мощности составляют 18–19 км. Наибольшие мощности приходятся на мезозойские отложения. Бурением изучены отложения триасового, юрско-барремского и мелового НГК.

Отложения палеозойских НГК погружены на глубины более 7 км и изучены только сейсмическими методами.

Ордовикско-верхнедевонский НГК достижим для бурения в пределах листа на очень ограниченной площади Мурманско-Куренцовской моноклинали. Емкостные свойства карбонатных коллекторов низкие в связи с большими глубинами залегания комплекса. Региональной покрывкой могут служить верхнефранские глинистые отложения. Покрышки нарушены многочисленными разломами, в связи с этим условия для существования залежей УВ неблагоприятны. Прогнозные ресурсы НГК незначительны (табл. 6).

Верхнедевонско-нижнепермский НГК доступен для бурения только в пределах Мурманско-Куренцовской моноклинали, где глубины залегания кровли комплекса изменяются от –4500 до –7000 м. В НГК

предполагается распространение преимущественно карбонатных коллекторов. Покрышкой служат, по-видимому, артинско-кунгурские глинистые отложения. Прогнозные ресурсы НГК невелики (табл. 6) в связи с большими глубинами залегания отложений.

Верхнепермский НГК доступен для бурения на большей части Мурманско-Куренцовской моноклинали. Глубины залегания комплекса здесь от -3500 до -6000 м. По сейсмическим данным, на Мурманской и Куренцовской ступенях предполагается развитие коллекторов в отложениях дельтового типа, но в связи со значительными глубинами залегания на большей площади их распространения коллекторские свойства пород невысокие. В разрезе скв. 1-Адмиралтейская, расположенной за пределами листа R-37, 38, верхнепермский НГК представлен преимущественно глинистыми отложениями (мощность 350 м) и характеризуется отсутствием коллекторов [5]. Прогнозные ресурсы верхнепермского НГК несколько выше, чем описанных выше ордовикско-верхнедевонского и верхнедевонско-нижнепермского, но позволяют отнести комплекс только к малоперспективным.

Отложения триасового НГК вскрыты в пределах площади листа на Мурманской, Куренцовской и Арктической площадях. Кровля НГК погружается в пределах Южно-Баренцевской НГО от 1500 до 3500 м. Отложения нигде не пройдены на полную мощность. По сейсмическим данным, максимальные мощности триасовых отложений предполагаются в центральных частях Южно-Баренцевской синеклизы (5000 м и более).

Промышленная продуктивность установлена на Мурманском газовом месторождении (табл. 7).

Месторождение (IV-6-1) является крупным. Его запасы по категории C_1 составляют 59,087 млрд m^3 , по категории C_2 — 61,551 млрд m^3 . Мощность продуктивной толщи триаса составляет 1200 м. Выделено четыре горизонта песчаников с пористостью 14–17%. Газ всех продуктивных горизонтов сухой, низкоазотный, бессернистый, низкоуглекислый, низкогелиеносный.

Мурманское месторождение является в настоящее время наиболее разведанным в российском секторе Баренцева моря. Между тем, в связи со сложностью межскважинной корреляции геометрия залегания продуктивных горизонтов и положение ГВК остаются невыясненными. Причина этого заключается в крайней невыдержанности коллекторов по площади. Покрышки также имеют локальное распространение.

Сложное сочетание коллекторских и экраняющих толщ установлено и по разрезу скважин Арктическая-1 и Куренцовская-1. Открытая пористость коллекторов в разрезе Куренцовской и Арктической скважин, как правило, менее 10%, и лишь в единичных пластах скв. Куренцовская достигает 15%. Проницаемость менее $0,0001$ m^2 . Ухудшение коллекторских свойств определяется главным образом увеличением глубины погружения отложений. Покрышки триасового НГК имеют зональный и локальный характер распространения, представлены аргиллитами и глинами.

При опробовании среднетриасовых алеврито-песчаных коллекторов в скв. 1-Куренцовская получен незначительный приток углеводородного

газа с пластовой водой. В газе повышено содержание азота и гелия, что характерно для водорастворенных газов. В процессе бурения Куренцовской скважины отмечались повышенные газопоказания в интервале среднего триаса. Состав газа оценивался как метановый.

На Арктической площади признаков нефтегазоносности в триасовом разрезе не отмечалось [56].

Наиболее перспективными представляются ниже-среднетриасовые отложения бортовых частей Южно-Баренцевской впадины, где они находятся на глубинах до 3500 м.

НГК содержит 34 % всех НСР Южно-Баренцевской НГО. При этом в его составе преобладают ресурсы газа (94 %).

Юрско-барремский НГК является наиболее перспективным в Южно-Баренцевской НГО и в целом в Восточно-Баренцевской НГП. В нем уже открыты три месторождения: Штокмановское (уникальное по запасам), Ледовое и Лудловское (крупные). Все месторождения находятся за пределами листа. Коллекторы месторождений представлены песчаниками среднекембрийского возраста (пласт «Ю₀») и байосского-ааленского возраста (пласты «Ю₁», «Ю₂», «Ю₃»). Максимальной пористостью 19–27 % характеризуется пласт «Ю₀». Газ продуктивных горизонтов однотипен по компонентному составу (метановый, низкоазотный, бессернистый, низкоуглекислый, содержание стабильного конденсата составляет 4,8–14,1 г/м³).

Коллекторы экранируются глинистой верхнеюрско-барремской региональной покрывкой, а также локальными покрывками, развитыми внутри НГК. Мощности региональной покрывки уменьшаются от 110 до 30 м от наиболее погруженной части синеклизы к ее бортам (Мурманско-Куренцовская моноклинали).

В районе Арктической площади покрывка имеет сложное строение. В скв. 1–Арктическая ее титонско-нижеберриасская часть представлена трещиноватыми аргиллитами, являющимися низкоемкими коллекторами. По данным газового каротажа, этот интервал характеризуется высокими газопоказаниями, а в керне отмечались выпоты нефти. При испытании в данном интервале притока не получено. При опробовании ниже- и среднеюрских отложений получен приток пластовой воды с растворенным газом. Газ характеризуется как сухой, метановый, низкоазотный, с низким содержанием гелия.

Коллекторские свойства отложений юрского НГК в скважинах Куренцовской и Арктической значительно лучше триасового. В скв. 1-Арктическая пористость нижеюрских отложений 9–12, реже 15–16 %, средне-верхнеюрских — 20 % и выше. Глубины залегания кровли комплекса 1000 м (в приподнятой части Мурманско-Куренцовской моноклинали) и 2800 м (в погруженной части Арктической депрессии).

НГК содержит 54 % всех НСР Южно-Баренцевской НГО и является наиболее перспективным. Ресурсы газа преобладают и составляют в нем 94 % от НСР.

Меловой НГК характеризуется в целом невысокими коллекторскими свойствами. В Восточно-Баренцевской НГП его промышленная

продуктивность не установлена, но при проходке в некоторых скважинах отмечались высокие газопоказания. Проницаемая часть разреза представлена в основном субугленосными толщами аптского возраста, коллекторы встречаются также в верхних частях берриаса—баррема и нижнего—среднего альба. Общая мощность проницаемой части достигает 600 м. Региональный флюидоупор в меловом НГК отсутствует. В качестве зональной покрывки рассматриваются верхнеальб-сеноманские глинистые породы.

В целом рассматриваемая часть Восточно-Баренцевской НГП характеризуется средними величинами плотности ресурсов. В составе ресурсов газовые составляют 93 % (табл. 6). Наиболее перспективен юрско-барремский НГК.

В тектоническом плане, наибольшие перспективы связываются с Андреевской и Надеждинско-Тулумской ступенями. В пределах Андреевской ступени расположены подготовленные к глубокому бурению структуры Андреевская (42,459 млрд м³ газа) и Ахматовская (38,90 млрд м³ газа). На Надеждинско-Тулумской ступени предполагается распространение пластов-аналогов Штокмановского месторождения. Выявленные объекты в пределах НГО перспективны прежде всего по юрским отложениям.

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция расположена в пределах одноименной плиты, развитой на байкальском основании. В пределах листа R-37, 38 Тимано-Печорская НГП включает в себя Малоземельско-Колгуевскую, Коргинскую нефтегазоносные области (НГО), Северо-Печорскую, возможно, нефтегазоносную область (ВНГО).

Промышленные залежи в северной части Тимано-Печорской НГП установлены в терригенных и карбонатных отложениях нижнего девона—среднего триаса [1, 153]. Более 50 % запасов как нефти, так и газа приурочено к глубинам 1000—3000 м. Большая часть суммарных запасов провинции связана с крупными месторождениями.

В разрезе осадочного чехла Тимано-Печорской НГП выделены следующие нефтегазоносные комплексы (НГК): среднеордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-франский, доманиково-турнейский, нижне-средневизейский, средневизейско-нижнепермский, нижнепермский терригенный, верхнепермский, триасовый.

Большая часть запасов нефти и свободного газа в северной части провинции приурочена к отложениям средневизейско-нижнепермского НГК.

Отложения среднеордовикско-нижнедевонского НГК залегают на размытой поверхности байкальского комплекса или реже на терригенных отложениях нижнего—среднего ордовика. В районе работ они представлены преимущественно терригенно-карбонатными породами, в составе которых преобладают мелководные отложения.

Залежи УВ в ордовикско-нижнедевонском НГК расположены на восточном борту Хорейверской впадины (им. Р. Требса, им. А. Титова) и в Варандей-Адзвинской структурной зоне, на значительном удалении от площади листа R-37, 38. Отложения нижнего девона, с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности в северной части ТПП, на

большей части площади листа, по-видимому, отсутствуют. По плотностям прогнозных ресурсов комплекс оценивается как малоперспективный.

Среднедевонско-нижнефранский НГК объединяет преимущественно терригенные отложения эйфельского и живетского ярусов среднего девона, яранского, джьерского, тиманского и саргаевского горизонтов франского яруса верхнего девона. Коллекторские толщи и месторождения нефти и газа северной части ТПП связаны с нижней частью комплекса (среднедевонские, яранские и джьерские отложения верхнего девона). Распространение коллекторов предполагается в пределах всего листа R-37, 38.

Вышележащие глинистые отложения тиманского—саргаевского горизонтов являются региональной покрывкой. По данным бурения установлено распространение покрывки высокого качества восточнее листа R-37, 38: в Денисовском прогибе, на Колвинском мегавале, в Варандей-Адзвинской структурной зоне. В самой северной части провинции предполагается ухудшение свойств покрывки, в связи со значительной трещиноватостью, а в западных районах, к которому и относится площадь листа, качества покрывки ухудшаются за счет увеличения грубозернистых разновидностей пород.

Доманиково-турнейский НГК представлен преимущественно карбонатными породами среднего—верхнего франа, фамена и турне. Залежи нефти установлены восточнее района работ на месторождениях Колвинского мегавала, Хорейверской впадины и в Варандей-Адзвинской структурной зоне. Залежи связаны с цепочками рифогенных образований и структур облекания. В пределах листа R-37, 38 развитие мощных рифогенных построек не предполагается. Осадконакопление происходило скорее всего в крайне мелководных и прибрежно-морских условиях, малоблагоприятных для развития рифов. По данным сейсморазведки аномалии типа «риф» не установлены. В целом в составе отложений велика доля терригенной составляющей.

Нижне-средневизейский НГК представлен в пределах листа терригенными породами. В сухопутных районах провинции коллекторами являются кварцевые песчаники аллювиального, дельтового и барового генезиса.

На большей части площади отложения НГК отсутствуют и появляются, по-видимому, лишь в пределах Северо-Печорской ВНГО, где они погружены на значительные глубины и содержат лишь низкоемки коллекторы. Покрывками для комплекса являются зонально и локально развитые глинистые и карбонатно-глинистые пачки в окско-серпуховских отложениях.

Средневизейско-нижнепермский НГК распространен повсеместно в северной части ТПП. Залежи в средневизейско-нижнепермском НГК обнаружены на значительной территории от Малоземельско-Колгуевской НГО до Варандей-Адзвинской и Гуляевско-Долгинской НГО. В составе НГК преобладают карбонатные отложения.

Большую часть площади листа R-37, 38 занимают, по-видимому, мало-перспективные в отношении коллекторов зоны карбонатно-терригенных и карбонатно-сульфатных отложений. По данным сейсморазведки МОВ

ОГТ, зона развития рифогенных образований фиксируется только в пределах Коргинского гемивала.

В зоне развития рифов ассельско-сакмарского возраста предполагается распространение коллекторов пористостью от 9 до 20 %. В артинских отложениях могут быть развиты коллекторы трещинного и порово-трещинного типа. Залежи экранируются покрывками, развитыми в отложениях кунгурского и артинского ярусов.

Нижнепермский терригенный НГК объединяет преимущественно глинистые отложения артинского и кунгурского ярусов нижней перми. Мощности комплекса достигают максимальных значений (250–300 м) в северной части провинции.

Верхнепермский НГК объединяет песчано-глинистые отложения уфимского, казанского и татарского ярусов. Мощности отложений комплекса существенно увеличиваются (до 2 км) в северной части провинции.

В северной части ТПП залежи известны в пределах высокоамплитудных валов (Шапкина—Юрьяхинского, Колвинского мегавала, вала Сорокина, Гуляевского и Долгинского). Там залежи сосредоточены в высоко- и среднеемких коллекторах уфимского и казанского возраста дельтового и руслового генезиса. Экранируются зональными и локальными покрывками уфимского и раннетриасового возраста.

В пределах площади листа R-37, 38 предполагается увеличение мощностей отложений татарского яруса. Наиболее перспективным представляется район Коргинского гемивала.

Триасовый НГК включает образования конусов выноса, аллювиальные и озерно-аллювиальные. Залежи в северной части провинции установлены в пределах Шапкина—Юрьяхинского, Колвинского мегавала и вала Сорокина, а также на Восточно-Колгуевской ступени (Песчаноозерское и Таркское месторождения) в песчаных пластах аллювиального (руслового) генезиса. Пористость песчаников может достигать 30 %.

В пределах листа предполагается распространение триасовых отложений аналогичного генезиса и состава. Мощности комплекса в целом увеличиваются в северном направлении и достигают 1400 м. Сохранность залежей в коллекторах нижнего триаса определяется зонально-развитыми глинистыми покрывками в нижнем и среднем триасе.

Ниже приводится краткая характеристика нефтегазоносных областей и районов Тимано-Печорской НПП.

Коргинская нефтегазоносная область объединяет тектонические структуры Коргинской региональной ступени. Бурения в пределах НГО не проводилось. В целом плотности прогнозных ресурсов области оцениваются как невысокие. Наиболее богатым является средневизейско-нижнепермский НГК. С ним связано 23 % от НСР всей НГО. В составе ресурсов средневизейско-нижнепермского НГК преобладают нефтяные (76 %).

В составе ресурсов НГО нефть составляет 48 %. Наиболее богатым газом является триасовый НГК, в котором сосредоточено 24 % всего газа, подсчитанного в НГО.

В составе НГО выделяются два нефтегазоносных района: Коргинский НГР и Седуяхинско-Кипиевский НГР.

Коргинский НГР выделен в пределах одноименного гемивала. Структуры, расположенные в этом районе, представляются наиболее перспективными. Подготовленная к глубокому бурению Коргинская АТР расположена в пределах зоны развития рифогенных построек каменно-угольно-раннепермского возраста. В северной части района выявлена Коргинская АТЗ. Ресурсы нефти и газа оценены величинами соответственно 15,2 и 16,4 млн т. у. т.

Седухинско-Кипиевский НГР в рамках изученной площади соответствует Седухинскому валу [46]. Большая часть района находится в пределах сухопутной части Тимано-Печорской плиты. В материковой части НГР промышленных залежей также не открыто, но имеется ряд структур с прогнозными ресурсами.

Седухинско-Кипиевский НГР рассматривается как малоперспективный. Непосредственно на площади работ выявлена только одна локальная структура, с прогнозными ресурсами менее 1 млн т. у. т.

Малоземельско-Колгуевская нефтегазоносная область выделена в пределах Малоземельско-Колгуевской моноклинали. В лист R-37, 38 эта область входит своей северо-западной частью. Южнее, в пределах НГО открыто Верхнехарицейское нефтяное месторождение, запасы которого относятся к забалансовым. Глубокое бурение на других структурах в пределах суши не дало положительных результатов, что не позволяет оценить перспективы НГО как высокие. Между тем, на суше имеется еще целый ряд объектов, неопределенных глубоким бурением.

В пределах листа R-37, 38 расположена только одна антиклинальная структура Ижма-Печорская-1, выявленная сейсморазведкой. Ее ресурсы составляют 1,3 млн т. у. т.

Небольшие мощности основных НГК, их состав и отсутствие положительных тектонических элементов 2-го порядка являются причиной невысокой прогнозной оценки ресурсов Малоземельско-Колгуевской НГО. Наиболее перспективными являются средневизейско-нижепермский, верхнепермский и триасовый НГК.

Северо-Печорская возможно нефтегазоносная область соответствует Северо-Печорской моноклинали. Отложения всех НГК характеризуются моноклинальным залеганием и погружаются в северном направлении. В этом же направлении существенно, от 1000 до 1500 м, возрастают мощности триасового НГК. С триасовым НГК связаны основные перспективы нефтегазоносности (42 % от НСР).

Отложения ордовикско-нижедевонского НГК находятся в пределах ВНГО на глубинах от 5 км (в южной части) до 7 км (в северной части). Велики глубины погружения и девонских отложений. В составе НСР в целом преобладают газовые ресурсы (62 %). Плотности НСР характеризуются как средние.

Северо-Тиманский самостоятельный ВНГР выделен в северной части Шойнинской ступени Канино-Северотиманского мегавала. Мощности осадочного чехла, представленного палеозойскими, преимущественно верхнедевонско-пермскими отложениями, изменяются здесь от 500 до 1500 м, что допускает возможность оценки величины их потенциальных

ресурсов. По аналогии с районами Тимано-Печорской провинции, где распространены отложения осадочного чехла аналогичных мощностей, ресурсы Северо-Тиманского ВНР могут быть оценены только как низкие с плотностями менее 3 тыс. т/ км².

Мезенская перспективная нефтегазоносная провинция выделяется в пределах одноименной синеклизы. Ее границы обычно проводятся по изопаките осадочного чехла, равной 2 км. В пределах листа граница ПНГП проведена в значительной степени условно, в связи со слабой изученностью сейсморазведкой МОВ ОГТ осадочного чехла этой части Баренцева моря.

В разрезе осадочного чехла сухопутной части Мезенской ПНГО в качестве потенциально перспективных на нефть и газ рассматриваются отложения рифея (синрифтовый комплекс) и венда—нижнего кембрия (синеклизный комплекс) [37, 39, 134]. Бурение многочисленных скважин на эти отложения пока не принесло результатов.

Охватываемая листом R-37, 38 небольшая часть Мезенской ПНГП предполагается малоперспективной. Вся величина НСР относится к рифейским отложениям.

Самостоятельная Кольская ВНГО включает на территории листа восточную часть Кольско-Финмаркенской моноклизы и северную часть Северо-Кольской перикратонной области. В составе чехла присутствуют отложения рифея, палеозоя и мезозоя.

Рифейские отложения выходят на поверхность на п-ове Рыбачий, к северо-западу от площади работ. Палеозойские отложения изучены в российской части Кольско-Финмаркенской моноклизы сейсмическими методами [222, 240]. В норвежском секторе Баренцева моря схожие по сейсмическому облику отложения изучены глубокими и мелкими картировочными скважинами [179, 180]. На основании этого могут быть оценены ресурсы локальных объектов, а также начальные суммарные ресурсы осадочного чехла российского сектора. В качестве локальных объектов выступают, в отсутствие замкнутых структурных форм, только гипотетические структурно-литологические ловушки (СЛЛ) и литологические ловушки (ЛЛ).

Структурно-литологические ловушки предполагаются в отложениях от ордовика по верхний девон включительно. Всего закартировано четыре крупные СЛЛ в диапазоне глубин от —1000 м до —4000 м. Пористость коллекторов на таких глубинах предполагается около 10 %. По составу прогнозируемые залежи являются смешанными.

Литологические ловушки развиты в отложениях нижней—верхней перми. Наиболее перспективной, по аналогии с норвежским сектором, представляется верхняя часть пермских отложений. Здесь, возможно, также присутствуют кремнистые спикюлиты, пористость которых может достигать 25 % и более. Всего сейсморазведкой в пределах листа закартировано более 30 подобных объектов, из которых 16, наиболее крупных, были оценены количественно.

Исходя из распределения общих мощностей отложений и приуроченности локальных объектов по площади ВНГО, выделяются три зоны с различными плотностями ресурсов:

Зона с мощностями осадочного чехла от 500 до 1000 м характеризуется низкими перспективами нефтегазоносности. Большая часть разреза сложена преимущественно каменноугольно-нижнепермскими отложениями.

Зона с мощностями осадочного чехла от 1000 до 1500 м характеризуется появлением отложений триаса. Здесь перспективными считаются каменноугольно-нижнепермские и верхнепермские отложения.

Зона с мощностями осадочного чехла более 1500 м характеризуется средними плотностями ресурсов. Здесь расположены зоны выклинивания и связанные с ними возможные ловушки в отложениях силура—ордовика, нижнего девона—силура, верхнего девона; аномалии типа «риф» в каменноугольно-нижнепермском НГК. Многочисленные аномалии волновой картины, выявленные в верхнепермской части разреза, свидетельствуют о возможном существовании литологических типов ловушек.

Наибольшие перспективы ВНГО связываются с верхнедевонско-нижнепермским НГК, до 52 % НСР. В составе ресурсов всей ВНГО нефтяные ресурсы преобладают (54 %).

В целом, начальные суммарные ресурсы территории листа R-37, 38 оцениваются величиной в 5548 (геол.)/4706 (извлек.) млн т у. т. Их распределение по фазовому состоянию и перспективным нефтегазоносным комплексам приведено в табл. 7 и показано на рис. 22. В составе НСР углеводородов по фазовому состоянию резко преобладает свободный газ, на долю которого приходится 77 % геологических ресурсов. Доля нефти составляет 18 % (рис. 22, А).

По распределению извлекаемых ресурсов углеводородов значимость продуктивных и перспективных комплексов различна в разных частях площади листа. Так, для Тимано-Печорской провинции доминантным НГК является средневизейско-нижнепермский, для Западно-Баренцевской — это верхнедевонско-нижнепермский НГК, в Восточно-Баренцевской — юрско-барремский, в Кольско-Канинской самостоятельной ВНГО — верхнедевонско-нижнепермский, а в Мезенской ПНГП — рифейский. Промышленная продуктивность (газоносность) в пределах листа R-37, 38 установлена только в триасовых отложениях.

Наибольшими ресурсами в пределах листа характеризуется Восточно-Баренцевская НГП (64 % от НСР), где самым богатым является юрско-барремский НГК (рис. 22, Б).

Наиболее богатой нефтью является Тимано-Печорская НГП. С ней связано 42 % нефтяных ресурсов всей территории листа R-37, 38.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На изученной площади листа R-37, 38 эта группа полезных ископаемых распространена на Кольском полуострове и в пределах кряжа Канин Камень, где в основном она представлена проявлениями халькофильных элементов.

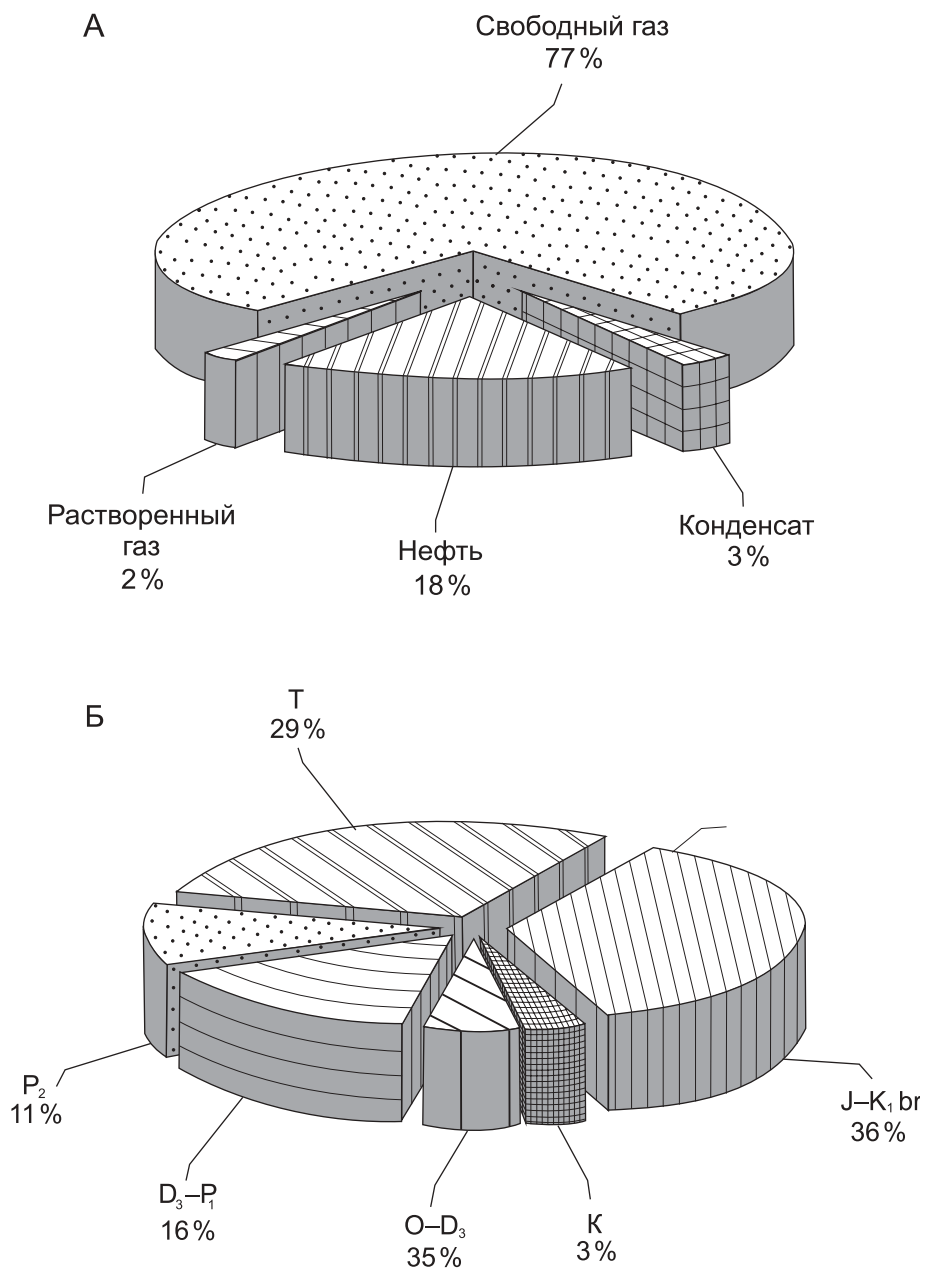


Рис. 22. Распределение прогнозных ресурсов углеводородов: А — по фазовому составу; Б — по нефтегазоносным комплексам. (Составила К. Г. Вискунова).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Проявления цветных металлов на территории листа R-38 связаны с гидротермальной деятельностью и пространственно приурочены к различным типам пород — кварцитам, метадиабазам и к зонам дробления в верхнедевонских отложениях.

Медь. Проявление Меньсейяха (VI-11-4) расположено в долине р. Меньсейяха, в 9,2 км южнее устья. Среди сланцев среднего рифея выявлена протяженная будина метадиабазов мощностью 0,8 м. Оруденение приурочено к полосе развития кварц-карбонатных прожилков, тяготеющих к приконтактной части будины и вмещающим метасланцам. Прожилки сложноветвящиеся, мощностью 2–3 мм, содержат вкрапленность халькопирита размером до 2 мм в поперечнике. Содержание меди — 0,4%.

Свинец, цинк. Пункты минерализации свинца на изученной территории приурочены к кварцевым и карбонатно-кварцевым жилам и к зонам дробления в кварцитах рифея. Группа пунктов минерализации в районе притоков р. Бол. Надтей (VI-10-9, 13, 15) связана с серией кварцевых жил среди сланцев горелорецкой свиты верхнего рифея. Мощность сближенных кварцевых жил составляет от 5–10 до 30–100 см. В жилах наблюдается мелкая неравномерно распределенная вкрапленность галенита и сфалерита. По данным минералогического анализа проб и протолочек, содержание галенита достигает 555 г/м³ и сфалерита — 145,3 г/м³.

Литогеохимические ореолы рассеяния свинца (VI-8-1, 3; VI-9-16; VI-10-8, 11) и цинка (VI-9-4, 6), расположенные северо-западнее вышеперечисленных пунктов минерализации, трассируют развитие свинцово-цинковой минерализации в образованиях среднего—позднего рифея вдоль структур Кийско-Канинской золото-полиметаллической зоны. Набор сопутствующих элементов геохимических аномалий косвенно свидетельствует о доминировании низко-среднетемпературных растворов в рудоформирующих процессах в северо-западной части и напротив, возрастании роли средне-высокотемпературных растворов на юго-западе рассматриваемого фрагмента Кийско-Канинской зоны.

Мышьяк. Пункт минерализации мышьяка находится на левом берегу р. Нехайтеяха, в 6,7 км южнее устья (VI-10-19). В поле развития отложений мадахинской свиты верхнего рифея, в кварцитах выявлена зона дробления северо-западного простирания. Мощность зоны 2,5–3,0 м, прослеженная протяженность 80 м. Породы в зоне лимонитизированы, осветлены, секутся многочисленными тонкими быстро выклинивающимися прожилками желтоватого кварца. Оруденение вкрапленное и представлено серебристо-серым игольчатым арсенопиритом, ассоциирующим с халькопиритом, галенитом и пиритом. Размеры вкрапленников изменяются от долей миллиметра до 3–5 мм в поперечнике. Содержание мышьяка в бороздовой пробе, по данным химического анализа, 0,15%, медь и

свинец отмечены в низких количествах. Проявление относится к минерализованным зонам дробления гидротермального типа.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Литий. На территории листа R-37 известно одно проявление Солдат-Мыльк (VI-1-12), приуроченное к жилам редкометалльных пегматитов. Оруденение связано с микроклин-альбитовыми жилами мощностью 1–8,5 м, длиной 10–400 м. Главные рудные минералы — сподумен, танталит, содержание окиси лития до 0,4%, тантала — 0,007% [49].

Тантал, ниобий. Пункт минерализации Поросозеро (VI-1-16) связан с жилами альбитовых пегматитов мощностью 1–5 м и длиной 50–300 м. Главный рудный минерал — танталит-колумбит. В одной из жил установлено содержание пятиокси тантала 0,015%.

Пункт минерализации Восточно-Полмостундровский (VI-1-3) связан с жилами микроклин-альбитовых, со сподуменом, пегматитов мощностью 1,5–3,5 м и длиной 20–30 м. Главный рудный минерал — танталит, в меньшем количестве — сподумен, берилл. Содержание пятиокси тантала — 0,01%, окиси лития — 0,03%, бериллия — 0,01%. [49].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На продолжении зон развития золоторудных метасоматитов проявлений Няльм-1 и 2, Мешень (лист R-36) на территории листа R-37 прогнозно-поисковыми работами выявлен целый ряд пунктов золоторудной минерализации [200]. Руды относятся к малосульфидному типу золото-кварцевой формации [86]. К рудным объектам на территории листа R-37 относятся пункты минерализации Кораль (VI-1-1), Митрей-Яковлевское (VI-1-4), гора Товкаинт (VI-1-6), гора Тулпахк (VI-1-8), Солдат-Мыльк (VI-1-9, 10), Гыркатинское (VI-1-11), Поросозерское (VI-1-17), Большой Патчемварак (VI-2-1) и др. Золотое оруденение тесно связано с гнездово-прожилковым и жильным окварцеванием пород в метасоматитах пропицит-березитового ряда. Среднее содержание золота меняется от 0,1 до 3,1 г/т. Среди рудных минералов преобладают пирит, пирротин, арсенопирит, иногда шеелит и самородное золото. Состав вмещающих пород разнообразен. В метатерригенных графитсодержащих кварцитах и глиноземистых сланцах и гнейсах локализованы пункты минерализации Кораль, Товкаинт, Солдат-Мыльк и обнажения 5895, 4302, 7762 и 7807. К амфиболитам приурочены объекты Митрей-Яковлевское, Гыркатинское и Поросозерское. В габбро-анортозитах находится пункт минерализации Бол. Патчемварак. Габбро-анортозиты тектонизированы и превращены в кварц-биотит-хлоритовые пиритизированные сланцы с подчиненным количеством пирротина и содержанием Au до 0,1 г/т.

При геологосъемочных работах на площади листа R-38 выявлены геохимические аномалии (VI-9-9, 15) и пункты минерализации (VI-10-14)

золота, связанные с жильными гидротермальными образованиями, и также приуроченные к кварцито-сланцевым отложениям верхнего и среднего рифея. Кроме того, знаки золота установлены в шлиховых пробах (VI-8-2, 4; VI-9-11, VI-10-4, 5, 10), отобранных из водотоков, прорезающих преимущественно отложения табуевской серии.

Проявление «Большенадтейское» расположено в левом борту р. Бол. Надтей, в 400 м выше устья руч. Надтей-Пензя (VI-10-12) (R-38-ВГ, Ш-5, № 6). Оно приурочено к отложениям горелорецкой свиты верхнего рифея. Здесь, среди осветленной кварцито-сланцевой толщи развиты многочисленные кварцевые жилы и прожилки мощностью до 23 см. Содержание золота составляет 0,8 г/т. Данное проявление может служить поисковым признаком для выявления древних россыпей и коренных источников золота.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Алмазы. В пляжевых отложениях и аллювии рек п-ова Канин выявлено 26 шлиховых ореолов (VI-9-1, 2, 3, 5, 7, 8, 10, 13, 14, 17, 18, 19, 20, 21; VI-10-1, 2, 3, 6, 7, 16, 17, 18, 20; VI-11-1, 2, 5), несущих представительный комплекс спутников алмазов: пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромит, оливин и муассанит. К юго-востоку, на побережье Чешской и Индигской губ, в ассоциации с этими минералами на пляже, в аллювии и донных осадках найдены единичные зерна алмазов. Количество каждого из отдельно взятых минералов-спутников, входящих в выявленные ореолы, как правило, составляет 1–2, до 6–8 зерен на одну шлиховую пробу. Для пиропов характерна лиловая окраска с варьирующей цветовой насыщенностью, иногда отмечается розоватый оттенок. Размер зерен 0,2–0,6 мм, иногда до 0,9 мм. Окатанность средняя, редко — хорошая, единичные зерна имеют поверхности скола и угловатую форму. Зерна хромдиопсида имеют ступенчато-изломанную поверхность, иногда несут следы окатанности. Размер их 0,2–0,7 мм, цвет бледно-зеленый.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняки. Месторождение Рыбное располагается на левом берегу р. Рыбная, на расстоянии 10,8 км выше устья (VI-11-3). Известняки каменноугольного возраста, органогенно-обломочные, толстоплитчатые, с прослоем в средней части доломита мощностью 1,2 м. Мощность пачки известняков составляет 10 м.

По лабораторным исследованиям коэффициент насыщения равен 0,8, силикатовый модуль — 2,6, глинистый модуль — 1,1. Химический состав известняков соответствует техническим условиям на карбонатное сырье для производства цемента. Ориентировочно прогнозные ресурсы составляют 75–80 тыс. м³.

Гравийно-песчаные смеси. Месторождение Усть-Нареяхинское находится вблизи устья р. Нареяха (VI-10-21). Гравийно-песчаные смеси генетически связаны с озерно-аллювиальными отложениями сулинского горизонта, эоловыми современными осадками, а также верхнечетвертичными и современными отложениями морских террас. В геологическом строении месторождения участвуют морские отложения пляжевой части сулинского моря.

Продуктивная толща представлена гравийно-песчаной смесью с примесью крупнозернистого песка, довольно часто встречаются валуны. Гравийно-песчаная смесь месторождения не содержит вредных для строительных работ органических и глинистых примесей. По заключению Северной лаборатории технологии строительных конструкций и материалов ВНИИСТ, песчаная смесь пригодна для всех видов строительных работ. Испытания гравийной части смеси на дробимость и истираемость проведены не были.

Запасы месторождения, подсчитанные на площади 9,4 га, составляют по категории С₂ 177,9 тыс. м³. Песчаная часть смеси по гранулометрическому составу относится к группе средних песков, пригодных для всех видов строительных работ. Гравийная часть может использоваться для бетона в качестве крупного заполнителя и для строительства автодорог.

Пески кварцевые строительные. На Баренцевоморском шельфе в 50 км севернее мыса Святой Нос обнаружено скопление кварцевых песков (VI-5-1), которые могут быть использованы в качестве строительного материала [60]. Содержание кварца в них превышает 90%. По гранулометрическому и минералогическому составу пески соответствуют классу формовочных песков. Их мощность 3–5 м.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кормовые ракушечные пески. Ракуша кормовая в виде ракушечного детрита в смеси с карбонатным и кварц-полевошпатовым песком распространена на границе Баренцева и Белого морей в Святоносской провинции [57]. В районе севернее и северо-восточнее мыса Святой Нос околнурены участки с залежами ракушечных песков мощностью 0,5–3,75 м с содержанием ракуши-балянуса от 20 до 90% (VI-5-2, VI-6-1). При горно-технологическом изучении полупромышленной пробы ракушечного песка установлено соответствие ракуши требованиям отраслевого стандарта ОСТ 15–140–76 и техническим условиям на кормовую ракушечную крупку. Ресурсы ракуши по категории Р₂ 850 млн т.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Территория Кольского полуострова в рамках листа относится к Кольской и Мурманской субпровинциям металлогенической провинции Балтийского щита. Металлогенические зоны (см. «Геологическую карту...»), ограничивают территории, в пределах которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. Основными из них для металлогенической провинции Балтийского щита являются:

— наличие металлогенически специализированных комплексов (осадочных, вулканогенных, интрузивных), служащих источником рудного вещества;

— наличие проницаемых структурных зон, служащих подводными каналами для расплавов и/или флюидов;

— наличие рудоносных метасоматитов определенной серийной принадлежности;

— полихронность рудообразования (перераспределение архейских рудных концентраций в протерозойское время, что приводит к обогащению руд).

При выделении металлогенических зон учтены все главные факторы рудоносности. Количество рудных объектов отражает интенсивность процессов рудообразования. По своему масштабу металлогенические зоны примерно соответствуют главным региональным структурам, определяющим геологическое строение территории (архейские зеленокаменные пояса, зоны сочленения геоблоков и т. д.).

На изученной территории Кольского полуострова основные процессы рудообразования происходили во время позднеархейской металлогенической эпохи. Под металлогенической эпохой понимается длительный возрастной интервал развития, в ходе которого формируется закономерный ряд эндогенных и экзогенных полезных ископаемых.

В позднеархейскую (лопийскую, 3,05–2,5 млрд лет) металлогеническую эпоху в пределах Кольской металлогенической субпровинции на смежной с данным листом территории были сформированы месторождения и рудопроявления железа, золота, молибдена. Данные рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и их непосредственном обрам-

лении. Раннепротерозойская металлогеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В раннем протерозое металлогеническая зональность Кольской субпровинции отражает ее мозаичное строение, возникшее в результате неоднократных коллизий.

При генерализации фактического материала в масштабе 1 : 1 000 000 отчетливо проявляются и фиксируются на карте такие важные региональные металлогенические закономерности, как сочетание литологических, структурных и метасоматических факторов рудоносности, соответствие метаморфической и металлогенической зональности, линейное простиранье металлогенических зон, локализация рудных узлов в местах пересечения разновозрастных флюидопроницаемых зон.

Метасоматические процессы играют значительную роль в формировании металлогенической зональности в докембрии региона. Повышенная флюидонасыщенность магматических и метаморфических процессов в выделенных металлогенических зонах предопределяет специфические условия их протекания.

Таким образом, основные черты докембрийской металлогении региона определяются контрастным сочетанием оруденения различного возраста и генезиса.

Большая часть изученной территории Кольского полуострова сложена практически безрудными образованиями тоналит-трондьемит гнейсового комплекса (ТТГ) Мурманской субпровинции.

В юго-западной части территории расположен фрагмент Кольской субпровинции. В ее состав входит восточной фланг Кольской железорудной области, а также южная часть Титовско-Поросозерской металлогенической зоны (МЗ) и фланги Вороньинского рудного узла, которые объединяют практически все известные объекты полезных ископаемых. Ниже приводится их краткая характеристика.

Центрально-Кольская железорудная МО прослеживается от района южного обрамления Печенгской структуры, далее вдоль восточного контакта габброидов Главного хребта до контакта Хибинского плутона. Многочисленные месторождения железистых кварцитов, известные на территории смежного листа R-36, приурочены к линейным шовным структурам — реликтам архейских зеленокаменных поясов, узким прогибам в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. Металлогенический потенциал зоны оценивается в 800 млн т железной руды.

Титовско-Поросозерская золото-молибден-редкометалльная МЗ приурочена к Колмозерско-Вороньинскому зеленокаменному поясу и его обрамлению. Зона прослеживается в юго-западной части листа в виде сравнительно узкой полосы. Она сложена средне- и верхнелопийскими супракрустальными образованиями и разнообразными позднелопийскими интрузиями. Поперечными разломами на территории смежного листа R-36 Титовско-Поросозерская зона делится на три сегмента с юго-востока на северо-запад: Колмозеро-Воронинский, Канентяврский и Титовский. Супракрустальные образования лопия смяты в чешуиrowанные сильно сжатые линейные складки, опрокинутые на юго-запад. Степень метаморфизма изменяется от эпидот-амфиболитовой фации на

юго-востоке до высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации на северо-западе. Метаморфической зональностью определяется распределение пегматитовых полей и железистых кварцитов. Тектонические дислокации интенсивны и сопровождаются зонами бластокатаклизмов и милонитов, мощным диафторезом и метасоматозом.

С орогенным этапом развития Титовско-Поросозерского ЗКП связаны месторождения редких металлов, проявления молибдена и золота. На территории смежного листа R-36 находятся месторождения лития в редкометалльных пегматитах, перспективные проявления золота и молибдена, что подчеркивает высокий металлогенический потенциал этой структуры. Основные запасы лития в пегматитах сосредоточены в месторождениях, руды которых характеризуются высокими содержаниями Li_2O и хорошей обогатимостью. Возможна организация открытой добычи. Южнее в пределах смежного листа Q-37 находится небольшой юго-восточный фрагмент этой зоны, где расположено крупное редкометалльное Колмозерское месторождение (литий, ниобий, тантал, бериллий), связанное с позднеархейскими редкометалльными пегматитовыми жилами, локализованными в габбро-анортозитах потчемварекского нижнелопийского комплекса. В Кольской части изученного листа известно одно проявление лития Солдат-Мыльк (VI-1-16), также приуроченное к жилам редкометалльных пегматитов.

Все крупные рудные объекты Титовско-Поросозерской МЗ, входящие в состав **редкометалльного—золото-молибденового Вороньинского рудного узла**, расположены за пределами листа R-37. В юго-западную часть листа попадает лишь небольшой фрагмент Вороньинского РУ. Запасы и ресурсы полезных ископаемых оценивались для его центральной части (лист R-36). Суммарные прогнозные ресурсы золота P_2 данного узла составляют 34 т. Оценка прогнозных ресурсов молибдена для площади Вороньинского узла в целом дается на основе данных изучения проявления Пеллапахк, расположенного на смежном листе R-36. Они составляют 414 тыс. т молибдена и 1675 тыс. т меди по категории P_2 [86].

Перспективы поисков новых рудных объектов в пределах изученной части Кольского полуострова определяются возможностью обнаружения тел редкометалльных пегматитов и золоторудных кварцевых штокверков и жил в метасоматитах, аналогичных проявлениям Вороньинского рудного узла. В настоящее время вся площадь Титовско-Поросозерской МЗ на исследованной территории относится к распределенному фонду недр. В ее пределах проводятся поисковые работы на золото.

Предпосылки проявлений магматизма кимберлитового типа. Восточная часть Балтийского щита в целом перспективна на алмазы, о чем свидетельствует несколько открытых месторождений на севере Финляндии, а также проявления алмазов лампроитового и кимберлитового типов в Мурманской области и в Карелии.

Возраст алмазоносного магматизма определяется в широком диапазоне от позднеархейского [224] до герцинского [236].

На рассматриваемой территории Харловско-Варзинского междуречья Мурманского берега алмазы пока не обнаружены, что может быть связано

с недостаточной изученностью и отсутствием целенаправленных поисков. Однако эта территория расположена на северо-восточной окраине алмазоносной субпровинции восточной части Балтийского щита. На основании выполненных работ [86, 205, 218, 255] можно выявить здесь геологоструктурные и магматические предпосылки проявлений кимберлитового типа. В целом область относится к кратону позднеархейской стабилизации и характеризуется гетерогенным блоковым строением. Колмозеро-Воронинской шовной зоной она разделена на Мурманский и Центрально-Кольский блоки, которые в свою очередь разделены по гравиметрическим данным [209] на серию блоков разной плотности, отождествляемых с различными типами архейской коры (ультраметаморфические, гранитометаморфические и промежуточные). В зонах сопряжения этих блоков проявилась тектономагматическая активизация, с которой за пределами исследуемого листа связываются проявления лампроитового и кимберлитового алмазоносного магматизма [224].

К благоприятным предпосылкам алмазоносности на рассматриваемой территории можно отнести наличие фрагмента Хибино-Ботнического палеорифта и кольцевых структур (рис. 23). Хибино-Ботнический палеорифт протягивается от побережья Баренцева моря на юго-запад в направлении Ловозеро—Хибины и далее вдоль Ботнического залива. Наиболее определенно он выражен в пределах Контозерской кальдеры. По данным интерпретации потенциальных полей [254], палеорифт характеризуется полосовидными магнитными аномалиями, частично совмещенными с положительными аномалиями силы тяжести. Глубинное строение Хибино-Ботнического рифта изучено двумя профилями ГСЗ по линии Печенгская губа—Костомукша. На одном из них установлено аномальное увеличение мощности земной коры до 50 км [198] за счет линзовидного тела коромантийной смеси.

Хибино-Ботнический палеорифт в изученном районе характеризуется интенсивным проявлением траппового и щелочного магматизма, особенно в районе губ Дроздовская, Варзинская и Ивановская, где помимо даек долеритов обнаружены дайки щелочных пикритов, мончикитов, нефелинитов, рассматриваемых в составе ивановского вулканоплутонического комплекса.

На Кольском полуострове в пределах изученного листа выявлен целый ряд кольцевых структур разных порядков, дешифрируемых на космических снимках и частью выраженных в гравитационном поле. С наиболее крупной (400 км в диаметре) Кольской кольцевой мегаструктурой [14] связаны за пределами района массивы щелочных и щелочно-ультраосновных пород, размещающихся по концентрическим и радиальным разломам (Хибинский, Ловозерский массивы и другие). Эта кольцевая мегаструктура рассматривается многими исследователями как мантийный плюм. В его пределах находятся в разных районах Балтийского щита кусты кимберлитовых даек, алмазсодержащие кимберлитовые трубки Терского берега, а также фрагменты алмазов в четвертичных отложениях.

Исследованная территория находится в периферической части Кольской кольцевой мегаструктуры, и локальные овальные гравиметрические

минимумы и максимумы фиксируют, вероятно, скрытые на глубине щелочно-ультраосновные массивы, в том числе, возможно, и кимберлитовые тела.

Наиболее перспективным представляется Варзинское—Дроздовское поле траппового и щелочно-ультраосновного, частью эксплозивного магматизма. Среди даек присутствуют тела безпироксеновых флогопитовых пикритов, близких по составу к кимберлитам. Поиски со шлиховым опробованием следует сконцентрировать в пределах Варзинского района, выделенного на «Схеме предпосылок проявлений магматизма кимберлитового типа» (рис. 23).

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ПОЛУОСТРОВА КАНИН

В минерагеническом отношении территория п-ова Канин входит в состав Тимано-Печорской минерагенической провинции (ТПП). В состав провинции входит Канино-Тиманская минерагеническая зона (МЗ) [86]. На территории листа она представлена сегментом Канина Камня. Главным структурным элементом территории является Канинский горст, сложенный тремя мощными сериями рифея — микулкинской, тархановской и табуевской. Исходя из общегеологических предпосылок, можно выделить площади, перспективные для локализации оруденения различных минеральных типов в районе кряжа Канин Камень. Прогнозные ресурсы золота и алмазов для этого сегмента Канино-Тиманской МЗ не оценивались.

Канино-Тиманская МЗ в целом специализирована на бокситы, золото, титан, марганец и алмазы. Перспективность территории п-ова Канин на предмет выявления месторождений алмазов и золота заслуживает более детального рассмотрения.

На изученной территории наибольший интерес представляет Канинский горст. Здесь установлено наличие образований, потенциально перспективных для локализации золоторудной минерализации. Эти образования представлены двумя типами:

1. Кварцевые жилы и прожилки в метаморфизованных осадочных и магматических породах.
2. Зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в этих отложениях.

При геохимическом опробовании различных образований выявлены многочисленные аномальные точки, реже небольшие ореолы золота, приуроченные преимущественно к полю развития табуевской серии. По данным золотоспектрального анализа, содержание золота в кварцевожильных образованиях колеблется от 0,001 до 0,1 г/т. В одном случае установлено более 3 г/т в сульфидсодержащей кварцевой жиле.

В сланцах концентрация золота варьирует от 0,001 до 0,07 г/т, а в зонах сульфидной (пиритовой) минерализации достигает 1 г/т. В кварцитах и кварцито-песчаниках содержания золота составляют 0,001–0,15 г/т, повышаясь в сульфидсодержащих (арсенопирит) кварцитах до 1 г/т.

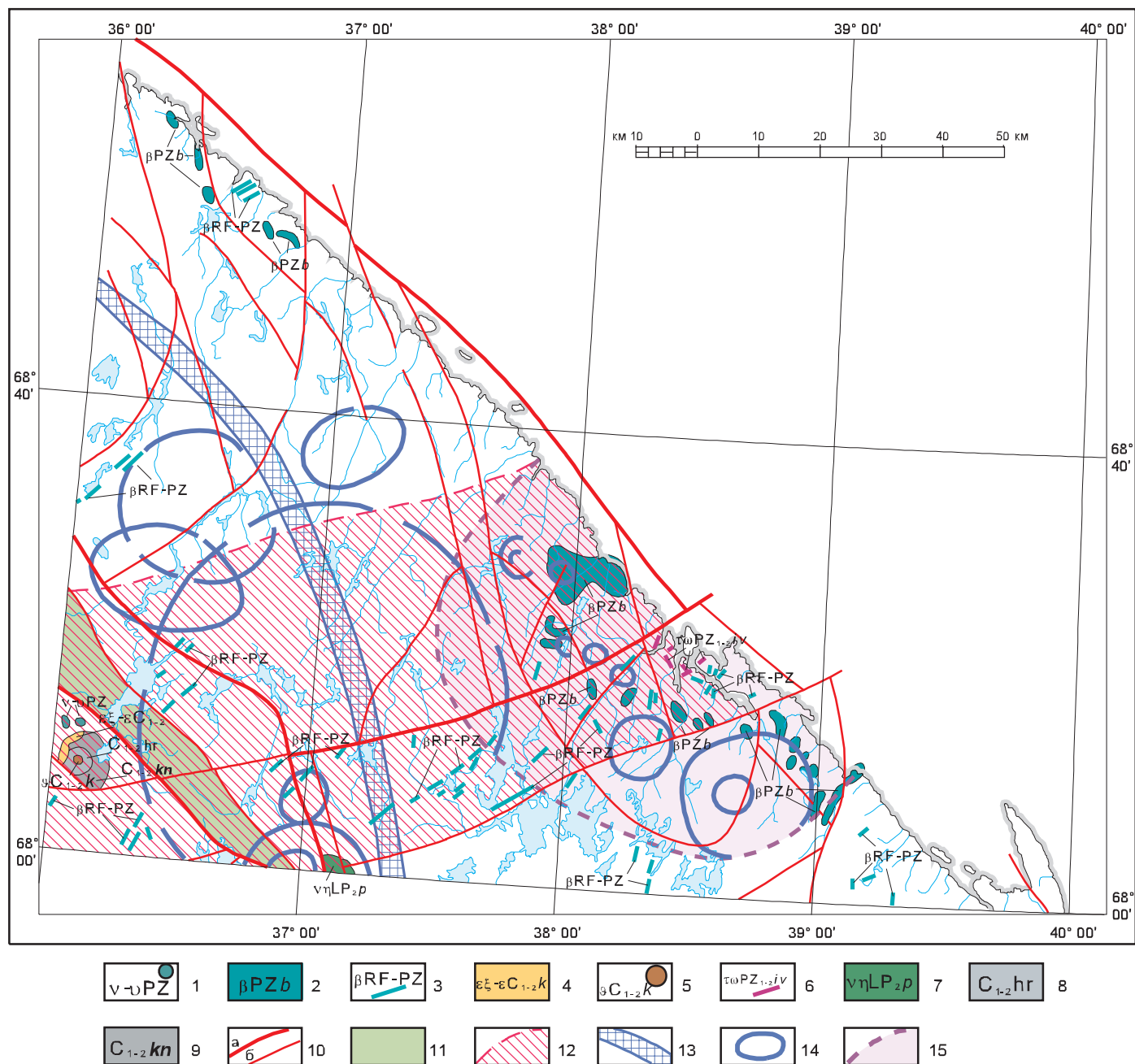


Рис. 23. Схема предпосылок проявлений магматизма кимберлитового типа. Составили В. А. Журавлев, Б. Г. Лопатин.

1–7 — магматические образования: 1 — палеозойские штоки клинопироксенитов-меланогаббро, 2 — палеозойский баренцевоморский комплекс силлов и даек долеритов, 3 — неразделенные рифейские—палеозойские дайки долеритов и порфиритов, 4 — раннекаменноугольный контозерский массив — щелочные и нефелиновые сиениты, 5 — ранне-среднекаменноугольные штоки карбонатитов, 6 — ранне-среднепалеозойский ивановский щелочно-ультраосновной комплекс — щелочные пикриты, меллитовые пикриты, оливиновые пироксениты, фойдолиты, 7 — патчемварекский метагабброанортозитовый комплекс — метагаббро, металабрадориты, метаанортозиты; 8–9 — Контозерская кальдера: 8 — ниже-среднекаменноугольная харловская толща — известняки, доломиты, аргиллиты, алевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты с покровами карбонатитов и меллититов, 9 — ниже-среднекаменноугольная контозерская серия — меллититы, нефелиниты, туфы, доломиты, известняки, алевролиты, конгломераты; 10 — разрывные нарушения: *a* — главные, *b* — прочие; 11 — Колмозеро-Воронинский сегмент Титовско-Поросозерской шовной зоны, 12 — Хибино-Контозерская зона тектоно-магматической активизации; 13–14 — кольцевые структуры: 13 — фрагмент Кольской радиально-кольцевой структуры, 14 — кольцевые структуры различной природы, выделенные по материалам КС и АФС, частью выраженные в гравитационном поле; 15 — прогнозируемый Варзинский район проявлений кимберлитового магматизма.

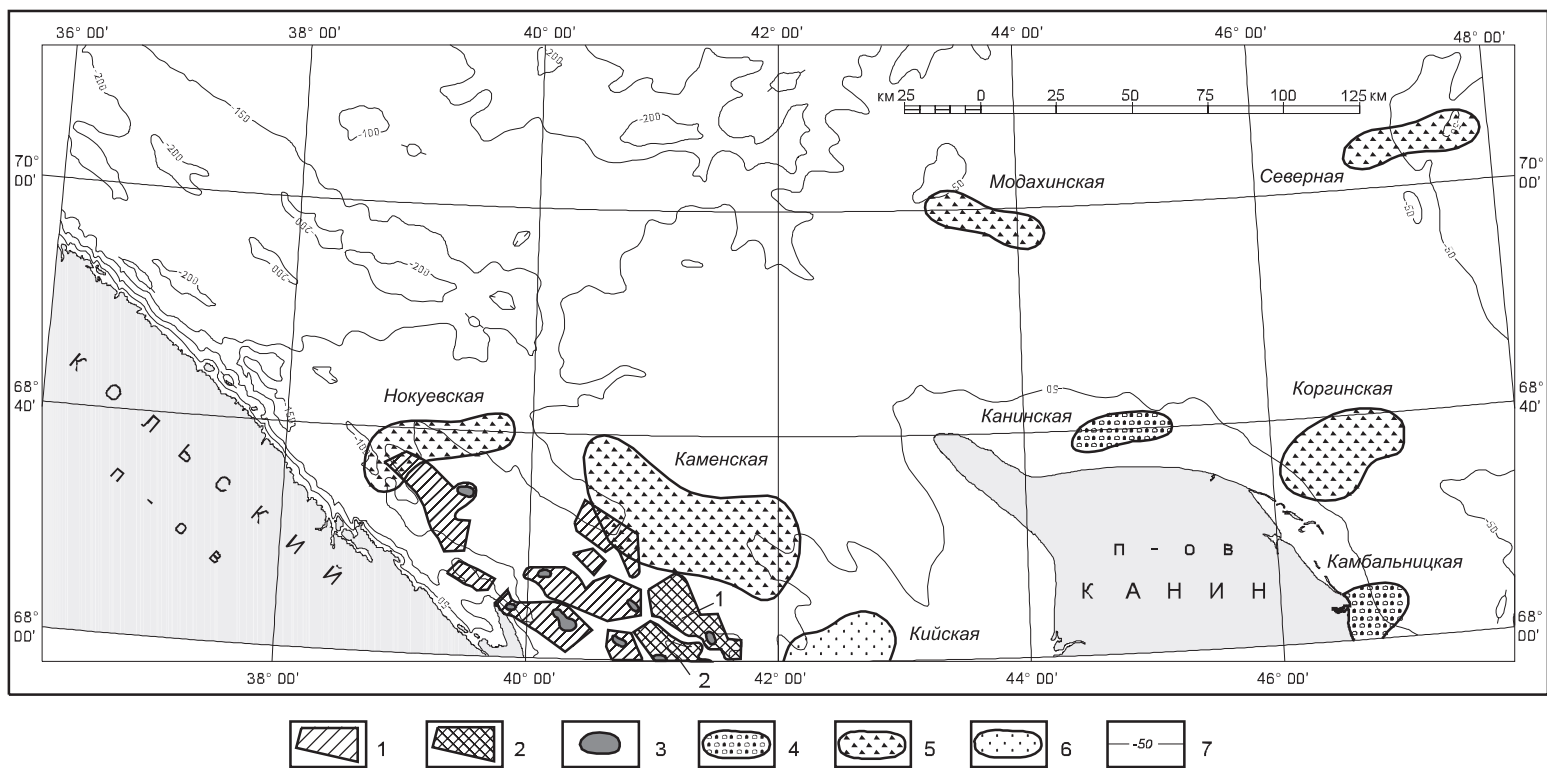


Рис. 24. Перспективы поисков гравийно-песчаных смесей и песков. По материалам В. И. Гуревича, 2002.

1–3 — Святоносская провинция кормовых ракушечных песков: 1 — площади, перспективные для поисков кормовых ракушечных песков, 2 — залежи с подсчитанными запасами: (1 — Толстихинская, 2 — Наливкинская), 3 — участки с плотностью ресурсов более 100 метр-процентов; 4–6 — площади, перспективные для поисков: 4 — гравийно-песчаных смесей, 5 — песков строительных, 6 — песков стекольных; 7 — изолинии рельефа дна (сечение 50 м).

При переходе от высокотемпературных фаций метаморфизма к низкотемпературным происходит устойчивое повышение среднего содержания золота от $1,88 \times 10^{-7} \%$ в породах микулкинской серии до $13,8 \times 10^{-7} \%$ и $21,0 \times 10^{-7} \%$ в тархановской и табуевской сериях соответственно. Наибольшие концентрации золота устанавливаются в зонах сульфидной минерализации.

В результате проведенного шлихового опробования установлено, что подавляющее большинство проб, содержащих золото, приурочено также к полю развития отложений табуевской серии. Зерна золота имеют пластинчатую, лепешковидную форму, средний размер 0,2 мм в поперечнике, максимальный — до 1 мм.

В пробах-протолочках из верхнедевонских грубозернистых отложений присутствуют единичные мелкие зерна золота. По данным золотоспектрального анализа, в этих породах содержание золота колеблется от 0,001 до 0,5 г/т, в связи с чем эти отложения могут представлять интерес для поисков погребенных россыпей.

Таким образом, территория кряжа Канин Камень потенциально золотоносна. Наиболее перспективным для постановки поисковых работ является поле развития отложений табуевской серии. Локальными признаками золотоносности являются:

1. Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма.
2. Наличие в разрезе отложений табуевской серии, в районе бассейнов рек Рыбная и Бол. Надтей метаморфизованных пород основного состава.
3. Типоморфный элементный состав геохимических аномалий Sb, Zn, Pb, Au, Ag.
4. Минеральный состав ассоциации зон сульфидной минерализации и кварцево-жильных образований: рудные — пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит; нерудные — кварц, карбонаты, альбит, серицит, хлорит, углистое вещество.
5. Тип гидротермальных изменений пород — березитизация.

Проведение дальнейших работ следует ориентировать на выявление благоприятных горизонтов пород. Наибольший интерес представляют отложения табуевской серии, в которых в районе бассейнов рек Рыбная и Бол. Надтей установлено наличие черносланцевых пиритизированных образований, содержащих повышенные концентрации золота (до 1 г/т). Здесь же широко развита вулканогенно-терригенная толща метаморфизованных пород основного состава, являющихся одним из наиболее благоприятных факторов локализации золоторудной минерализации. Кроме того, в районе бассейна р. Бол. Надтей отмечаются проявления золото-сурьмяной формации, которая зачастую составляет с золото-кварцевой формацией единый эволюционно-латеральный ряд.

Таким образом, вышеприведенные факты позволяют сделать вывод о возможности выявления на территории кряжа Канин Камень оруденения золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций метаморфогенно-гидротермального генетического типа и последующего выделения потенциального золоторудного узола.

В результате проведенного шлихового опробования установлено повсеместное присутствие на территории кряжа Канин Камень единичных знаков пироба, приуроченного к современным русловым отложениям. В аллювии рек за пределами кряжа выявлены многочисленные шлиховые ореолы минералов-спутников (включая пироп). Все ореолы приурочены к участкам поверхности, которые испытывают устойчивое воздымание и характеризуются относительно расчлененным рельефом с перепадом высот до 30 м и более. В аллювий минералы-спутники могли поступать из коренных источников (в пределах Кийско-Канинской зоны) и из промежуточных коллекторов, а также из четвертичных отложений.

Количество каждого из отдельно взятых минералов-спутников, входящих в состав выявленных ореолов, как правило, не превышает 1–2 зерна на одну шлиховую пробу.

Помимо хромдиоксида, пироба и оливина, характерных для большинства выявленных ореолов, иногда в них присутствует муассанит (р. Хэцьяха, р. Хандей, р. Сесаяха, р. Мал. Крутая и верхнее течение р. Бол. Губистая). В некоторых пробах из гравелитов и конгломератов верхнего девона, вскрытых горными выработками и буровыми скважинами [211], также присутствует муассанит. В пробах-протолочках, отобранных из грубозернистых верхнедевонских образований, отмечается присутствие зерен пиропов.

В целом для территории работ характерны зерна пиропов лилового цвета с различной густотой окраски, иногда отмечается розоватый оттенок, размер зерен, как правило, 0,2–0,6 мм, реже до 0,9 мм, окатанность — средняя, несколько реже хорошая, редкие зерна имеют поверхность скола и угловатую форму.

Наибольшее количество зерен пиропов на один шлик (3–6) наблюдается в бассейне рек Яней, Мацаха, Морошечная. В этом же районе в шлихах отмечается хромдиоксид и оливин. Зерна хромдиоксида несут следы окатанности, иногда имеют ступенчато-изломанную поверхность. Размер их 0,2–0,7 мм, цвет — бледно-зеленый. По данным В. В. Афанасьева (1978), в бассейне этих же рек обнаружены знаки пикроильменита и хромита.

По данным Б. А. Горностая (1984), в нижнесилурийских отложениях, обнажающихся в среднем течении р. Рыбная, обнаружены пиропы и муассанит (пробы-протопочки отобраны из базального горизонта, представленного доломитами и известковистыми песчаниками, содержащими гальку кварца и метасланцев). При благоприятной структурно-тектонической обстановке вдоль склонов кряжа Канин Камень могли образоваться россыпи, связанные с эрозионными циклами Канино-Тиманского региона. Одним из участков, благоприятным для россыпеобразования, он считает бассейн рек Яней, Мацаха, Крынка.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы позволяют сделать вывод о возможном наличии в районе работ коренных источников алмазов. Для решения вопроса о местоположении этих источников необходимы дополнительные целенаправленные исследования.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА

Строительные материалы

Выполненные в последние десятилетия региональные седиментологические обобщения обширных данных о распределении, мощности, гранулометрическом и минеральном составе современных отложений Западно-Арктического шельфа явились основой для установления и предварительной оценки залежей песков и гравийно-песчаных смесей [58, 60, 215].

Гравийно-песчаные смеси. Эти образования являются ценным строительным материалом, если содержание гравия в них превышает 10%. Кроме того, большое значение для оценки качества гравия имеет его петрографический состав, в значительной мере определяющий прочность зерен. Свойства гравия регламентируются техническими требованиями ГОСТ на стройматериалы различного назначения: ГОСТ 8268–82, ГОСТ 23735–79, ГОСТ 10260–82 и т. д. [19, 73].

По данным В. И. Гуревича [60, 215], на шельфе территории листа R-37, 38 выделены две площади в прибрежье п-ова Канин на Канино-Колгуевской ступени: Канинская и Камбальницкая, где содержание гравия составляет 15 и 51% соответственно (рис. 24). Характеристики залежей приводятся в табл. 8 [60].

Пески кварцевые строительные. На стадии предварительных оценок требования к зерновому составу строительных песков ограничиваются содержанием вредных примесей (т. е. алеврито-пелитовых частиц) не более 2–5% по массе, а также — модулями крупности в пределах 1,5–3,2, и регламентируются государственными и отраслевыми стандартами [73, 110].

По данным В. И. Гуревича (1991, 2002), залежи песков, состоящих на 75% и более из зерен песчаной размерности, сосредоточены в мелководных районах с высокой динамической активностью водных масс: в прибрежье Восточного Мурмана, п-ова Канин и в северной части Воронки Белого моря.

Расположение площадей, перспективных для добычи строительных песков, указано на рис. 24, а характеристики залежей приводятся в табл. 8 [60, 215].

Стекольное сырье

Пески кварцевые стекольные. К этому виду полезных ископаемых, используемых в производстве стекла, относятся пески, важнейшей составной частью которых является кремнезем. Качество стекольных песков нормируется требованиями ГОСТ 22551-77, согласно которым содержание SiO_2 допускается от 95% для низких марок до 99,8% для высоких марок, а также жестко контролируется количество элементов-хромофоров: железа, титана, хрома, ванадия [110].

Таблица 8

Характеристика площадей, перспективных для поисков гравийно-песчаных смесей и песков (по В. И. Гуревичу, 2002 [60])

Номер на карте	Наименование площади	Глубина моря, м	Расстояние до берега, км	Площадь, км ²	Мощность слоя, м	Модуль крупности	Содержание фракций, %			Содержание кварца, % массы	Прогнозные ресурсы, млрд м ³	
							гравий	песок	алеврит и пелит		пески	гравийные пески
Гравийно-песчаные смеси строительные												
5	Канинская	30	1	431	2	2,1	15,2	78,7	6,1	68–75	–	0,86
7	Камбальницкая	30	1	138	2	3,19	51,1	46,1	2,8	75–86	–	0,28
Пески строительные												
1	Нокуевская	80	15	497	3	1,19	0,6	97,3	1,8	75–80	1,49	–
2	Каменная	60	50	1573	3	1,28	0,6	98,6	0,8	75–80	4,72	–
4	Модахинская	40	65	337	5	1,10	0,3	81,0	18,3	75–80	1,68	–
6	Коргинская	60	25	765	5	1,32	0,2	97,4	2,4	75–80	3,82	–
8	Северная	45	30	342	5	1	0,2	90,9	8,9	63–78	1,71	–
Пески стекольные												
3	Кийская	30	50	976	3	1,13	1,13	96,7	2,0	90–94	2,93	–

По данным В. И. Гуревича (1991, 2002), этим нормативам на акватории изученного листа соответствует Кийская залежь (рис. 24), расположенная вблизи южной границы карты, где скорость седиментации превышает 5 м в 10 тыс. лет [60, 215]. Параметры залежи приведены в табл. 8. Эти пески практически без обогащения пригодны как сырье для производства бутылочного стекла и стекловолокна. Однако для оконтуривания площади и уточнения мощности слоя высококондиционных кварцевых песков требуется проведение дополнительных работ.

Таким образом, значительные ресурсы основных видов гравийно-песчаных смесей и чистых песков для строительной и стекольной промышленности сосредоточены в сравнительно мелководных районах южной половины листа R-37, 38. На перспективных площадях следует рекомендовать проведение разведочных работ, а также проведения горно-экономической оценки целесообразности добычи.

Ракуша кормовая

Мощной минерально-сырьевой базой для добычи кормовой ракушечной крупы является Святоноская провинция ракушечных песков на границе Баренцева и Белого морей, прогнозные ресурсы которой первооткрыватели оценили в 260 млн т [174], а специальные поисковые работы

Таблица 9

Характеристика Толстихинской и Наливкинской залежей кормовых ракушечных песков

Параметры	Толстихинская залежь № 1	Наливкинская залежь № 2
Прогнозные ресурсы категории P ₂ по блокам: — весьма перспективный (50–100 метр-процентов), млн т	60,1	96,3
— особо перспективный (более 100 метр-процентов), млн т	9,7	25,3
Средняя глубина моря, м	60–70	50–60
Мощность вскрыши, м	0–0,5	0–0,5
Мощность слоя ракуши, м	более 2	более 2
Содержание CaCO ₃ , %	74–90	74–94
Наличие гравия и гальки, %	менее 10	10–20
Содержание неврежденных примесей, %	1–3	1,5–3
Содержание токсичных компонентов, г/т: — мышьяк	60–70	40–70
— ртуть	не обнаружена	сл.
— свинец	менее 0,5	0,5–1
Масса конечного товарного продукта, млн т	8,0	8,3

подтвердили эти оценки [60, 214]. Установлена экологическая безопасность и наибольшая целесообразность добычи ракуши на двух наиболее перспективных участках — Голстихинском № 1 и Наливкинском № 2 (рис. 24). Характеристика этих залежей приведена в табл. 9 [60].

Химический состав ракуши, на 60 % и более представленной обломками баянусов, удовлетворяет требованиям ГОСТ 26826—86 на известняковую муку для производства комбикормов [8].

Освоение Святоносского месторождения ракушечного сырья способно полностью решить проблему известковистой подкормки в животноводческие комбикорма для хозяйств Северо-Запада России.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На рассматриваемой площади фрагментарно расположены гидрогеологические структуры: Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн (*I*), Печорский артезианский бассейн (*II*) и Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область (*III*), занимающая юго-западную часть листа (см. «Гидрогеологическую схему»).

Наибольший вклад в изучение подземных вод Кольского полуострова внесли детальные гидрогеологические исследования, проведенные Северо-Западным геологическим управлением (Б. Н. Смирнов, К. П. Заозерова, М. Х. Зуммер и др.), при участии Ленинградского горного института (Н. Г. Паукер), Гидрологического института (О. В. Попов, Н. П. Небожева) и Ленгипроводхоза (В. И. Лебедев). Эти исследования способствовали изучению характера и степени водообильности как горизонтов четвертичных отложений, так и кристаллических пород (до глубины 200–300 м).

Первые сведения о подземных водах глубинных горизонтов Печорского артезианского бассейна (преимущественно его субаэральной части) появились в основном в 1960-е годы в связи с расширением буровых работ на нефть и выходом в северные районы, на побережье Баренцева моря. По результатам исследований в 1970 г. выполнено первое крупное обобщение, где И. А. Габовичем предложена схема гидрогеологического районирования европейского Северо-Востока СССР [43]. Возросшая интенсивность гидрогеологического изучения территории объединения «Архангельскгеология», «Полярноуралгеология», «Ухтанефтегазгеология», научно-исследовательскими организациями ВНИГРИ, ТПО «ВНИГРИ», Коми филиалом ВНИИГаза, применение количественных критериев определения типа и класса скоплений подземных вод позволило В. А. Дедееву с соавторами в начале 1980-х годов внести в схему существенные коррективы [149]. Специалистами ПГО «Ухтанефтегазгеология» в 1993 г. выполнено обобщение значительного объема фактического материала, накопленного объединением вплоть до начала 1990-х годов [41].

Гидрогеологические условия покрытой Баренцевым морем северной части площади листа изучались в основном в региональном плане. С использованием идей Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, М. М. Василевского, Ю. Е. Погребницкого выявлены контуры гидрогеологических бассейнов [117], которые позднее описаны с привлечением результатов проведенного в 1980–1990-е годы подводного бурения [82, 226].

ТИМАНО-СКАНДИНАВСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Подземные воды складчатой области содержатся в маломощном прерывистом слое четвертичных отложений и в верхней, в разной степени трещиноватой, зоне кристаллических пород (метаморфические образования архея и протерозоя). Ввиду отсутствия водоупоров, водоносные горизонты четвертичных отложений и комплексы кристаллических пород, как правило, гидравлически связаны между собой и образуют общее зеркало подземных вод.

Гидродинамическая и гидрохимическая зональность по разрезу для условий суши (Кольского полуострова), выявлена по данным скв. СГ-3 [42]. Верхняя зона мощностью около 120 м (реже — до 800 м), с активным водообменом, содержит воды с минерализацией до 1 г/л и разнообразным химическим составом: гидрокарбонатно-сульфатным и сульфатным кальциево-магниевым, а также гидрокарбонатно-хлоридным натриево-кальциевым. Микрокомпоненты представлены йодом, бромом, фтором, никелем, кобальтом, радием, бором, калием. Газы — преимущественно атмосферного происхождения, с примесью глубинных (особенно с глубины 200–300 м).

На глубине 120–4350 м, в зоне затрудненного водообмена, минерализация воды изменяется от 1,5 до 200 г/л; состав — хлоридный натриевый, натриево-кальциевый, кальциево-натриевый. Газы, как правило, — метан и водород; микрокомпоненты — стронций, радий, бром, калий, бор, свинец, йод, мышьяк, рубидий. Еще ниже, в зоне застойного гидродинамического режима, минерализация воды достигает 200–250 г/л, состав весьма близок к зоне затрудненного водообмена, с большим участием мантийных газов (водород, гелий).

Тектоническое строение Титовско-Кейвского, Мурманского, Рыбачинского и Канинского гидрогеологических районов, слагающих на площади листа Тимано-Скандинавскую гидрогеологическую складчатую область, определяется наличием чередующихся синклиналильных и антиклиналильных зон, а также грабенных и горстов, протягивающихся с запада-северо-запада на восток-юго-восток.

Четвертичные образования имеют спорадическое распространение в Тимано-Скандинавской гидрогеологической складчатой области (на площади листа). Они почти отсутствуют на абрадированной полосе шириной 20–60 км, примыкающей к Баренцеву морю, с выходами кристаллических пород на дневную поверхность. На п-ове Канин развит прерывистый, изменчивый по мощности покров четвертичных отложений.

Водоносные горизонты четвертичных образований на п-ове Канин изучены слабо. Здесь развиты мерзлые породы островного и массивно-островного распространения. Неглубокие залегания трещиноватых коренных пород, большая изрезанность рельефа обуславливают расчлененность мерзлых толщ сквозными и несквозными таликами радиационно-теплого и водородного типов.

Пробуренные в западной части приканинской акватории Баренцева моря в пределах описываемой гидрогеологической области неглубокие инженерно-геологические скважины в ряде случаев, по данным Я. В. Неизвестнова и Н. И. Толстихина, фонтанировали пресной водой, напор над уровнем моря которой составляет 2–3 м. Глубже 100 м пресные воды сменяются солеными, затем — рассольными. По мере удаления от берегов мощность зоны пресных вод убывает, минерализация поровых вод приближается к 35 г/л.

Водоносный горизонт торфяно-болотных отложений распространен на Кольском полуострове в виде отдельных разрозненных участков в пределах плоских водоразделов, депрессий, долин крупных рек. Торфяники играют важную роль в регулировании стока. Мощности их не превышают 2–5 м, коэффициенты фильтрации составляют 0,01–2 м/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые, содержат много органических веществ (до 33 мг/л), общая жесткость не превышает 0,5 мг-экв/дм³, водородный показатель 5–6,5. Для водоснабжения практически не используется из-за плохих питьевых характеристик.

Водоносный горизонт аллювиальных и морских отложений с порово-пластовыми скоплениями вод позднелепистоцен-голоценового возраста сложен супесями, крупно-, мелко- и тонкозернистыми песками общей мощностью до 10–20 м, развитыми по долинам рек, в меньшей степени — на побережье Баренцева моря. Глубина залегания подземных вод составляет 0–2 м на послеледниковых террасах и 2–5 м на позднеледниковых. По химическому составу воды обычно гидрокарбонатно-кальциевые или гидрокарбонатно-натриевые, реже — хлоридно-натриевые с общей минерализацией до 0,5 г/л [88], в устьях рек достигающей 0,8–0,93 г/л за счет периодического засоления водами Баренцева моря.

Водоносные горизонты ледниковых, озерно-ледниковых, флювиогляциальных и элювиально-делювиальных отложений с порово-пластовыми скоплениями вод позднелепистоцен-голоценового возраста распространены на Кольском полуострове (Мурманский гидрогеологический район) и сложены рыхлыми песчано-пылеватыми отложениями, содержащими грубо-обломочный материал.

Водоносный горизонт верхнелепистоценовых ледниковых отложений, представленных мелко- и тонкозернистыми, преимущественно пылеватыми песками с гравием, галькой и валунами, развит практически повсеместно. Обычно он имеет мощность 2–6 м, а в депрессиях — до 15–25 м. Воды, как правило, безнапорные; глубина залегания их уровня в депрессиях 0–2 м, на склонах — 2–4 м. На вершинах гряд и отдельных холмов отложения морены обычно остаются необводненными. Минерализация вод обычно не превышает 0,1 г/л. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные кальциевые натриевые.

Водоносный горизонт верхнелепистоценовых флювиогляциальных отложений, залегающих обычно на морене или кристаллических породах, представлен озами и зандрами, повсеместно приуроченными к пониженным участкам рельефа. Отложения оз мощностью до 15–30 м обычно представлены хорошо отмытыми песками разной зернистости с

включением гравия, гальки и валунов. Зандровые поля, сопутствующие озам, сложены мелко- и среднезернистыми песками с тонкими прослоями гравия и галечника.

Архейско-протерозойский гидрогеологический этаж является основным элементом гидрогеологической стратификации площади, приуроченной к Тимано-Скандинавской складчатой области; содержит несколько водоносных комплексов.

Водоносный комплекс метаморфических пород с трещинно-жильными и трещинно-карстовыми водами, рифейского возраста слагает основание хр. Пае (Канин Камень). В пределах п-ова Канин эти воды до глубины 50–100 м пресные или ультрапресные ($M = 0,1–0,3$ г/л) хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые; минерализация подземных вод возрастает до 55 г/л на глубине 400 м и до 214 г/л при глубине 2000 м (состав хлоридно-натриевый) [43]. Расходы большинства существующих на Пае источников пресных вод менее 1 л/с, реже достигают 2–9 л/с.

Маломощный гидрогеологический этаж, сложенный ордовикско-триасовыми карбонатными и гипсоносными отложениями с пластово-трещинными, трещинно-пластовыми и трещинно-карстово-пластовыми скоплениями вод, развит на прилегающих к кряжу Канин Камень равнинах. Пластово-трещинные воды п-ова Канин, исследованные до глубины 50 м, пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л.

Водоносный комплекс кристаллических пород с преимущественно трещинно-жильными водами, приуроченный к плагиогранитам, мигматит-гранитам и эндербитам позднеархейского возраста, распространен в Мурманском гидрогеологическом районе. Граниты, как правило, сильно выветрелые, представлены весьма слабо трещиноватыми разностями с трещинами шириной не более 1–2 мм, находящимися на расстоянии 0,5–5,0 м и образующими характерные глыбово-плиточные и матрацевидные отдельности. Средняя глубина трещин — 15–20 м. Источники встречаются весьма редко, их дебит не превышает 0,01–0,05 л/с; скважины часто бывают безводными. В приморской части Мурманского гидрогеологического района, где четвертичные отложения практически отсутствуют, широко распространены сбросовые трещины, почти всегда связанные с палеозойскими интрузиями. Ширина таких трещин 3–15 см, эффективная глубина составляет 30–50 м. Здесь дебиты источников относительно высокие — 0,9–2,0 л/с.

Средний уровень грунтовых вод в архейских гранитах составляет 0–5 м от поверхности земли, на возвышениях — 10–50 м. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков, а также притока из рек и озер. Воды гидрокарбонатные или хлоридно-карбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,015–0,295 г/л.

Водоносный комплекс кристаллических пород с трещинно-жильными пресными и слабосолоноватыми водами, сложенный плагиомикроклиновыми и олигоклазовыми гранитами позднеархейского возраста, развит в узкой зоне шельфа, непосредственно прилегающей к берегу Кольского полуострова и отнесенной к Мурманскому гидрогеологическому району.

Водоносный комплекс метаморфических пород с трещинными, пластово-трещинными, трещинно-пластовыми и трещинно-жильными водами позд-непротерозойского возраста сложен породами, аналогичными по составу рыбачинской и кильдинской сериям, распространенным в западной части Рыбачинского гидрогеологического района. Они представлены песчаниками разнообразной зернистости с относительно мощными пачками конгломератов и прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев. Их трещиноватость весьма слабая, что определяет дебит 0,0001–0,1 л/с.

По мере удаления от берега Кольского полуострова уменьшается водообильность зон субаквальной разгрузки пресных вод суши, состав подземных вод постепенно сменяется на хлоридный магниевно-натриевый, а их минерализация повышается вплоть до 35 г/л в северной части района.

ПЕЧОРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Юго-восточную часть листа занимает западное, большей частью субаквальное, окончание Печорского артезианского бассейна. В вертикальном разрезе артезианского бассейна выделяются четыре гидрогеологических этажа: верхнепротерозойско-кембрийский, ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-триасовый, и юрско-четвертичный [41, 149].

На площади листа расположены три гидрогеологических района.

Коргинский гидрогеологический район, наиболее протяженный и приуроченный к Коргинской региональной ступени, расположен между Тиманским кряжем и Малоземельско-Колгуевской моноклиналью. Здесь развиты палеозойско-мезозойские отложения верхних гидрогеологических этажей мощностью до 3 км.

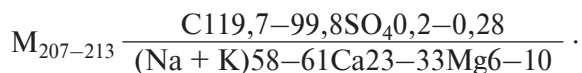
Малоземельско-Колгуевский гидрогеологический район характеризуется моноκлиальным погружением всех горизонтов в северо-восточном направлении, на фоне которого выделяются относительно слабо выраженные локальные поднятия и депрессии. Кровля фундамента залегает на глубине от 2 до 5 км и более. Мощность мезозойских отложений увеличивается на северо-западе до 2,5–3,0 км.

Северо-Печорский гидрогеологический район приурочен к зоне ступенчатых сбросов северо-восточного простирания, где фундамент, по геофизическим данным, погружается с глубин 6–7 до 10–11 км.

Верхнепротерозойско-кембрийский гидрогеологический этаж представлен сильнодислоцированными, в различной степени метаморфизованными, терригенными и карбонатными породами, вулканогенными образованиями, слагающими байкальский фундамент. Здесь могут быть развиты коллекторы трещинного, порово-трещинного и трещинно-карстового типа. Фундамент погружается на восток и север, минерализация подземных вод увеличивается по мере его погружения от 22 до 191 г/л при хлоридном натриевом составе [98].

Ордовикско-нижнедевонский гидрогеологический этаж, мощность которого может достигать 5–7 км, сложен в основном терригенными породами, в которых преобладают трещинно-жильные воды. Верхнеордовикские,

силурийские и нижнедевонские отложения часто залегают непосредственно под верхнедевонской покрывкой, развиты в пределах всей северной части Печорского артезианского бассейна. Водообильность пород комплекса изменяется в широких пределах, так как разрез представлен чередованием терригенных и карбонатных водоносных комплексов с непроницаемыми толщами пород сульфатного, глинистого и глинисто-карбонатного состава. Они служат региональными и локальными водоупорами. Воды силурийских отложений, представленных кавернозными доломитами, на глубине 3–3,5 км обычно хлоридные натриевые [93], имеют следующий состав:



Для Коргинского гидрогеологического района прослежены зоны выходов различных литолого-стратиграфических подразделений силурийского возраста непосредственно под верхнедевонскую покрывку. Коллекторские свойства пород составляют: пористость 7–10 %, проницаемость колеблется от 1 до 10 мД² [129].

Среднедевонско-триасовый гидрогеологический этаж сложен пятью водоносными комплексами, имеет относительно выдержанную мощность, до 5,5 км в Северо-Печорском гидрогеологическом районе. Здесь могут быть развиты емкие терригенные и карбонатные коллекторы порово-трещинного, порово-кавернозного, трещинно-пластового и порово-трещинно-пластового типов.

Нижняя часть гидрогеологического этажа представлена *среднедевонско-саргаевским гидрогеологическим комплексом*. Водоносная толща среднедевонско-нижнефранских отложений представлена, как правило, малоемкими коллекторами, мощность и стратиграфический объем которых в заметной мере предопределены амплитудой предкыновского размыва. В Коргинском и Малоземельско-Колгуевском гидрогеологических районах коллекторы комплекса получили наименьшее развитие.

Присутствующие в Малоземельско-Колгуевском гидрогеологическом районе кварцевые песчаники характеризуются сильным вторичным уплотнением и коллекторов практически не содержат. Песчаники имеют среднюю пористость 5–10 %, проницаемость 0,1–0,5 мД [104].

Минерализация пластовых вод комплекса, обычно хлоридного, кальциево-натриевого состава, хлоркальциевого типа, изменяется в очень широких пределах (от 65 до 263 г/л), увеличиваясь в восточном направлении.

Гидрогеологический комплекс *верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений* (с семилукско-турнейской водоносной толщей) характеризуется исключительным разнообразием слагающих его пород, резкой изменчивостью мощности и условий осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах. Формирование этих отложений связано с периодом заложения, развития и замыкания некомпенсированной впадины, располагающейся на восточном борту Печорской синеклизы [31, 94].

Для комплекса в целом характерен хлоркальциевый генетический тип пластовых вод, хлоридный кальциево-натриевый состав, с вариацией минерализации от 140 до 193 г/л.

Гидрогеологический комплекс каменноугольно-нижнепермских отложений является одним из наиболее мощных (до 1000 м и более) и широко распространенных в Печорском артезианском бассейне. Высокими коллекторскими свойствами обладают широко распространенные визейско-верхнекаменноугольные биоморфные и биоморфно-детритовые известняки, сложенные гидроидными полипами, криноидеями, водорослями, фораминиферами, с пористостью 10–38% [104]. Эффективная мощность коллекторов может колебаться от 50 до 200 м и более. Для рассматриваемых северных территорий бассейна отмечается развитие повышенных пластовых давлений.

По данным, полученным из Колгуевской скважины № 140 (за пределами листа), нижнеартинские известковистые алевролиты на глубине 2075–2055 м характеризуются пористостью 3,5–9,3%, проницаемостью 0,13 мД [238]. При этом получены рассолы хлоридного кальциево-натриево-кальциевого состава с минерализацией 73,5 г/л, содержание брома — 184,0 мг/л, йода — 12,7 мг/л.

Гидрогеологический комплекс верхнепермских отложений мощностью несколько сот метров представлен пластами песчаников (пористостью до 20–25% и более). Выше залегающие глины нижней части уфимского яруса, и глинистые прослои песчано-алевритистых пород образуют зону локальных водоупоров. Комплекс характеризуется весьма пестрой минерализацией пластовых вод, что связано с невыдержанностью по площади и в разрезе пластов-коллекторов. Концентрация солей здесь может изменяться от 12 до 126 г/л [41].

Гидрогеологический комплекс триасовых отложений представлен толщей терригенных континентальных осадков с чередованием непроницаемых глинисто-алевритовых, глинистых пород и песчаных пластов-коллекторов различного генезиса.

В Малоземельско-Колгуевском гидрогеологическом районе развиты высокочемкие песчаные пласты (пористостью 21–30%, проницаемостью 30–520 мД²). Верхняя часть чаркабожской свиты характеризуется преобладанием глинистых водоупорных прослоев.

Отложения верхнего триаса являются хорошим водоупором, способствующим образованию водных и газогидратных залежей.

На Песчаноозерской площади (о. Колгуев) вскрыты пластовые воды триасовых отложений хлоркальциевого типа с минерализацией 55,2–89,5 г/л.

Юрско-четвертичный гидрогеологический этаж на площади листа разделен на две существенно различающиеся области. Континентальная (приуроченная к п-ову Канин) — содержит многолетнемерзлые породы, которые вмещают пресные воды, в большей или меньшей степени перспективные для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения. Субаквальная область характеризуется преимущественным развитием поровых вод морского типа, может быть осложнена реликтовой мерзлотой.

Нижняя часть этажа представлена *юрско-меловым гидрогеологическим комплексом*. Малоизученная водоносная толща комплекса представлена ниже-среднеюрскими отложениями, мощность которых достигает 250–300 м. Песчаные коллекторы с прослоями глин (мощностью не более 1–2 м) выдержаны регионально. Дебиты из песчаников юрского возраста достигают от 100 до 1800 м³/сут. Пластовые давления незначительно превышают «нормальные» гидростатические ($K_a = 1,03$). Водоупором комплекса является глинистая толща титонского яруса и берриас-баррема средней мощностью 350 м. В нижней части толщи могут содержаться водоносные песчаные линзы и прослои.

ЮЖНО-БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн выделяется в пределах одноименной синеклизы, сложенной мощными (до 18–19 км) толщами палеозоя и мезозоя. Подземные воды артезианского бассейна принадлежат к Баренцево-Карской артезианской области и разделяются на площади листа по структурно-тектоническим критериям на шесть гидрогеологических районов (Кольский, Варяжский, Центральный, Северо-Мурманский, Арктический и Куренцовский). Северо-Мурманский и Куренцовский гидрогеологические районы приурочены к тектоническим ступеням Мурманско-Куренцовской моноклинали, в пределах которой фундамент погружается от 6–8 до 10–12 км. Центральная, наиболее погруженная часть синеклизы, отнесена к Арктическому гидрогеологическому району. Этот район охватывает Андреевско-Бритвинскую региональную ступень и Арктическую депрессию. Выделяемые на западе бассейна гидрогеологические районы приурочены к Кольско-Финмаркенской моноклизе (Кольская моноклираль) и Варяжской зоне прогибов.

Нижний этаж, приуроченный к фундаменту бассейна, залегает в основном на глубине 6–12 км, погружаясь местами до 16–18 км. Кристаллические породы фундамента содержат, по всей видимости, лишь весьма незначительные скопления подземных рассолов трещинно-жильного типа.

Водоносные комплексы среднего гидрогеологического этажа (P₂–T) общей мощностью до 10–12 км содержат порово-трещинно-пластовые воды, приуроченные к песчаникам, пескам, алевролитам. Вскрытая мощность триасовых отложений достигает 2380 м в Мурманском гидрогеологическом районе [56]. Триасовые породы-коллекторы представлены алевролитами и песчаниками, обладающими низкими фильтрационно-емкостными свойствами. В средне- и нижнетриасовых отложениях получена вода гидрокарбонатно-натриевого типа с пониженной минерализацией — 7 г/л.

Верхний гидрогеологический этаж мощностью до 2–3,5 тыс. м, состоящий из водоносных комплексов юрско-меловых и четвертичных отложений, содержит порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления соленых и слабо рассольных вод. Придонные подземные воды — положительно-температурные морского типа (с минерализацией, близкой к 35 г/л).

В Южно-Баренцевском артезианском бассейне, по результатам расчетов по кривой равновесия системы газ—гидрат [145, 189], природные условия благоприятны для образования и стабильного существования гидрата метана: глубина моря свыше 240 м, температура придонной воды $(-1)^{\circ}\text{C}$, геотермический градиент 20—40 град/км, достаточная концентрация растворенного газа. Мощность слоя гидратообразования, по предварительным оценкам, может достигать 200—300 м [212].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Составление эколого-геологической схемы масштаба 1:2 500 000 и оценка экологического состояния континентальной части территории листа R-37, 38 выполнены с использованием первичных аналитических данных ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», полученных в результате эколого-геохимического картирования масштаба 1:1 000 000 восточной части Мурманской области (ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», 2000–2002 гг.). Также использованы материалы двух международных эколого-геохимических проектов, выполнявшихся с охватом площади этих и соседних (R-35-36, Q-35-38) листов в 1992–2003 гг.

При эколого-геологическом картировании масштаба 1:1 000 000 восточной части Мурманской области проводилось комплексное опробование [157] сопряженных поверхностных компонентов природной геологической среды (мхи, поверхностный органический $A_0 + A_1$ и минеральный С горизонты почв, поверхностные воды) со средней плотностью наблюдений 1 пункт (водосборная площадь < 100 км²) комплексного опробования на 300 км².

Первый из международных проектов «Совместное эколого-геохимическое картирование и мониторинг масштаба 1:1 000 000 западной части Мурманской области и сопредельных районов Финляндии и Норвегии» (сокращенно «Kola Ecogeochemistry») выполнялся в 1992–1996 гг. на площади 188 000 км² (в т. ч. 88 000 км² — российская территория, листы R-(35), 36, Q-35-36). Средняя плотность отбора проб составила 1 пункт (водосборная площадь < 30–50 км²) комплексного опробования перечисленных выше поверхностных сред на 300 км², со сгущением до 1 точки (площадки) на 100 км² вблизи источников загрязнения.

В рамках второго международного проекта «Varents Ecogeochemistry» региональным эколого-геохимическим картированием в масштабе 1:2 500 000 по аналогичной унифицированной методике была охвачена континентальная часть Северо-Запада России и вся территория Финляндии. Изучена территория общей площадью 1500 тыс. км², в том числе 1237 тыс. км² — на российской части. Средняя плотность отбора проб составила 1 пункт (водосборная площадь < 100 км²) комплексного

Кадастр эколого-геохимических аномалий

Территория загрязнения	Характеристика отдельных точек и площадей загрязнения по средам опробования				Ранжированный по убыванию Z_c ряд элементов (для мхов и почв $Z_c > 1,5$, для воды $Z_c > 0,1$ ПДК)	Оценка эколого-геохимической обстановки
	Среда	Количество проб	Площадь, км ²	Z_c средн.		
Верховья р. Рында	Мох	3	600	10,3	Cr ^{3,48} Sb ^{2,33} Fe ^{2,19} Co ^{2,18} As ^{1,92} Ni ^{1,87} Al ^{1,73} Cu ^{1,61} V ^{1,54}	Удовлетворительная
Низовье р. Восточная Лица	»	1	—	14,26	Th ^{6,45} U ^{4,38} Al ^{2,33} Cr ^{2,03} Mo ^{1,74} Fe ^{1,64}	Благоприятная
	Вода	1	—	3,2 (0,09)*	(Sr/Ca) ^{2,70}	
	Почва	1	—	18,22	V ^{4,28} Cu ^{3,85} P ^{3,55} Mo ^{3,17} Fe ^{3,09} Cr ^{2,76} Ni ^{2,43} Na ^{2,32} Mn ^{2,25} Pb ^{2,03} Be ^{1,91}	
П-ов Канин, низовье р. Подлей	Вода	1	—	2,96 (0,69)	Br ^{1,09} Mn ^{0,35} B ^{0,22} Na ^{0,2} Cl ^{0,15}	»
П-ов Канин, низовье р. Черная	»	1	—	4,35 (2,28)	Br ^{1,17} Mn ^{1,86} B ^{0,34} Na ^{0,26} S ^{0,2} Cl ^{0,15}	»
Оз. Лявозеро и верховье р. Харловка	»	1	—	2,79 (2,18)	(Sr/Ca) ^{2,0} Fe ^{1,99} Al ^{0,28}	Слабый уровень загрязнения геогенной природы
	Почва	1	—	34,97	Fe ^{8,73} Cr ^{7,45} U ^{6,74} V ^{4,79} Th ^{4,37} Co ^{4,03} Al ^{3,33} Be ^{2,88} Na ^{2,52} Ni ^{2,26}	
Междуречье в низовьях рек Рында и Харловка	»	1	—	23,8	Mo ^{7,70} V ^{5,09} Co ^{3,6} P ^{3,53} Pb ^{3,38} Mn ^{3,12} Ba ^{2,5} Cu ^{2,34} Sr ^{2,09} Ni ^{2,02}	»
Верховье р. Восточная Лица	»	1	—	8,42	Co ^{4,11} Mo ^{3,58} Fe ^{2,32} Be ^{2,15} Sr ^{2,04} S ^{1,62}	Благоприятная
Верховье левого притока р. Варзина	»	1	—	28,3	Mo ^{20,9} V ^{3,68} Cr ^{3,47} Be ^{2,87} Al ^{2,36} Sr ^{2,26} S ^{2,09}	Слабый уровень загрязнения геогенной природы

* 3,2 (0,09) — величина коэффициента Z_c в поверхностных водах для элементов 1–2 классов и (в скобках) 3–4 классов опасности.

опробования на 1000 км², со сгущением до 1 пункта (площадки) на 300 км² вблизи источников загрязнения.

Для территории листа R-38 при составлении эколого-геологической схемы использованы также данные из отчета ЗАО «Архангельскгеолразведка» «Составление геохимической основы к Госгеолкарте-1000/3 листы P-37, Q-37-38, R-38-40» (2003 г.).

Эколого-геологическая схема масштаба 1 : 2 500 000 составлена согласно требованиям [74, 155], обязательным при подготовке Госгеолкарты-1000/3. Она включает в себя информацию о природных условиях и хозяйственной деятельности на территории листа R-37, 38. На схеме показаны также отдельные пункты и контуры площадей по уровням загрязнения компонентов природной геологической среды (ПГС). По этим данным проведена оценка эколого-геологической обстановки территории. Схема сопровождается кадастром эколого-геохимических аномалий с характеристикой площадей по уровням Z_c , спектру и контрастности элементов-загрязнителей, экологического состояния ПГС (табл. 10).

Природные ландшафтно-геоморфологические условия

Территория листов R-37, 38 расположена в одной биоклиматической зоне — субарктической тундровой (южная подзона, с постепенным переходом типичных тундровых ландшафтов к лесотундровым).

На морском побережье преобладают кустарничковые тундры, которые по мере удаления от моря сменяются лишайниково-кустарничковыми и лишайниковыми. Основу тундровых кустарничков составляют вороника, толокнянка альпийская, брусника и карликовая березка — ерник. Южнее располагаются кустарничковые (ерниковые и ивняковые) тундры. Ивняки характерны обычно для пологих склонов и локальных понижений рельефа с травянистым покровом и широким распространением сфагновых мхов.

Растительность лесотундровой подзоны представлена березовым редколесьем и криволесьем (березой извилистой), с травяно-кустарничковым зеленомошным и лишайниковым подъярусом.

В тундре и лесотундре развиты преимущественно глеевые, торфяно-глеевые и подзолистые иллювиально-гумусовые почвы, обогащенные органическим веществом. Вдоль арктического побережья распространены примитивные почвы с оторфованным органогенным горизонтом и гумифицированным, но не дифференцированным на генетические горизонты минеральным профилем. Наиболее обогащены гумусом почвы, развивающиеся на торфяниках.

Климатические условия довольно суровые: характерно преобладание пасмурной погоды с высокой относительной влажностью воздуха в течение всего года. Минимальные значения температуры достигают $-36\text{ }^{\circ}\text{C}$, максимальные летние до $+27\text{ }^{\circ}\text{C}$.

По всей территории отмечаются районы спорадического распространения многолетнемерзлых пород со среднегодовой температурой от 0 до $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В геологическом отношении территория листа R-37 относится к северо-восточной части Балтийского кристаллического щита, представленного в этой части преобладающим комплексом плагиогранитов и гранито-гнейсов верхнего архея. В юго-западной части листа присутствует каменноугольный осадочно-вулканогенный комплекс (Контозерская кальдера). В орографическом плане территория листа представляет собой возвышенную цокольную платообразную равнину, круто обрывающуюся и изрезанную многочисленными фьордами вдоль побережья Баренцева моря.

Территория листа R-38 в геологическом плане относится к северо-западной части Тимано-Печорской плиты. В орографическом плане территория листа представлена равниной, осложненной в центральной части кряжем Канин Камень, с абсолютной отметкой 241 м (сопка Моховая). В юго-западном направлении кряж обрывается тектоническим уступом.

Гидрографическая сеть представлена многочисленными водотоками, берущими свое начало с Кейвской возвышенности (Кольский полуостров) и Тиманского кряжа (п-ов Канин). Наиболее крупные реки — Харловка, Восточная Лица, Месна, Рыбная и Бол. Надтей принадлежат к бассейну Баренцева моря. В нижнем течении имеют ширину до 30–50 м, дно илистое, в верховьях все реки с каменистым руслом с порогами и водопадами. Озера многочисленны, но большинство — небольшие (до 3–2 км²), глубины достигают 5 м. К крупным озерам относятся Лявозеро, Спиридон и Енозеро (Кольский полуостров). Основную роль в питании озерно-речной системы играют атмосферные осадки. В типичных для территории условиях избыточного увлажнения, замедленного химического выветривания, хорошо промытых четвертичных отложений и бедных растворимыми веществами подзолистых почв формируется поверхностный сток из маломинерализованных вод. Воды рек и озер преимущественно ультрапресные и пресные (минерализация до 10–70 мг/л). По химическому составу преобладают воды гидрокарбонатные натриево-калиевые и кальциево-магниевые. В прибрежной полосе (в особенности в районе п-ова Канин) сказывается влияние морских аэрозолей, и воды приобретают хлоридно-гидрокарбонатный натриево-калиевый или кальциево-магниевый состав.

Преобладающими морфогенетическими типами рельефа являются возвышенные и низменные денудационные и аккумулятивно-денудационные равнины. Возвышенный аккумулятивно-денудационный рельеф преобладает на Кольском полуострове и в пределах территории Тиманского кряжа. Преобладание низменных аккумулятивно-денудационных равнинных форм рельефа отмечается в пределах п-ова Канин на площади распространения осадочных образований.

Четвертичные образования представлены автохтонными, аллохтонными и биогенными отложениями.

Автохтонные образования, характерные для возвышенных аккумулятивно-денудационных равнин, занимают сравнительно небольшие площади. Они распространены в основном вдоль береговой полосы на Кольском полуострове, а также на склонах кряжа Канин Камень, где

представлены элювием, делювием и коллювием метаморфических и вулканогенных пород докембрия.

Аллохтонные отложения практически сплошным чехлом перекрывают денудационную поверхность дочетвертичных пород и отсутствуют только во врезам отдельных участков долин рек в пределах кряжа. Максимальная вскрытая мощность четвертичных осадков достигает десятков метров на участках низменных аккумулятивно-денудационных равнин, а минимальная — на поверхностях выработанного рельефа возвышенных аккумулятивно-денудационных равнин. Они представлены ледниково-морскими, морскими, аллювиальными, озерными осадками разного гранулометрического и петрографического состава.

Биогенные отложения распространены широко и представлены торфом различной мощности и степени разложения — на водораздельных пространствах они заполняют котловины между холмами или сплошным чехлом покрывают поверхность аккумулятивных равнин, особенно в районе морских побережий.

Из экзогенных геологических процессов (ЭГП) наибольшее распространение вдоль арктического побережья получили локальные обвалы и осыпи на участках развития низкогорных форм рельефа и гидроакколиты совместно с торфяными буграми выпучивания на заболоченных участках спорадического развития многолетне-мерзлотных пород (ММП).

Хозяйственная деятельность

Административно территория листа R-37 [146] принадлежит к Североморскому и Ловозерскому районам Мурманской области, а на территории листа R-38 расположен один из субъектов Российской Федерации — Ненецкий автономный округ. Промышленная деятельность в регионе практически отсутствует.

На территории листа R-37 вдоль побережья расположено пять небольших поселков: Дальние Зеленцы, Харловка, Восточная Лица, Варзино и Островной (наиболее крупный из них). Незначительное население занято на промысловых, животноводческих работах, обслуживании военных объектов и навигационных пунктов Северного морского пути. На остальной территории листа размещены только сезонные оленеводческие станы для кратковременного выпаса оленей.

Постоянных населенных пунктов на территории листа R-38 нет, и только в период подхода к берегам наваги и сельди приезжают бригады рыбаков-колхозников для прибрежного лова, располагаются в нескольких рыболовецких станах на берегу моря. Основной вид деятельности человека на рассматриваемой территории — оленеводство, однако выпас оленей проводится в бесснежный период года. В зимний период, когда тундра покрыта снегом, стада оленей находятся в лесотундровой и лесной зоне (за пределами рассматриваемой территории).

Транспортная сеть, за исключением передвижения вдоль морского побережья, практически отсутствует.

Охраняемые природные территории

На территории Мурманской области расположены участки акватории и островов Гавриловского и Семиостровского архипелагов, принадлежащие к Кандалакшскому заповеднику, и охотничий заказник федерального уровня — «Мурманский Тундровый» (район оз. Енозеро).

На п-ове Канин к таким объектам относится северная часть Шойнинского биологического заказника, общая площадь которого 50 тыс. га (вместе с листом — Q-38). К охраняемым объектам также относится тундровая прибрежная экосистема с множеством обитающих на них в летний период птиц.

Уровни загрязнения компонентов ПГС и оценка эколого-геохимического состояния территории

На территории листов R-37, 38, характеризующейся очень низкой плотностью населения и слабым хозяйственным освоением, техногенные источники загрязнения отсутствуют. Источником локального загрязнения может быть аэротехногенное влияние близко расположенных крупных промышленных районов (расположенных западнее и юго-западнее листа R-37). Другими источниками являются естественные скопления токсических элементов — химически контрастные и специализированные на определенные природные ассоциации элементов комплексы коренных пород и соответственно сформировавшиеся на них поверхностные компоненты экосистем (почвы, наземная растительность, воды), а также ландшафтные аномалии (природные скопления элементов на различных геохимических барьерах).

Оценка экологического состояния территории листов R-37, 38 проведена по данным опробования вод поверхностных водотоков, органогенному горизонту почв и наземных мхов (см. Эколого-геологическую схему). В прилагаемом к эколого-геологической схеме кадастре (табл. 10) приведена характеристика выявленных отдельных аномальных точек и площадей загрязнения по перечисленным средам опробования.

Всего на континентальной части площади листов R-37, 38 выявлена одна локальная площадь слабого уровня загрязнения ($Z_c = 8-16$) по данным опробования мхов. Расположена эта площадная (3 точки, среднее значение $Z_c = 10,3$) аномалия в западной граничной части листа R-37 (верховья р. Рында). Ведущими элементами по контрастности содержания являются Cr, Sb, Fe, Co, As, Ni и ряд других загрязнителей, характерных для аэротехногенного воздействия крупных промышленных районов центральной части Кольского полуострова.

На остальной части листа R-37 выявлено несколько одиночных слабоаномальных точек в пробах органического слоя почв и поверхностных водах. Наиболее контрастная ($Z_c = 28,97$) из них расположена на водораздельной части оз. Лявозеро и верховьев р. Харловка, ряд других — на побережье (низовье р. Восточная Лица), в междуречье рек Рында и Харловка, а также на участке верхнего течения р. Варзина. Для всех этих

точек характерен близкий набор аномалообразующих элементов (Mo, Fe, Cr, Th, U, V, Sr и повышенное отношение в воде Sr/Ca), типичных для участков с широким проявлением щелочного метасоматоза. Территория листа R-37 характеризуется повышенными уровнями естественного радиационного фона и содержания Th, U, K в горных породах [169], и в ее пределах предполагается существование крупной зоны палеозойской активизации, трассирующей расположение массивов щелочных пород Хибин—Лявозеро—Контозеро.

На площади листа R-38 подтверждены выявленные при составлении листов ГХО-1000/3 [260] две аномальные точки при опробовании поверхностных вод вблизи арктического побережья п-ова Канин. Одна из них расположена в низовьях р. Подлей, другая — в низовье р. Черная, и обе характеризуются схожим набором аномалообразующих элементов (Br и Mn выше или близкими к ПДК, существенно повышенным относительно природного фона содержанием Na, Cl и SO₄). Загрязнение вод в этих точках — природное. Марганец связан с повышенным его содержанием в болотных ландшафтах. Бром и другие из перечисленных элементов — с непосредственной близостью моря и существенным влиянием морских аэрозолей на состав речных вод.

В целом, территория листов R-37, 38 характеризуется благоприятной эколого-геологической обстановкой. В пределах локальной площади верховьев р. Рында, подверженной слабому аэротехногенному воздействию промышленных западных районов Мурманской области, эколого-геохимическая обстановка оценивается как удовлетворительная.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Для изучения геоэкологических особенностей акватории листа R-37, 38 использован фактический материал, полученный в ходе комплексных геоэкологических экспедиций на НИС «Академик Карпинский» и НИС «Геолог Ферсман» в 1991—1992 гг. Привлечены результаты геоэкологических работ МАГЭ в 2002 г., а также все доступные картографические и иные сведения из печатных и фондовых источников за предшествующие годы [58, 59, 60, 106, 107, 128, 172, 173, 175, 213]. Необходимо подчеркнуть, что в перечисленных работах рассматривается распределение тяжелых металлов, нефтяных углеводородов, радионуклидов, в то время как главные и опасные виды антропогенного загрязнения — хлорорганические соединения (ГХЦГ, ПХБ, ДДТ и др.) изучались только при геоэкологических рейсах 1991—1992 гг.

На площади расположено 33 станции комплексного геоэкологического опробования в трех придонных средах (донных осадках, придонной воде и макробентосе). Их расположение показано на схеме масштаба 1:5 000 000 в зарамочном пространстве «Литологической карты поверхности морского дна». Значительное количество проб, отобранных в 2002 г. МАГЭ, проанализировано на содержание радиоактивных компонентов, учтены также результаты приближенно-количественных спектральных

определений. Состав аналитических исследований и объемы работ приводятся в табл. 11. Методики определений различных компонентов подробно рассмотрены в работах В. И. Гуревича (1992, 1993ф) и в «Методических указаниях...» (1987).

Геоэкологическая схема акватории листа R-37, 38 составлена на основе обобщения большого числа абиотических, биотических и техногенных параметров донных ландшафтов [60] в соответствии с требованиями «Инструкции по составлению...» (2003).

Таблица 11

Состав и объемы лабораторных исследований

Виды определений	Придонная среда	Число проб
Спектральный приближенный количественный анализ на 27 элементов	Осадок	85
Химический анализ солянокислых и содовых вытяжек (P_2O_5 , CO_2 , SO_3 , SiO_2 , SiO_2 аморфные, Al_2O_3 и др.)	»	25
Определение активности радионуклидов (^{137}Cs , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K)	»	115
Определение β -активности	»	30
Количественное определение U	»	14
Определение биогенных компонентов	»	20
Количественное определение тяжелых металлов методом атомно-абсорбционной спектроскопии (Zn, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Cd, Pb, Hg)	»	30
Количественное определение элементов на спектрометре SPARK-1 (Ni, Zn, Co, Pb, Cu, Fe, Mn, Cr, V, Ti, As)	»	24
Определение органических веществ (фенолы, НУ, ПАУ, $C_{орг.}$)	»	33
Определение хлорорганических поллютантов (α - и γ -ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	»	32
Определение основных гидрохимических параметров и биогенов (SiO_2 , NO_2 , $P_{общ.}$, СПАВ и др.)	Вода	27
Определение хлорорганических поллютантов (α - и γ -ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	»	24
Количественное определение тяжелых металлов (Zn, Fe, Sn, Mn, Ni, Cu, Cd, Pb, Co)	»	25
Определение фенолов, НУ, ПАУ	»	24
Количественное определение тяжелых металлов (Zn, Fe, Sn, Mn, Ni, Cu, Cd, Pb, Co)	Макробентос	48
Определение хлорорганических поллютантов (α - и γ -ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	»	27
Определение активности радионуклидов (^{137}Cs , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K)	»	28

Рассматриваемая акватория расположена в южной части Баренцева моря, примыкает к северо-восточному побережью Кольского полуострова и к п-ову Канин. Местное техногенное воздействие суши на придонные среды можно считать небольшим, т. к. на побережье нет крупных городов, промышленных и сельскохозяйственных предприятий, и лишь один порт Гремиха в Святоносском заливе вносит свой заметный вклад в антропогенное загрязнение акватории. Однако поллютанты, в том числе тяжелые металлы, могут поступать в изучаемый район из Западной Европы и западных районов Кольского полуострова благодаря постоянным течениям и вертикальным перемещениям водных масс. Кроме того, это территория интенсивного судоходства и рыболовства, где бассейновая седиментация постоянно нарушается техногенной турбацией донных осадков и биоценозов траловым вооружением [173]. В целом же можно считать, что степень антропогенного загрязнения акватории листа R-37, 38 на начало XXI в. невелика.

Целью выполненных геоэкологических исследований является установление параметров и уровней воздействия техногенной контаминации на придонные среды и сравнение фоновых и аномальных концентраций поллютантов с соответствующими параметрами на примыкающем листе R-(35), 36 и Западно-Арктическом шельфе.

Загрязнение акватории тяжелыми металлами

В акватории листа R-37, 38 изучалось распределение группы тяжелых и цветных металлов: Ni, Zn, Co, Pb, Cu, Cd, Fe, Mn, Hg, Sn.

Статистические параметры приводятся в табл. 12. Учитывая в целом слабую загрязненность акватории металлами и другими поллютантами, порогом аномальных концентраций мы считаем содержание более двух стандартных отклонений. С одной стороны, это позволяет выявить компоненты, которые проявляют тенденцию к концентрированию, а с другой — определить те геоморфологические области, с которыми связаны аномалии.

Медь. Весьма контрастная (более четырех стандартных отклонений) и обширная аномальная зона с максимальным для акватории содержанием меди в осадке (218 мг/кг) связана с пелитами и алевритовыми пелитами Центральной впадины и желоба Нордьюпет. Здесь отмечены самые большие глубины (до 375 м), самые тонкозернистые осадки и самые контрастные и протяженные аномалии не только для меди, но и для других металлов (Zn, Pb, Hg). Очевидно, углубления желоба Нордьюпет являются промежуточными ловушками, а глубокая Центральная впадина служит окончательным депонирующим центром на путях передвижения осадков, содержащих компоненты-загрязнители. Можно предположить, что потоки осадочного вещества с запада содержат как техногенную медь, которая попадает с аэрозолями и дымами от обоганительных комбинатов Кольского полуострова и Западной Европы, так и природную, поступающую в осадок при размыве медьсодержащих месторождений с Новой

Содержание тяжелых металлов в придонных средах

Металлы	Число проб		Закон распределения	Содержания								Кларковые содержания [25]			ПДК для морских водоемов
				В акватории листа R-37, 38				В акватории листа R-(35), 36		Западно-Арктический шельф [60]					
	всего	из них не обнаружено		min значащее	max	медиана	аномальное	медиана	аномальное	фоновое	аномальное	глинистые осадки морей	осадочные породы	морская вода	
Донные осадки, мкг/г															
Cu	38	–	Н	5	218	47	127	80	305	35	86,3	30	57	–	> 400 ¹⁾
Co	53	–	ЛН	2	39	6,5	40,6	15	74	8,2	31,2	10	20	–	–
Zn	54	–	Н	2	140	20	110	70	205	52	130	–	80	–	> 400 ¹⁾ ; 23 ²⁾
Hg	14	–	ЛН	0,0035	0,2	0,029	0,14	0,033	1,20	0,02	0,35	–	0,9	–	0,021 ²⁾
Pb	30	–	ЛН	4	364	12	100	23	60	13,0	141,6	–	20	–	> 200 ¹⁾
Придонная вода, мкг/л															
Co	25	8	–	0,01	0,06	0,02*	0,06	–	–	–	–	–	–	–	5 ³⁾
Ni	25	12	–	0,05	0,5	0,08*	0,3	0,2	3,1	0,06	0,44	–	–	2	10 ³⁾
Cu	25	7	ЛН	0,1	3,1	0,12	1,0	0,12	1,8	0,12	1,7	–	–	3	5 ³⁾
Cd	25	4	ЛН	0,01	0,2	0,07	0,28	0,17	0,65	0,015	0,16	–	–	0,1	10 ³⁾
Sn	25	4	Н	0,1	0,6	0,38	0,62	–	–	0,12	0,74	–	–	–	20 ³⁾
Pb	25	–	Н	0,05	1,2	0,56	1,25	0,53	1,60	0,12	0,88	–	–	0,03	10 ³⁾

Примечание. Уровни ПДК приводятся по работам: 1) Gerlach, 1981[185]; 2) Опекунов, 2001 [125]; 3) «Обобщенный перечень...», 1990 [121].

Закон распределения: Н — нормальный; ЛН — логарифмически-нормальный.

* Среднее арифметическое.

Земли. Контрастная аномалия с максимальным для акватории содержанием меди 3,1 мкг/л в придонной воде на Гусином плато имеет, таким образом, чисто природное происхождение.

Цинк. Образует контрастные аномалии в алевритовых пелитах желоба Нордьюпет и на северном склоне Мурманской террасы на глубинах около 200 м, т. е. в условиях, где обычно концентрируются тяжелые и цветные металлы. Однако не очень понятны причины появления еще одной контрастной аномалии по цинку, зафиксированной на глубине всего 75 м в палимпсестово-терригенных отложениях Северо-Канинского плато, представленных практически чистыми песками. В придонной воде повышенные концентрации цинка не обнаружены.

Свинец. В пробах песка из палимпсестовых отложений Северо-Канинского плато совместно с цинком отмечены ураганные (свыше четырех стандартных отклонений) концентрации свинца, достигающие 360 мг/кг. Однако, если учесть многочисленные пункты галенит-сфалеритовой минерализации и рудно-полиметаллические проявления Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции [46], то естественно предположить природное происхождение этих аномалий. В придонных водах свинец входит в состав многокомпонентных слабоконтрастных, но протяженных ореолов в прибрежье Кольского полуострова: в районе пос. Харловка и Святоносском заливе с максимальными для изученной акватории содержаниями 1,2 мкг/л. Вероятно, в качестве загрязнителей здесь могут служить корабли, базирующиеся в порту Гремиха.

Никель. Контрастные водные ореолы по никелю (до 0,5 мкг/л, табл. 11) отмечены в районе Семиостровья в устье р. Харловка. Вообще практически все повышенные содержания никеля связаны с прибрежьем Кольского полуострова. Ранее мы зафиксировали высокие концентрации этого металла в песках губы Рында (до 1500 мг/кг) [175]. Очевидно, «заражение» никелем придонных сред вблизи Кольского полуострова связано с поставкой его из даек габбро-диабазов, часто встречающихся на побережье, либо дренируемых многочисленными реками (Харловка, Оленка и др.). Таким образом, ореолы имеют природное происхождение.

Кобальт, олово, кадмий. Эти металлы образуют слабоконтрастные аномалии на Северо-Канинском плато и в понижениях Гусиного желоба. В прибрежье Кольского полуострова зафиксировано увеличение содержаний кобальта в придонных водах (до 0,06 мкг/л). Очевидно, что все эти ореолы имеют природное происхождение. Из других металлов еще можно отметить ртуть, которая входит в состав контрастной обширной аномалии по меди в пелитах Центральной впадины.

Таким образом, большинство аномальных ореолов повышенных и высоких содержаний металлов, отмеченных в акватории листа R-37, 38, связаны в основном с тонкозернистыми осадками глубоких районов моря и имеют природное происхождение. Небольшую техногенную компоненту можно предположить для металлов в Центральной впадине и для свинца — в Святоносском заливе. Практически все концентрации не превышают уровня ПДК для морских сред и представляют лишь геохимический

интерес. Отметим, что по сравнению с акваторией смежного листа R-(35), 36, находящейся под заметным техногенным воздействием, фоновые содержания всех металлов на изучаемом полигоне гораздо ниже (табл. 12). Это говорит об отсутствии загрязнения придонных сред в отношении тяжелых металлов.

Загрязнение техногенными компонентами

Статистические параметры распределения техногенных компонентов в придонных средах листа R-37, 38 приводятся в табл. 13.

Нефтяные и полиароматические углеводороды. Компоненты нефтяного загрязнения (НУ, ПАУ) практически не образуют контрастных аномалий. Зона повышенных концентраций НУ в северо-восточной части акватории связана с аномальной зоной соседнего листа S-38-40. Небольшие слабо-контрастные аномалии по ПАУ на малых глубинах Кольского склона и п-ова Канин связаны с песками прибрежной области и, возможно, имеют техногенное происхождение. Отметим, что в 60 % проб ПАУ не обнаружены.

Хлорорганические пестициды. К числу наиболее распространенных и токсичных загрязнителей этого вида относятся группа циклических пестицидов (Σ ГХЦГ) и группа ароматических (Σ ДДТ), сам факт обнаружения которых в придонных средах свидетельствует об их техногенном загрязнении.

Присутствие и повышенные концентрации ДДТ в основном приурочены к побережью Кольского полуострова и п-ова Канин. В районе пос. Харловка, Порчниха многочисленные аномалии по ДДТ с максимальными для изученного листа содержаниями 0,3 нг/г в донном осадке и 0,15 нг/л в придонной воде, несомненно, связаны с человеческой деятельностью.

Максимальные концентрации Σ ГХЦГ, возможно, являющихся в данном случае продуктами вторичного загрязнения, отмечаются на значительном расстоянии от суши в многокомпонентной контрастной протяженной аномальной зоне в тонкозернистых осадках желоба Нордьюпет и глубоких частях Мурманской террасы. Как указывалось выше, эти области являются седиментационными ловушками-накопителями загрязняющих веществ.

Полихлорбифенилы (ПХБ). В 80 % проб донных осадков и придонных вод ПХБ не обнаружены (табл. 13). Большинство станций с высокими, даже ураганскими концентрациями ПХБ (10 нг/г и 1,0 нг/л) расположены в непосредственной близости от поселений в побережье Кольского полуострова (Порчниха, Харловка, Гремиха). Особенно загрязнен Святоносский залив, где ПХБ входит в состав многоточечной контрастной аномалии с комплексом техногенных поллютантов (СПАВ, ПАУ, Рb). Отметим, что нормативы ПДК [122] предполагают отсутствие ПХБ в пробах.

Дендротехногенное загрязнение преимущественно сосредоточено в пределах пляжевых зон и кутовых частей губ, где отмечаются значительные количества дресины.

Содержание техногенных компонентов в придонных средах

Загрязнители	Число проб		Размерность	Закон распределения	Содержания								ПДК для морских водоемов	
	всего	из них необнаружено			В акватории листа R-37, 38				В акватории листа R-(35), 36		Западно-Арктический шельф [60]			
					min значение	max	медиана	аномальное	медиана	аномальное	фооновое	аномальное		
Донные осадки														
НУ	33	–	мкг/г	ЛН	14,7	1618	330	1900	550	1390	340	2298	3000 ¹⁾	
ПАУ	20	12	мкг/г	Н	0,08	0,19	0,06*	0,18	0,12	0,78	0,015	0,23	–	
∑ДДТ	32	15	нг/г	Н	0,02	0,3	0,03	0,31	0,27	1,1	0,03	0,13	0,1 ²⁾	
∑ГХЦГ	32	10	нг/г	Н	0,01	0,9	0,13	0,47	0,17	7,3	0,08	0,5	0,1 ²⁾	
ПХБ	32	26	нг/г	ЛН	0,5	10,5	0,6*	1,8	0,24	84	0,13	0,81	23 ¹⁾ ; 0,06 ²⁾	
Придонная вода														
СПАВ	27	9	мкг/л	ЛН	4,4	60,5	5,5	17,6	5,2	30,1	3,1	19,4	100 ³⁾	
НУ	24	10	мкг/л	ЛН	0,2	10,8	1,2	14,7	0,75	3,0	1,0	3,2	50 ³⁾	
ПАУ	23	6	мкг/л	Н	0,11	0,37	0,22	0,38	0,28	0,64	0,15	0,45	–	
∑ДДТ	23	18	нг/л	Н	0,02	0,15	0,03*	0,1	0,07	0,37	0,02	0,08	Отсутствует	
∑ГХЦГ	24	2	нг/л	Н	0,02	0,9	0,4	0,9	0,9	2,25	0,3	1,3	Отсутствует	
ПХБ	24	18	нг/л	ЛН	0,4	1,0	0,16*	0,5	2,7	10,8	0,06	0,7	Отсутствует	
Радионуклиды в донных осадках														
⁴⁰ K	115	–	Бк/кг	Н	2	741	270	650	535	988	300	675	–	
²³² Th	115	–	Бк/кг	Н	6	109	47	89	26	73	16	24,2	–	
²²⁶ Ra	101	45	Бк/кг	Н	1	31	2	24,4	17	49,1	6,8	17,2	–	
¹³⁷ Cs	85	18	Бк/кг	Н	0,1	20,1	7,8	19,6	9,7	32,0	7,8	15,0	–	

Примечание. Уровни ПДК приводятся по работам: 1) Gerlach, 1981 [185]; 2) Опекунов, 2001 [125]; 3) «Обобщенный перечень...», 1990 [121].

* Среднее арифметическое.

В супралиторальной полосе (зона заплеска) присутствуют многочисленные изделия из полимеров, металлов и другие ксенотехногенные выбросы.

Радионуклиды. К радионуклидам, имеющим природное происхождение, относятся ^{232}Th , ^{40}K , ^{226}Ra (табл. 13). Ореолы повышенных содержаний этих компонентов слабоконтрастны и расположены в основном в западной половине акватории. Торий, как обычно, связан с более крупнозернистыми песчаными осадками. К числу заведомо искусственных радионуклидов относится ^{137}Cs . Он также не образует контрастных аномалий, то есть в целом можно свидетельствовать о благополучной радиационной обстановке акватории листа R-37, 38.

Интегральная оценка суммарного воздействия природных и техногенных поллютантов на придонные среды изученной акватории показала, что по геоморфологической позиции можно выделить две области, где происходит активное накопление загрязнителей. Первая область — это прибрежная зона и губы полуостровов Кольского и Канина (поселки Харловка, Рында, порт Гремиха), где основными загрязняющими компонентами являются хлорорганические соединения (ПХБ, ДДТ, СПАВ, ГХЦГ), т. е. аномалии явно техногенные. Вторая геоморфологическая область — это глубоководные желоба и впадины. Сюда относятся Центральная впадина, желоба Нордьюпет и Гусиный, где в тонкозернистых осадках накапливаются в основном тяжелые и цветные металлы.

Геоэкологическая оценка состояния природных сред

Выполненные картографические обобщения показали, что для большинства загрязненных участков характерно присутствие целого комплекса поллютантов. По степени политехногенной контаминации всю изученную акваторию можно разделить на четыре области: 1) заметно загрязненные, 2) слабо загрязненные, 3) весьма слабозагрязненные, 4) практически чистые.

К областям заметного загрязнения (контрастные аномалии по четырем и более компонентам) относятся:

— Святоносский залив с комплексом техногенных хлорорганических поллютантов и некоторыми металлами (ПХБ, ПАУ, СПАВ, Cd, Pb);

— побережье Кольского полуострова в районах поселков Харловка и Рында, где аномалии по металлам (Ni, Pb) имеют природное происхождение, а техногенные ПХБ, ДДТ, ПАУ являются продуктами деятельности человека;

— желоб Нордьюпет и северный склон Мурманской террасы с большими глубинами, где контрастные аномалии по тяжелым металлам (Cu, Zn, Pb, Hg) имеют в основном природное происхождение, а привнесенные сюда ГХЦГ и ПХБ — техногенное.

Слабозагрязненные — это области с контрастными аномалиями по 2–3 компонентам. Сюда относятся:

— Центральная впадина с контрастными природными аномалиями по Cu и Hg;

— северная часть Гусиного желоба и южный склон Гусиного плато, где присутствует краевая часть обширной комплексной аномалии с соседнего листа S-38-40.

Наконец, к областям весьма слабого загрязнения (слабоконтрастные аномалии по 2–3 компонентам или контрастные по 1–2 компонентам) отнесены Канинский желоб и склон Северо-Канинского плато, южная часть Гусиного желоба, северное побережье п-ова Канин, где отмечаются слабоконтрастные аномалии с разным набором поллютантов. Все перечисленные области вынесены на геоэкологическую схему.

Следует еще раз подчеркнуть, что в изученной акватории листа R-37, 38 даже максимальные ураганные концентрации поллютантов за редким исключением не превышают уровней имеющихся ПДК, а часто во много раз меньше. Картируемые аномалии являются чисто геохимическими критериями, характеризующими современное состояние акватории в отношении загрязнения и определяющими тенденцию к накоплению того или иного поллютанта в определенном районе. Таким образом, изученная акватория относится к областям, которые пока еще практически не затронуты техногенным воздействием.

Однако вызывает опасение факт обнаружения в придонных средах значимых концентраций хлорорганических соединений (ДДТ, ПХБ, ГХЦГ). По существующим уровням ПДК эти загрязнители не должны присутствовать в морских водоемах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Площадь листа R-37, 38 расположена в основном в южной части шельфа Баренцева моря и охватывает северные районы Кольского полуострова и Канина. Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения представляет собой значительно обновленную версию, как для территории суши, где картографируемые подразделения представлены в утвержденной серийной легенде, так и, в особенности, для морской части листа, детализированной по материалам проведенных исследований.

Прилегающие районы суши (Кольского полуострова и Канина) бедны полезными ископаемыми. Здесь к настоящему времени установлены единичные проявления редких земель, меди, пункты минерализации цинка, мышьяка, и множественные признаки золоторудной минерализации. Поэтому геолого-экономическое значение изученной территории определяется в основном открытыми месторождениями газа и потенциальными нефтегазовыми ресурсами осадочных бассейнов Баренцевского и Печороморского шельфа.

Геолого-геофизическая изученность акватории, в сравнении с северными районами Баренцева моря, достаточно хорошая. В 2000–2002 гг. в западной части Кольского шельфа был выполнен значительный объем сейсморазведочных работ, проведены сейсмоакустические работы, гравиметрическая и гидромагнитная съемка.

Тем не менее, в рамках работы, завершающейся подготовкой комплекта карт к изданию, было произведено дополнительное изучение площади листа геолого-геофизическими методами: сейсмоакустическим профилированием и донным опробованием. В результате этих исследований, выполненных с помощью современных технических средств, были получены новые данные, которые позволили составить более полное представление о районе, в особенности южной части акватории.

По результатам проведенных сейсмоакустических работ и донного опробования новейших отложений созданы обоснованные фактическим материалом карты: геологическая карта, карта четвертичных отложений, литологическая карта поверхности дна моря, а также геоморфологическая и эколого-геологическая схемы. Интерпретация новых (2004–2005 гг.) сейсмоакустических материалов с высоким разрешением, в комплексе с обработанными на современном уровне разрезами МОВ ОГТ, дала возможность более детально расчлнить палеозойские и мезозойские отложения Кольской моноклинали, уточнить границы и структуру юрско-

мелового яруса плитного чехла прилегающей части Южно-Баренцевской синеклизы.

В рамках этой работы была создана и геофизическая основа листа, которая интегрирует материалы выполненных на площади в 2000–2002 гг. гравиметрических и магнитометрических исследований и тематических обобщений последних лет. Эти данные были обработаны и проанализированы на современном технологическом уровне и представлены в цифровой форме.

Геофизические материалы положены в основу ряда схем, которые дают представление о глубинном строении и тектонике региона: схемы глубинного строения, тектонической схемы, схемы районирования осадочного чехла, структурных схем по опорным горизонтам, которые в свою очередь являются каркасом основных карт комплекта — геологической карты донеоплейстоценовых образований и схемы прогноза нефтегазонасыщенности.

Комплексная интерпретация геофизических данных позволила уточнить основные черты геологического строения, структуру главных поверхностей несогласий и мощность осадочного чехла региона, расположенного на стыке Тимано-Печорской и Баренцевской плит, входящих в состав Западно-Арктической платформы, с Восточно-Европейской платформой. Платформы разделены глубинным тектоническим швом: разломной зоной Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин, простирающейся далее на юго-восток, где она переходит в Западно-Тиманский надвиг, который разделяет складчатый пояс Тимана–Канина и Мезенскую синеклизу. Отделенная от Балтийского щита сбросом Карпинского, полоса развития позднепротерозойских (рифейских и, возможно, вендских) перикратонных комплексов Восточно-Европейской платформы получила название Кильдинско-Святоноская ступень.

Баренцевская и Тимано-Печорская плиты имеют сходные черты строения. Признаками единства этих плит является сплошное распространение палеозойско-мезозойского осадочного чехла. Их тектоническая обособленность, связана с заложением этих структур на разновозрастном фундаменте, а также с характером преобладающих геодинамических режимов на отдельных этапах посткембрийской истории развития.

Юго-восточную область Баренцева моря занимает Тимано-Печорская плита с байкальским складчатым фундаментом, выступающим на поверхность в Канинском горсте. Примыкающая к ней Баренцевская плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского (на северо-востоке) фундамента, так и байкальского (в пределах пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса).

На юге Баренцевской плиты, на продолжении структур Тиманского мегаблока, предполагается узкая полоса байкальского фундамента — Канино-Варангерский складчатый пояс рифеид. В пределах Варяжской зоны прогибов, открывающейся в Южно-Баренцевскую синеклизу, фундамент частично переработан. На северо-востоке расположен Центрально-Баренцевский массив гренвильского фундамента, включающий блоки

дорифейской консолидации. В центральной части Южно-Баренцевской синеклизы фундамент глубоко переработан и, возможно, замещен корой субокеанического типа.

С отложениями осадочного чехла Баренцевской и Тимано-Печорской плит связываются перспективы открытия залежей углеводородов.

Площадь листа R-37, 38 включает северо-западную часть Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП), юго-западную часть Восточно-Баренцевской НГП, юго-восточную часть Западно-Баренцевской НГП, восточный участок самостоятельной Кольско-Канинской ВНГО, небольшой северный участок Мезенской НГП и вновь выявленный самостоятельный Северо-Тиманский НГР.

Промышленная нефтегазоносность в пределах изученной территории установлена в Восточно-Баренцевской и Западно-Баренцевской НГП. На площади листа открыты два газовых месторождения.

В целом начальные суммарные ресурсы (НСР) листа R-37, 38 оцениваются величиной в 5548 (геол.)/4706 (извлек.) млн т у. т. По фазовому состоянию в составе НСР углеводородов на долю свободного газа приходится 77 % геологических ресурсов, а доля нефти составляет 18 %. По распределению извлекаемых ресурсов углеводородов в Тимано-Печорской провинции доминантным является средневизейско-нижнепермский НГК, в Западно-Баренцевской — это верхнедевонско-нижнепермский НГК, в Восточно-Баренцевской — юрско-барремский, в Кольско-Канинской самостоятельной ВНГО — верхнедевонско-нижнепермский, а в Мезенской ПНГП — рифейский. Промышленная продуктивность (газоносность) в пределах листа R-37, 38 установлена только в триасовых отложениях. Наибольшими ресурсами характеризуется Восточно-Баренцевская НГП (64 % от НСР), где самым продуктивным является юрско-барремский НГК. Наиболее богата нефтью Тимано-Печорская НГП. С ней связано 42 % нефтяных ресурсов всего листа R-37, 38.

В Кольской ВНГО ожидается развитие только структурно-литологических (СЛЛ) и литологических ловушек (ЛЛ). Структурно-литологические ловушки предполагаются в отложениях от ордовика до верхнего девона. Всего закартировано четыре крупные СЛЛ в диапазоне глубин от –1000 до –4000 м. Пористость коллекторов на таких глубинах предполагается около 10 %. По составу прогнозируемые залежи являются смешанными.

Литологические ловушки развиты в отложениях нижней—верхней перми. Здесь, возможно, присутствуют кремнистые спикюлиты, пористость которых может достигать 25 % и более. Всего сейсморазведкой в пределах листа закартировано более 30 подобных объектов, из которых 16, наиболее крупных, были оценены количественно.

Большая часть изученной территории Кольского полуострова, относящаяся к Мурманской субпровинции, сложена практически безрудными образованиями. Лишь небольшой участок принадлежит к Кольской субпровинции. В ее состав входят фрагменты Кольской железорудной области, а также Титовско-Поросозерской металлогенической зоны и Вороньинского рудного узла, за пределами листа объединяющие практически все известные объекты полезных ископаемых.

В континентальной части листа R-37 известно одно проявление лития, приуроченное к жилам редкометалльных пегматитов. Однако прогнозно-поисковыми работами выявлен целый ряд пунктов золоторудной минерализации. Золотое оруденение связано с гнездово-прожилковым и жильным окварцеванием пород в метасоматитах. Среднее содержание золота меняется от 0,1 до 3,1 г/т.

Выделенная на территории листа R-38 Канино-Тиманская МЗ в целом специализирована на бокситы, золото, титан, марганец и алмазы. На площади листа R-38 выявлены многочисленные геохимические аномалии и пункты минерализации золота, связанные с жильными гидротермальными образованиями, и также приуроченные к кварцито-сланцевым отложениям верхнего и среднего рифея. Кроме того, знаки золота установлены в шлиховых пробах. Проявление «Большенадтейское», где содержание золота составляет 0,8 г/т, может служить поисковым признаком для выявления древних россыпей и коренных источников золота.

В результате шлихового опробования установлено повсеместное присутствие на территории кряжа Канин Камень единичных знаков пирропа, приуроченного к современным русловым отложениям. В аллювии рек за пределами кряжа выявлены многочисленные шлиховые ореолы минералов-спутников (включая пирроп).

В современных отложениях морского дна преобладают бигранулярные осадки, которые занимают около 40 % площади, доли смешанных и моногранулярных осадков примерно равны и составляют около 30 % площади. Смена литологических типов осадков по латерали обуславливается рельефом дна и гидродинамической активностью придонных вод. Среди вещественно-генетических типов наиболее широко развиты терригенные отложения, однако характерно и биогенное осадконакопление с образованием залежей ракушечных песков.

С современными отложениями связаны ореолы аномальных концентраций минералов полезных ископаемых (граната, титансодержащих минералов и циркона). Ореолы титансодержащих минералов (сфен, рутил) с содержанием 7–12 кг/м³ выявлены на склонах Южно-Мурманской, Северо-Канинской возвышенностей и Канинско-Колгуевской ступени. В этих же районах оконтурены участки с содержанием циркона от 2 до 4,0 кг/м³. Участки с содержанием граната 6–9,5 кг/м³ установлены в пределах Канинско-Колгуевской ступени, на склонах желобов Канинский и Нордьюпет. На отдельных станциях содержание гранатовых зерен достигает 15–17 кг/м³. Участки комплексного развития минералов оконтурены на Кольско-Канинской ступени и восточном склоне Центральной впадины. В южной и западной части акватории обнаружены единичные зерна ортита и монацита.

Эколого-геологическая обстановка на территории листов R-37, 38 в целом благоприятная. Только на небольшой площади верховьев р. Рында, подверженной слабому аэротехногенному воздействию промышленных районов Мурманской области, она оценивается как удовлетворительная.

В пределах изученной акватории выделяются две области активного накопления загрязнителей. Первая область — это прибрежная зона и

губы полуостровов Кольского и Канина (поселки Харловка, Рында, порт Гремиха), где основными загрязняющими компонентами являются хлор-органические соединения (ПХБ, ДДТ, СПАВ, ГХЦГ), т. е. аномалии явно техногенные. Вторая — это глубоководные желоба Нордьюпет, Гусиный и Центральная впадина, где в тонкозернистых осадках накапливаются в основном тяжелые и цветные металлы. Однако эти аномалии не превышают уровней ПДК и являются геохимическими критериями накопления того или иного поллютанта. Таким образом, изученная акватория относится к областям, которые пока еще практически не затронуты техногенным воздействием.

Относительно небольшой объем морских исследований, выполненных в рамках этой работы и направленных на изучение верхней части чехла, не позволил решить все проблемы. Остается не вполне ясным стратиграфический объем ниже-среднепалезойских комплексов осадочного чехла Баренцевской плиты. Также не определена принадлежность клиноформной толщи отложений: относится эта толща к верхней части перми или же основной ее объем принадлежит к нижнетриасовым слоям.

Для дальнейшего уточнения литолого-стратиграфического состава отложений и оценки их нефтегазгеологических параметров потребуются уже проведение детальных сейсморазведочных работ, в том числе трехмерных наблюдений, и постановки глубокого бурения. В регионе есть перспективы для прироста локализованных ресурсов углеводородного сырья. Близость к промышленным районам Европейского севера России, незамерзающее море ставят проблему поиска УВ-залежей вблизи Мурманского побережья в разряд весьма актуальных.

В представленном комплекте материалов Государственной геологической карты систематизированы вновь полученные данные и все имеющиеся доступные комплексные сведения о геологическом строении региона, прогнозных ресурсах углеводородов, дана оценка геоэкологического состояния полуостровов Кольского, Канина и акватории Баренцева моря. Графические материалы и первичные геолого-геофизические данные, объединенные в геоинформационную систему, являются многоцелевой геологической основой для обеспечения хозяйственной и лицензионной деятельности на континентальном шельфе России.

Рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ

Рамками проведенных исследований охвачен наиболее изученный район арктического шельфа России. Здесь сосредоточены значительные объемы сейсморазведки, в том числе детальной, и пробурено 16 поисковых скважин, открыты месторождения газа: крупное Мурманское и среднее Северо-Кильдинское, что создает предпосылки для эффективного проведения поисково-разведочных работ. К тому же, изученная акватория Баренцева моря обладает благоприятными природно-климатическими условиями.

В Баренцевом и Печорском морях намечена многолетняя программа лицензионных аукционов, определяющая достаточно широкие возможности выбора для потенциальных недропользователей. В южной части района, вдоль Кольской моноклинали и прилегающих структур Печорской синеклизы, расположены участки, намеченные для предоставления в пользование в целях геологического изучения за счет средств недропользователей.

Однако потенциальные инвесторы не спешат выходить с широкомасштабными работами на арктический шельф даже в охарактеризованных выше благоприятных условиях, опасаясь возможных рисков.

Одним из таких рисков является невысокий уровень геолого-геофизической изученности нижних структурных этажей осадочного чехла в Печорском и особенно в Баренцевом морях. Общеизвестно, что верхний, хорошо изученный юрско-меловой осадочный комплекс Баренцева моря содержит газоконденсатные залежи. Этот комплекс не может содержать углеводороды иного фазового состояния из-за низкой степени катагенетического преобразования рассеянного органического вещества. В то же время, более глубоко преобразованные породы триасового—верхнепермского терригенного и нижележащих терригенно-карбонатных комплексов изучены очень слабо, как в геохимическом отношении, так и с точки зрения нахождения структурных форм, благоприятных для нефтегазонакопления. При этом ясно, что наряду с наиболее легко выявляемыми антиклинальными складками, особенно на бортах Восточно-Баренцевского мегапрогиба, с большой вероятностью будут обнаружены неструктурные и комбинированные ловушки, связанные с региональными зонами выклинивания коллекторов, дельтами палеорек и т. п.

На основании вышеизложенного, а также полученных новых результатов оценки прогнозных ресурсов углеводородов на шельфе рекомендуются следующие направления дальнейших работ.

1. Представляется целесообразным отработать сеть высококачественных сейсмических профилей МОВ ОГТ (с длиной приемного устройства 8 км, регистрацией 12 с) в южной части Баренцева моря, ориентированную в первую очередь на выявление деталей строения глубокозалегающих осадочных комплексов, включая зоны смены сейсмофаций, неструктурные и комбинированные ловушки, могущие содержать залежи углеводородов, в особенности жидких. Эта каркасная система профилей должна пересечь основные структуры Баренцевской и Тимано-Печорской плит и зоны их сочленения, расположенные на изученной площади и охватывать смежные районы, с увязкой на глубокие поисковые скважины. Полученные результаты будут иметь научное и практическое значение, показывая потенциальным недропользователям новые возможности выявления перспективных на нефть и газ объектов в нижних структурных этажах осадочного чехла.

Второй задачей рекомендуемых работ может быть выявление прямых признаков газовых залежей в меловом перспективном нефтегазоносном комплексе, ранее, по старым материалам, не зафиксированных. Как показали сейсмические исследования, проведенные МАГЭ в 2005 г. на

западном склоне Адмиралтейской зоны поднятий (С. П. Павлов и др., 2006), под сеноманской глинистой покрывкой установлены аномалии типа плоского пятна, напоминающие эффект газовой залежи.

2. В пределах участков, намеченных для изучения за счет недропользователей, целесообразно:

— проведение сейсморазведочных работ 3-D вдоль границы Кольской моноклинали с целью выявления и оконтуривания рифогенных построек;

— постановка детальных комплексных геолого-геофизических исследований в зоне сочленения Кольской моноклинали с Южно-Баренцевской синеклизой для выяснения структуры зон регионального выклинивания палеозойских пород и поиска ловушек стратиграфического и литологического типов;

— бурение глубоких скважин на подготовленных объектах для изучения литолого-стратиграфических, нефтегазогенерирующих и коллекторских свойств разреза осадочного чехла и выявления возможных залежей УВ.

Задачи воспроизводства минеральной сырьевой базы на ближайшую перспективу на континентальной части листа сводятся к следующим направлениям:

Перспективы поисков новых рудных объектов на территории листа R-37 определяются возможностью обнаружения тел редкометалльных пегматитов и золоторудных кварцевых штокверков и жил в метасоматитах, аналогичных проявлениям, установленным в пределах Вороньинского рудного узла. В настоящее время вся площадь Титовско-Поросозерской МЗ на территории листа относится к распределенному фонду недр. В ее пределах проводятся поисковые работы на золото.

На территории Харловско-Варзинского междуречья Мурманского берега алмазы пока не обнаружены, что может быть связано с недостаточной изученностью и отсутствием целенаправленных поисков. Однако эта территория расположена на северо-восточной окраине алмазоносной субпровинции восточной части Балтийского щита и обладает рядом геологоструктурных и магматических предпосылок обнаружения кимберлитов. Она находится в периферической части Кольской кольцевой мегаструктуры, и локальные гравиметрические минимумы и максимумы фиксируют, вероятно, скрытые на глубине щелочно-ультраосновные массивы, в том числе, возможно и кимберлитовые тела.

Наиболее перспективным представляется Варзинское—Дроздовское поле траппового и щелочно-ультраосновного, частью эксплозивного магматизма. Среди даек присутствуют тела безпироксеновых флогопитовых пикритов, близких по составу к кимберлитам. Поиски со шлиховым опробованием следует сконцентрировать в пределах рекомендованного Варзинского участка площадью около 1500 км².

На территории листа R-38 интерес представляет район кряжа Канин Камень, где установлены потенциально золотоносные образования. Наиболее перспективным для постановки поисковых работ является поле развития отложений табуевской серии.

Проведение дальнейших работ следует ориентировать на выявление благоприятных горизонтов пород. Наибольший интерес представляет

табуевская серия (район бассейнов рек Рыбная и Бол. Надтей). В этом районе установлено наличие черносланцевых пиритизированных образований, содержащих повышенные концентрации золота (до 1 г/т). Здесь же отмечается широкое развитие метаморфизованных пород основного состава (вулканогенно-терригенная толща), являющихся одними из наиболее благоприятных для локализации золоторудной минерализации. Кроме того, в районе бассейна р. Бол. Надтей отмечаются проявления золотосурьмяной формации, которая зачастую составляет с золото-кварцевой формацией единый эволюционно-латеральный ряд.

Таким образом, вышеприведенные факты свидетельствуют о возможности выявления на территории кряжа Канин Камень оруденения золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций метаморфогенно-гидротермального генетического типа и последующего выделения потенциального золоторудного узла.

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют также сделать вывод о возможном наличии в районе работ коренных источников алмазов. Для решения вопроса о местоположении этих источников необходимы целенаправленные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Аминов Л. З., Дедеев В. А., Мельникова Л. А. и др. Геология природных углеводородов Европейского севера России (флюидные углеводородные системы).— Сыктывкар, 1994, 179 с.
2. Аплонов С. В., Лебедев Б. А., Тимошенкова Н. В. Новые, данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна // ДАН. 2004. Т. 396, 1. С. 71–76.
3. Апухтин Н. И. Карта четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии, масштаб 1:1 000 000, 1960 г.
4. Арманд А. Д., Арманд Н. Н., Гаскельберг В. Г. О последнем оледенении на востоке Кольского полуострова // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова.— М.—Л.: Наука, 1964. С. 5–11.
5. Астафьев О. В. Геологические предпосылки выявления залежей углеводородов в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Приновоземельского шельфа // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах).— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 37–43.
6. Астафьев Б. Ю., Воинов А. С., Воинова О. А. Роль флюидопроницаемых зон в формировании полезных ископаемых Карело-Кольского региона // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века.— СПб, 2000, кн. 1, с. 24–25.
7. Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Воинов А. С., Калинин А. А. Оценка металлогенической значимости региональных метасоматитов Кольского региона.— Мончегорск, 2003. 202 с.
8. Байковская И. П., Пименова Т. В., Гуревич В. И. Ракуша-балянуса // Птицеводство. 1986, № 2. С. 33–34.
9. Балашов Ю. А. Детальная AR₂–PR₁ геохронологическая шкала Балтийского щита // ДАН, 1995. Т. 343. № 4, с. 513–516.
10. Балуев А. С., Моралев В. М., Глуховский М. З., Пржиялговский Д. С., Терехов Е. Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000, № 5. С. 3–43.
11. Баренцевская шельфовая плита / Ред. И. С. Грамберг— Л.: Недра, 1988. 263 с.
12. Басов В. А., Пчелина Т. М., Василенко Л. В., Корчинская М. В., Фефилова Л. А. Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35–48.
13. Батиева И. Д. Авгитовые и пикрит-порфириды в районе Западных Кейв // Мат-лы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 3.— Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1962. С. 200–203.
14. Беляев К. Д., Увадьев Л. И., Шульга Т. Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова // ДАН СССР, 1976. Т. 226, № 1. С. 163–165.

15. *Беляков С. Л., Зорькина В. Я., Ковылина В. М., Шлезингер А. Е.* Тектоническая природа доордовикских пород в Тимано-Печорской провинции // Геология и разведка, 1996, № 3. С. 31–37.
16. *Белякова Л. Т.* Стратиграфические подразделения Ижма-Омринского комплекса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции.— Сборник трудов ВНИГРИ.— Л., 1988, с. 17–21.
17. *Богданов Н. А., Хаин В. Е., Шипилов Э. В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН, 1997. Т. 357, № 4. С. 511–515.
18. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды.— СПб.: ААНИИ, 2006. 295 с.
19. *Борзунов В. А., Григорович М. Б.* и др. Поиски и разведка месторождений минерального сырья для промышленности строительных материалов.— М.: Недра, 1977. 248 с.
20. *Бро Е. Г., Десятков В. М., Преображенская Э. Н., Патрунов Д. К.* Нефтегазоносные рифогенные образования в палеозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 6–13.
21. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Ронкина З. З.* и др. Параметрические скважины на о. Колгуев // Советская геология, 1988, № 3, с. 32–38.
22. *Бро Е. Г., Пчелина Т. М., Преображенская Э. Н.* и др. Осадочный чехол Баренцево-морского шельфа по данным параметрического бурения на островах // Проблемы нефтегазоносности Мирового Океана.— М.: Наука, 1989. С. 191–197.
23. *Бро Е. Г.* Цикличность формирования осадочного чехла и нефтегазоносность на Арктических шельфах России.— СПб., 1995. 80 с.
24. *Василенко Л. В.* Позднемеловая фауна фораминифер Южно-Баренцево-морского шельфа — ее биостратиграфическое и палеогеографическое значение // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики.— Л.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 14–30.
25. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана.— М.: Наука, 1967. 212 с.
26. *Волхонин В. С., Линькова Т. М., Кагалова Л. И., Казаченко Е. Д.* Исследование геологической структуры методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в восточной части Балтийского щита // Геодинамические исследования.— М. 1988. Вып. 12. С. 87–96.
27. *Врачинская М. М., Сеницын А. В.* Лист R-37-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. 1962.
28. *Гавриленко Б. В., Никитин И. В., Зозуля В. Р.* и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) // Вестник МГТУ, 2002, т. 5, № 1. С. 43–60.
29. *Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Типы структур молодых платформ Евразии // Геотектоника, 1996, № 1. С. 3–15.
30. *Гарифулин Л. Л.* О находках отгорженцев метаморфических пород Горных Кейв в северо-восточной части Кольского полуострова // Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова.— М.-Л.: Наука, 1964. С. 111–113.
31. *Геодакян А. А., Дубовский И. Т., Матвиевская Н. Д.* Палеогеоморфологические предпосылки нефтегазогеологического районирования (на примере верхнедевонско-каменноугольных отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции) // Палеотектоника и палеогеоморфология в нефтяной геологии.— М., 1978. С. 128–132.
32. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Ред. В. П. Гаврилов.— М.: Недра, 1993. 323 с.
33. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Кольская. Лист R-37-XXXI, -XXXII. Объяснительная записка / Авт.: Л. А. Кириченко.— М.: Госгеолтехиздат, 1963. 83 с.

34. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых // Моря Советской Арктики. Т. 9. / Ред. Ю. Е. Погребницкий, И. С. Грамберг.— Л.: Недра, 1984. 280 с.
35. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 1. Арктические моря / Гл. ред. В. П. Орлов.— СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
36. Геология СССР. Т. 27. ч. 1.— М., ГНТИ литературы по геологии и охране недр, 1958. 714 с.
37. Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз / В. П. Гаврилов, П. И. Дворецкий, В. Ф. Дунаев и др.— М.: Недра, 2000. 144 с.
38. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000. / Гл. ред. А. А. Асеев.— М.: ГУГК СССР, 1987.
39. *Гецен В. Г.* Рифейский комплекс Тимано-Печорской провинции — возможная нефтепроизводящая толща // Нефтегазоносные комплексы Печорской синеклизы // Тр. Ин-та геологии Коми АН СССР, вып. 35.— Сыктывкар, 1981. С. 27–37.
40. *Гецен В. Г.* Строение фундамента Северного Тимана и п-ова Канин.— Л.: Наука, 1975. 144 с.
41. Гидрогеологические условия Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.— СПб.: Недра, 1993. 176 с.
42. Гидрогеология Европы. Т. 1. Общая характеристика подземных вод / Под ред. Н. А. Маринова, Н. И. Толстихина.— М.: Недра, 1989. 536 с.
43. Гидрогеология СССР. Том 42: Коми СССР и Ненецкий национальный округ Архангельской области. - М.: Недра, 1970. 288 с.
44. *Глазнев В. Н.* Комплексные геофизические модели Фенноскандии.— Апатиты: изд-во. КНЦ РАН, 2003. 254 с.
45. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Q-37 — Архангельск. Объяснительная записка и комплект карт. Электронная версия.— СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
46. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-38—40 — о. Колгуев. Объяснительная записка / Ред. Б. Г. Лопатин, С. И. Шкарубо — СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 289 с.
47. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-(35), 36 — Мурманск. Объяснительная записка. Электронная версия / Ред. Б. Г. Лопатин, Ю. Б. Богданов, С. И. Шкарубо — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005, 289 с.
48. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-36-37-Баренцево море. Объяснительная записка / Ред. Б. Г. Лопатин — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 165 с.
49. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(35)-37 — Мурманск. Объяснительная записка и комплект карт.— СПб.: 2000. 233 с.
50. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 — Кировск. Объяснительная записка и комплект карт.— СПб.: 2004. 268 с.
51. *Граве М. К., Макиевский С. И.* Взаимоотношение основных элементов рельефа и крупных тектонических структур в восточной части Балтийского щита // Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова.— М.—Л.: Наука, 1966. С. 16–39.
52. *Граве М. К.* Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова.— Л., 1969.
53. *Григорьев А. А.* Геоморфология Кольского полуострова по новейшим исследованиям.— М., 1934. 10 с.

54. Григорьев А. А. Физико-географические предпосылки хозяйственного освоения Кольского полуострова.— М.—Л., 1932. 12 с.
55. Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова.— Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
56. Гудкова А. К., Комарницкий В. М. Нефтегазоносность южной части Баренцева и Карского шельфов // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах).— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 5—16.
57. Гуревич В. И. Географические условия и перспективы освоения кормовых ресурсов Святоносского месторождения ракуши. Географические проблемы изучения и освоения Арктических морей. Тез. докл. 2-й Всесоюз. конф. по географии и картографированию океана.— Л.: ГО СССР, 1985. С. 121—122.
58. Гуревич В. И. Прикладная седиментология и геоэкология.— Л.: Изд-во Лен. Горн. Ин-та, 1990. 63 с.
59. Гуревич В. И. Распределение радионуклида Cs¹³⁷ в донных отложениях и макробентосе Белого, Баренцева и Карского морей летом 1991 г. // Геология океанов и морей. Тезисы докл. 10-й Междунар. школы.— М.: АН России, 1992. С. 87.
60. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии.— М.: Научный мир, 2002. 134 с.
61. Данилов И. Д. Арктическая криогенномаринная формация и основные этапы ее становления // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. 2.— Л.: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 29—37.
62. Даршкевич О. Я., Шлафштейн Б. А., Антонюк Е. С. Новые данные по позднеархейскому магматизму шовных зон Кольского полуострова // Геология докембрия Кольского полуострова.— Апатиты: изд-во Кол. фил. АН СССР, 1984. С. 40—57.
63. Девятова Э. И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в северодвинском бассейне и в Карелии.— Петрозаводск: «Карелия», 1982. 156 с.
64. Дедеев В. А., Мальшиев Н. А., Юдин В. В. Тектоника платформенного чеха Печорской плиты // Тектоника платформенных областей.— Новосибирск: Наука, 1988. С. 137—150.
65. Диденко Е. Б., Симонов А. Н., Гейко Т. С. Структура платформенного чехла акваториальной части Тимано-Печорской провинции // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Ред. Е. Ф. Безматерных, Б. В. Сенин, Э. В. Шпиллов.— Мурманск: ИПП «Север», 1993. С. 54—62.
66. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
67. Дортман Н. Б. Плотность горных пород различных регионов СССР. Справочник геофизика, т. 5.— М.: Недра, 1968.
68. Евзеров В. Я., Еловичева Я. К., Лебедева Р. М., Раямяз Р. А. Стратиграфия плейстоценовых отложений южной части Кольского полуострова // Геология плейстоцена Северо-Запада СССР.— Апатиты, 1981. С. 97—107.
69. Егоркин А. А., Левшин А. Л., Якобсон А. Н. Изучение глубинного строения шельфа Баренцева моря поверхностными сейсмическими волнами // Вычислительная сейсмология.— М. 1987. Вып. 20. С. 202—206.
70. Зархидзе В. С., Мусатов Е. Е. Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989: С. 123—140.
71. Зинченко А. Г. Новая орографическая схема арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 39—56.
72. Иванова Н. М. Предполагаемые палеозойские рифы в южной и центральной частях Баренцевого шельфа // Международная конференция по потенциалу нефти и газа в Баренцевом и Карском морях и прилегающей суши.— Мурманск, 1992. С. 29.

73. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям песка и гравия.— М., 1983. 45 с.
74. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение).— СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.
75. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоёв) на Кольском полуострове /Х.А. Арсланов, В. Я. Евзеров, Н. И. Тертычный и др. / Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины.— М.: Наука, 1981. С. 28–37.
76. *Казак А. П., Горноста́й Б. А., Степанов Е. Ф., Якобсон К. Э.* Опыт корреляции и расчленения рифейских толщ Тимана и п-ова Канин по аксессуарным минералам // Верхний докембрий севера Европейской части СССР.— Сыктывкар: ИГ Коми филиала АН СССР, 1984.
77. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий.— СПб., 1991.
78. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита.— Геология рудных районов Мурманской области, прил. 3, КНЦ РАН, 2002. С. 16–45.
79. *Кацб́лин П. Л.* Региональная характеристика плотности и магнитной восприимчивости горных пород Кольского полуострова // Геофизические исследования Северо-Восточной части Балтийского щита.— Апатиты: Кольский филиал АН СССР. 1976.
80. *Кириченко Л. А.* Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове.— Л.: Недра, 1970. 112 с.
81. *Кленова М. В.* Геология Баренцева моря.— М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
82. *Козлов С. А.* Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 147 с.
83. Кольская сверхглубокая.— М.: Недра, 1984. 490 с.
84. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Ред. Н. П. Лаверов и В. П. Орлова.— М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.
85. *Комарни́цкий В. М., Шипи́лов Э. В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. Т. 320, № 5, 1991. С. 1203–1206.
86. *Коровкин В. А., Туры́лева Л. В.* Недра Северо-Запада Российской Федерации.— СПб, 2003. 250 с.
87. *Косточенко С. Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Матер. Междунар. совещ. «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов». Опалиха, 12–15 мая 1993 г.— М.: Фонд «Наука России» Гео-инвэкс, 1994. С. 121–133.
88. *Кофф Г. Л.* Морские глинистые грунты Кольского полуострова и строительство на них.— Мурманск: Мурманское книжное издательство, 1976. 128 с.
89. *Крапивне́р Р. Б.* Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тыс. лет // Геотектоника, 2006, № 3. С. 39–51.
90. *Красовский С. С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия.— Киев: «Наукова думка», 1989. 248 с.
91. *Кудряшов Н. М., Гавриленко Б. А.* Геохронология зеленокаменного пояса Колмозеро—Воронья и его обрамления. Тез. докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии.— Москва. 2000.
92. *Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удортатина О. В., Герцева М. В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид.— Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.

93. Кузнецова Н. В. Распределение нефти и газа в стратиграфическом разрезе Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Вып. 3.— Сыктывкар, 1975. С. 176—182.
94. Кушнарёва Т. И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции.— М.: Недра, 1977. 135 с.
95. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле.— СПб.: НИИХ СПбГУ, 2002. 762 с.
96. Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе.— Л.: Недра, 1978.
97. Легкова В. Г., Бонбеков В. Н., Шукин Л. А. и др. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова.— Л.: Недра, 1977. 183 с.
98. Любомиров Б. Н., Хлебникова Г. П. Гидрогеологические особенности терригенной толщи среднего девона южной половины Колвинского вала // Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Вып. 3.— Сыктывкар, 1975. С. 222—225.
99. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / И. Д. Батиева, И. В. Бельков, В. Р. Ветрин и др.— Л.: Наука, 1985. 176 с.
100. Магнитные аномалии земных глубин. / Отв. ред. акад. АН УССР С. И. Субботин.— Киев: «Наукова думка», 1976. 232 с.
101. Малышев Н. А. Разломы европейского Северо-Востока СССР в связи с нефтегазоносностью.— Л.: Наука, 1986. 112 с.
102. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского Севера России.— Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
103. Малышев Н. А., Шипилов Э. В. Геодинамическая эволюция Европейского северо-востока в девоне // Вестник Института геологии, 2002, № 11. С. 2—4.
104. Маргулис Е. А., Россихин Ю. А., Раппопорт Б. И. Строение и состав нефтегазоносных комплексов северной части Тимано-Печорской провинции в связи с прогнозом их строения на акватории Печорского моря // Геология, нефтегазоносность, инженерно-геологические условия и методы изучения шельфа. Тр. ВНИИморгео.— Рига, 1983. С. 8—16.
105. Матишов Г. Г. Мировой океан и оледенение Земли.— М.: Мысль, 1987. 267 с.
106. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г. Радиационная экологическая океанология.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2001. 417 с.
107. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Щипа Е., Риссанен К. Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1994. 233 с.
108. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты—1000) / Авт.: А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин.— М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
109. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков.— Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. 18 с.
110. Методические рекомендации по комплексному изучению и оценке качества песков.— М.: ВИЭМС, 1979. 65 с.
111. Методические указания по составлению геоморфологических карт средне- и крупномасштабной геологической съёмки / Сост. Г. С. Ганешин. Ред. В. В. Соловьёв.— Л.: ВСЕГЕИ, 1980, 60 с.
112. Милановский Е. Е., Никишин А. М., Фурне А. В. Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // ДАН. 1994. Т. 339, № 4. С. 513—517.
113. Миллер Ю. В. Тектоно-метаморфические циклы.— Л., 1982. 160 с.
114. Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры.— М., 1996. 287 с.

115. *Митрофанов Ф. П., Предовский А. А., Любцов В. В., Припачкин В. А., Глазнев В. Н.* Новые аспекты прогнозирования крупных нефтегазоносных областей.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 58 с.
116. *Митяев М. В.* Современные экзогенные процессы северного побережья Кольского полуострова // Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях океанического перигляциала. Тез. докл. междунар. конф.— Мурманск: Русская Лапландия, 1996. С. 50–51.
117. *Неизвестнов Я. В.* Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики.— Л.: Недра, 1983. С. 182–185.
118. Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы.— Ухта: Ухт. ГТУ, 1999. 1062 с.
119. *Никонов А. А., Вострухина Т. М.* К стратиграфии антропогена северо-восточной части Кольского полуострова // ДАН СССР. Т. 158, № 4, 1964.
120. *Новицкий И. П.* Петрология метаморфического комплекса п-ова Канин и северного Тимана. Автореферат канд. дис.— М.: МГУ, 1976. 32 с.
121. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов.— М.: Главрыбвод, 1990. 44 с.
122. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000 / В. И. Богацкий, Н. А. Богданов, С. Л. Костюченко, Б. В. Сенин, С. Ф. Соболев, Э. В. Шипилов, В. Е. Хаин.— М.: ИЛ РАН, 1996. 94 с.
123. *Оловянишников В. Г.* Верхний докембрий Тимана и п-ова Канин.— Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 164 с.
124. *Оловянишников В. Г.* Геологическое развитие п-ова Канин и Северного Тимана.— Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2004. 80 с.
125. *Опекунов А. Ю.* Экологическое нормирование.— СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2001. 216 с.
126. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Ред. Е. Ф. Безматерных, Б. В. Сенин, Э. В. Шипилов.— Мурманск: ИПП «Север», 1993. 184 с.
127. *Павлидис Ю. А., Богданов Ю. А., Левченко О. В., Мурдма И. О., Тарасов Г. А.* Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского ледникового // Океанология. 2005, № 1. С. 91–100.
128. *Павлова Л. Г.* Изменения гидрохимических параметров прибрежных акваторий северных морей под воздействием антропогенных факторов // Арктические моря: биоиндикация состояния среды, биотестирование и технология деструкции загрязнений.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. С. 117–124.
129. Подземные воды Европейского Северо-Востока СССР / Под ред. В. А. Дедеева.— Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1989. 158 с.
130. *Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Бро Е. Г.* Палеозойские отложения о-ва Колгуев (Баренцево море) // РАН, Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 3, № 5, 1995. С. 75–85.
131. *Пушкарев Ю. Д.* Мегациклы в эволюции системы кор-мантия.— Л.: Наука, 1990. 216 с.
132. *Пчелина Т. М.* Нефтеносность девонских отложений района Иммердален (арх. Шпицберген) // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 39–47.
133. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий.— СПб.: Наука, 2005. 711 с.

134. *Рассомахин В. Я., Тимошенко О. М.*, Перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы. Направление геологоразведочных работ // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Северо-Западного экономического района Российской Федерации (докл. междунар. конф. 26–30 октября 1998 г., ВНИГРИ, Санкт-Петербург).— СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 53–60.

135. *Рихтер Г. Д.* Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рек Варзуги и Поноя.— Тр. Ин-та физ. географии, 1936, вып. 19. С. 49–120.

136. *Романовский С. И.* Физическая седиментология.— Л.: Недра, 1988. 240 с.

137. *Рокос С. И., Люстерник В. А.* Формирование состава и физико-механических свойств плейстоценовых отложений южной и центральной частей шельфа Баренцева моря (генетический и палеогеографический аспекты).— Киев: Изд-во ИГН АН Украины, 1992. 60 с.

138. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. *Д. А. Додин, В. С. Сурков*.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.

139. *Русанов М. С., Арзамасцев А. А., Шевченко С. А.* Ивановский вулcano-плутонический центр — новое проявление щелочного магматизма в Кольском регионе.— Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. 29 с.

140. *Самойлович Ю. Г., Каган Л. Я., Иванова Л. В.* Четвертичные отложения Баренцева моря.— Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 72 с.

141. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Ред. *Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров*.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998, ч. I. 237 с, ч. II. 205 с.

142. *Сенин Б. В., Шипилов Э. В.* Классификация и номенклатура региональных структурных элементов метаплатформы // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия).— Мурманск: ИПП «Север», 1993. С. 16–25.

143. *Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н., Снетко П. П., Митрофанов Ф. П., Любцов В. В., Предовский А. А., Припачкин В. А.* Рифейская нефть п-ова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопоисковых работ на шельфе Баренцева моря? — Вестник МГТУ, т. 1, № 2, 1998. С. 121–140.

144. *Слонимский Г. А., Косицкая М. И., Грязева А. С.* Стратиграфия нижнемеловых отложений о-ва Колгуева // Вопросы фито-стратиграфии. Тр. ВНИГРИ, вып. 398.— Л., 1977. С. 25–31.

145. *Соловьёв В. А., Гинсбург Г. Д.* и др. Криотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана.— Л., 1987.

146. «Состояние окружающей среды Северо-Западного и Северного регионов России».— СПб.: Наука, 1995. 366 с.

147. *Стрелков С. А., Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И.* и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского шита.— Л.: ЛО «Наука», 1976. 164 с.

148. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. *Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена*.— Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005.

149. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / *В. А. Дедеев, В. Г. Гецен, И. В. Запорожцева* и др.— Л.: Наука, 1982. 200 с.

150. *Суздальский О. В.* Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря, вып. 3.— Л.: НИИГА, 1974. с. 27–33.

151. *Тарасов Г. А., Погодина И. А., Хасанкаев В. Б.* и др. Процессы седиментации на гляциальных шельфах.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 473 с.

152. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1 : 2 500 000 / *Н. А. Богданов, В. Е. Хаин, В. И. Богацкий, С. Л. Костюченко, Б. В. Сенин, Э. В. Шипилов, С. Ф. Соболев*.— М.: ПКО «Картография», 1996.

153. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения / М. Д. Белонин, О. М. Прищепа, Е. Л. Теплов и др.— СПб.: Недра, 2004. 396 с.
154. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт / Н. И. Никонов, В. И. Богацкий, Мартынов и др.— Ухта: ТП НИЦ, 2000.
155. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозе.— Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
156. Требования к геохимической основе (ГХО) Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000.— М.: ИМГРЭ, 2001. 36 с.
157. Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования (МГХК) масштаба 1:1 000 000.— М.: ИМГРЭ, 1998. 104 с.
158. *Тулина Ю. В.* и др. Основные особенности глубинного строения южной части Баренцева моря по данным ГСЗ // Геофизические поля Атлантического океана.— М.: ВНИТИ, 1988. С 34–51.
159. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита.— Л., 1990. 144 с.
160. *Фефилова Л. А.* Биостратиграфия и миоспоры триаса юго-западной части Баренцевого шельфа (на примере Северо-Кильдинской площади) и сопредельных районов//Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 123–137.
161. *Хаин В. Е., Сеславинский К. Б.* Историческая геотектоника. Палеозой.— М.: Недра, 1991.
162. Четвертичный покров Балтийского щита // Под ред. В. В. Проскуракова, И. И. Красного.— Л.: Недра, 1987. 151 с.
163. *Чирва С. А.* Детальная биостратиграфия нижнемеловых отложений бассейна р. Печоры // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Сб. науч. тр.— Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 137–156.
164. *Шипилов Э. В.* Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // ДАН. 2003. Т. 393, № 3. С. 376–381.
165. *Шипилов Э. В., Богданов Н. А., Хаин В. Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозе (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России.— М.: ГЕОС. 2000. С. 605–608.
166. *Шипилов Э. В., Моссур А. П.* Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника. 1990, № 1. С. 90–97.
167. *Шипилов Э. В., Моссур А. П.* Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990, № 10. С. 112–122.
168. *Шипилов Э. В., Сенин Б. В.* Глубинное строение дна Баренцева моря // Геотектоника. 1988, № 6. С. 96–100.
169. *Шипилов Э. В., Тарасов Г. А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России.— Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
170. «Экологический Атлас Мурманской области».— Москва—Апатиты, 1999. 47 с.
171. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита (связь металлогении с глубинным строением) / Ред.: И. В. Бельков.— Л.: Наука, 1987. 109 с.
172. *Яковлев Ю. Н., Баянова Т. Б., Губерман Д. М.* и др. Геолого-геохронологическое расчленение архейского комплекса в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Общие вопросы расчленения докембрия (тез. докладов), 2000. С. 284–287.
173. *Яковлев А. В.* Оценка интенсивности воздействия тралового промысла на донные ландшафты Баренцева моря // Антропогенное воздействие на экосистемы рыбохозяйственных водоемов Севера.— Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1991. С. 85–92.

174. Яковлева Т. В., Гуревич В. И. Ракушечные отложения Воронки Белого моря // Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей.— Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 3–22.

175. Яковлева Т. В. Распределение тяжелых минералов в донных отложениях Мурмана, Воронки и Горла Белого моря // Природные условия и естественные ресурсы Северных морей.— Л.: Изд-во ГО СССР, Северный филиал, 1977. С. 55–65.

176. *Blendinger W., Bowlin B., Zipp F. R., Darke G., Ekroll M.* Carbonate buildup flank deposits: an example from the Permian (Barents Sea, northern Norway) challenges facies models // *Sedimentary Geology*, 112. 1997. P. 89–103.

177. *Bugge T., Mangerud G., Elvebakk G.* et al. The Upper paleozoic succession on the Finnmark Platform, Barents Sea // *Norsk Geologisk Tidsskrift*.— Oslo, 1995, Vol. 75. P. 3–30.

178. *Demidov* et al. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*, 2006, vol. 35, N 3. P. 425–443.

179. *Ehrenberg S. N., Nielsen E., Svana T. A., Stemmerik L.* Depositional evolution of the Finnmark carbonate platform, Barents Sea: results from wells 7128/6–1 and 7128/4–1 // *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Oslo 1998. ISSN 0029–196X.— Vol. 78. P. 185–224.

180. *Ehrenberg S. N., Pickard N. A.H., Svane T. A. & Oxtoby N. H.* Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous–Lower Permian), Finnmark carbonate platform, Barents Sea // *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72. P. 95–115.

181. *Eiliv Larsen* et al. Early Weichselian palaeoenvironments reconstructed from a mega-scale thrust-fault complex, Kanin Peninsula, northwestern Russia // *Boreas*, 2006, vol. 35, N 3. P. 476–492.

182. *Eiliv Larsen* et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern // *Boreas*, 2006, vol. 35, N 3. P. 394–424.

183. *Kurt H. Kjær* et al. Eurasian ice-sheet interaction in northwestern Russia throughout the late Quaternary, 2006.

184. *Geir B. Larssen, Geir Elvebakk* at all. 2002: Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. htm. 76 P., 63 figs., 1 tabl.

185. *Gerlach S. A.* Marine pollution diagnostics and therapie. 1981. 380 p.

186. *Ivanova N. M.* Prospective Paleozoic reefs in the southern part of the Barents Sea Shelf // *Petroleum Geoscience*, vol. 3. 1997. P. 153–160.

187. *Kurt H., Kjoer* Eurasian ice-sheet interaction in northwestern Russia throughout the late Quaternary // *Boreas*, 2006, vol. 35, N 3, P. 444–475.

188. *Kramm V., Kogarko L. N., Kononova V. A., Vartiainen H.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland. Precise Rb-Sr ages defin 380–360 Ma age range for all magmatism.— *Lithos*, 1993, v. 30. P. 33–44.

189. *Lovo V., Elvernoi A.* et al. Submarine permafrost and gas hydrates in the northern Barents Sea.— Oslo, Norsk Polarinstittutt Rapportserie № 56, 1990.

190. *Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F.* et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity, 1995. 144 p.

191. *Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V. N., Korja A.* Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga—Kostomuksha—Lovisa geotraverse // *Int. Geol. Rev.*, 1998. V. 40, 11. P. 990–997.

192. *Munz I. A., Wayne D., Austrheim H.* Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum complex, South Norway: evidence for age, source and REE mobility // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116. P. 32–56.

193. *Munz I. A.* Whiteschists and orthoamphibole-cordierite rocks and the P-T-t path of the Modum complex, South Norway.— *Lithos*, 1990, v. 24. P. 181–200.

194. *Sakoulina T. C.* et al. The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents sea from Kola Peninsula to Franz Joseph Land // *Tectonophysics*. 2000, v. 329. P. 319–331.

195. *Siedlecka A.* Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finmark-Timan Region) // Norges Geologiske Undersokelse, 1975. V. 316. P. 313–348.

196. *Timmerman M. J., Daly J. S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Research, 1995, v. 72. P. 97–107.

197. *Worsley D., Johansen R. and Kristensen S. E.* The Mesozoic and Cenozoic succession of Tromsflaket // A litostratigraphic scheme for The Mesozoic and Cenozoic succession off-shore mid- and northern Norway. NPD- bulletin N = 4, Oljedirektoratet, 1988. P. 42–65.

Фондовая

198. *Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М., Романенко Н. Г.* Отчет о региональных сейсморазведочных работах методом ГСЗ-МОВЗ на Кольском объекте в 1981–1983 гг. ПГО «Севзапгеология», 1983.

199. *Басов В. А.* (отв. исп.). Зональная стратиграфия и фациальный состав мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Баренцевского и Карского шельфов (т. 346).— СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.

200. *Безруков В. И.* и др. Отчет о результатах тематических работ по оценке перспективности местной минерально-сырьевой базы на нетрадиционные для горнодобывающей промышленности Мурманской области рудные и нерудные полезные ископаемые и по пополнению дежурных регистрационных карт полезных ископаемых Кольского полуострова.— Мончегорск, 1998, ФГУ, № 5215.

201. *Бондарев В. И., Соболев Н. Н.* и др. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000. Отчет по теме.— СПб.: Фонды ВНИИОкеанология, 2000.

202. *Бро Е. Г.* (отв. исп.) Прогноз нефтегазоматеринских толщ, региональных резервуаров, покрышек и зон нефтегазоаккумуляции на арктических шельфах России. Отчет по теме 344.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996.

203. *Бро Е. Г., Устинов Н. В., Преображенская Э. Н.* и др. Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла на шельфах Баренцева и Карского морей.— СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1993.

204. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрических скважин 3 и 1/4 на Песчаноозерской структуре (о-ов Колгуев).— СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1985.

205. *Ваганов В. И., Голубев Ю. К., Минорин В. Е.* Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов.— Выпуск «Алмазы», Москва, ЦНИГРИ, 2002.

206. *Васильева Е. А., Зобнина Н. А.* Отчет «Изучение геологического строения и оценка перспектив обнаружения углеводородного сырья в западном секторе арктического шельфа России».— Мурманск, ФГУП «Севморнефтегеофизика», 2002.

207. *Верба В. В.* и др. Морская гравиметрическая съемка II класса в Баренцевом и Печорском морях в 1979.— Мурманск, НПО «Севморгео», КМАГЭ, 1980; Фонды МАГЭ, № 0385.

208. *Вискунова К. Г., Супруненко О. И.* и др. Переобработать геолого-геофизические материалы по Баренцево-Северокарской плите с целью определения стратегии поиска залежей углеводородов.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.

209. *Гаскельберг Л. А., Кофман В. С., Шульга Т. Ф.* и др. Составление геологической карты Карело-Кольского региона и северо-запада Восточно-Европейской плиты масштаба 1 : 500 000. ПГО «Севзапгеология», ТКЭ, 1988.

210. *Горноста́й Б. А.* Изучение мезозойских, палеозойских и рифейских отложений с целью разработки легенды для составления геологической карты масштаба 1 : 50 000 Кряжа Канин Камень.— Архангельск, 1982.

211. *Горноста́й Б. А.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках, проведенных на территории листов R-38-111-Г; 123-Б; 124-А, Б, В, Г; 125-А, В, Г; 126-В, в, г, Г, в, г; 137-А, а, б; 138-А, Б, г, В, а, б, Г, а; 140-А, в, г, Б, в, г, В, Г; 141-В, Г; 142-В; Q-38-8-Б, а, б; 9-А, Б, Г; 10-А, В на п-ове Канин, 1984.

212. *Гриценко И. И., Костюхин А. И., Паялов В. А.* и др. Оперативный анализ и обобщение материалов морских инженерно-геологических работ по шельфу Баренцева и Карского морей.— Мурманск, ВГФ, 1990.

213. *Гуревич В. И.* (отв. исп.). Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии.— СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1993.

214. *Гуревич В. И.* и др. Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа.— Л., НПО «Севморгеология», 1985.

215. *Гуревич В. И., Мусатов Е. Е.* и др. Составить комплект карт донных отложений Баренцева, Белого и Карского морей как основу для прогноза полезных ископаемых и геологического мониторинга в Западно-Арктической экономической зоне шельфа СССР.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 1991.

216. *Даркшевич О. Я.* и др. Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и поисков железных руд, апатита, цветных и редких металлов на площади 5000 км² в зоне сочленения Кейвского, Контозерского и Колмозерского разломов и составление регистрационной карты полезных ископаемых и карты прогнозов масштаба 1 : 200 000 Мурманского блока гранитоидов на площади 30 000 км² за 1976–1981 гг.— Мончегорск, 1982, ФГУ СЗРФГИ, № 24081.

217. *Евсюков В. Г., Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Устинов Н. В.* и др. Обобщение материалов бурения параметрической скв. 202 Северо-Западной площади о-ва Колгуев. Отчет ГПК Арктикоморнефтегазразведка.— Мурманск, 1993.

218. *Житников В. А.* (отв. исп.). Геолого-минералогическое картирование Кольского полуострова и Северной Карелии. Отчет геологосъемочной партии о результатах геолого-минералогического картирования масштаба 1 : 500 000 Кольского полуострова и Северной Карелии на никель и кимберлитовые источники алмазов на площади 160 тыс. км² за 1987–1991 гг.— СПб.: ИФО СЗРГЦ, 1991.

219. *Журавлев В. А.* Гравиметрическая карта России масштаба 1 : 200 000. Лист R-38-XXXI, XXXII. Объяснительная записка.— Мурманск. Фонды ОАО МАГЭ, 2001.

220. *Журавлев В. А.* и др. Морская гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в Баренцевом и Карском морях.— Мурманск, НПО «Севморгеология», МАГЭ, 1982.

221. *Журавлев В. А., Васильев В. В., Васильева Е. Г.* Объяснительная записка к Государственной гравиметрической карте РФ масштаба 1 : 200 000. Листы Q-37-V, VI и Q-38-I, II.— Мурманск, ОАО МАГЭ, 2002.

222. *Журавлёв В. А.* и др. Переобработка и комплексная интерпретация гравимагнитных, сейсмоакустических, сейсмических (МОВ ОГТ) данных по всей зоне Кольско-Канинской моноклинали в 2001–2003 гг.— Мурманск, ОАО МАГЭ, 2003.

223. *Журавлёв В. А.* и др. Морские работы (МОВ ОГТ, надводные гравиметрические наблюдения, дифференциальные гидромагнитные наблюдения, НСАП) вдоль геотраверза 3-АР в Белом, Баренцевом и Карском морях и региональные комплексные геофизические исследования в Беломорском секторе геотраверза 3-АР с целью прогноза минерально-сырьевого потенциала шельфа Белого моря в рамках объекта «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ, гравимагнитных) исследований на опорных профилях».— Мурманск, МАГЭ, 2005.

224. Журавлев Вл. А., Шульга Т. Ф. Часть II. Оценка продуктивности рифейского шельфо-ультраосновного магматизма и обоснование направления работ на территории Западно-Карельской зоны. ГПП «Севзапгеология», ТКЭ, 2000.

225. Зарипов О. Г., Павлов Л. А., Преображенская Э. Н. и др. Отчет о результатах бурения скв. 1 на Поморской площади. Промежуточный отчет по теме 4/86–88.— Мурманск, КТЭ ПО АМНГР, 1986.

226. Козлов С. А., Неизвестнов Я. В. и др. Инженерная геология нефтегазоперспективного региона западноарктического шельфа России.— СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1998.

227. Комарницкий В. М., Евсюков В. П., Устинов Н. В. и др. Обобщение материалов поискового бурения по скв. № 1 Штокмановской площади (промежуточный отчет по теме 2/89–91).— Мурманск, КТЭ АМНГР, 1989.

228. Комарницкий В. М., Евсюков В. П., Устинов Н. В. и др. Обобщение результатов бурения по скважинам 1- Арктическая, 1- Куренцовская и 82 — Северо-Кильдинская. (Промежуточный отчет по теме 2/89–91. Обобщение результатов бурения параметрических и особо важных поисковых скважин на шельфе Баренцева и Карского морей.— Мурманск, КТЭ АМНГР, 1990.

229. Комплект карт геологического содержания масштаба 1:500 000 Ненецкого автономного округа Архангельской области (объект — Ненецкая площадь). Объяснительная записка / А. А. Черепанов и др.— Архангельск, ЗАО «Архангельскгеолразведка», 1997.

230. Костин Д. А. (отв. исп.). Отчет по геологической съемке шельфа Баренцева моря масштаба 1:1 000 000 (лист R-36). Фонды МАГЭ ПГО «Севморгеология», Мурманск, 1988.

231. Костин Д. А. (отв. исп.). Составление сводных геологических карт кайнозойских отложений масштаба 1:1 000 000 южной части Баренцева моря и внедрение их в АКМГЭ ВМНПО «Союзморингеология» и МАГЭ ПГО «Севморгеология» на 1987–1989 гг. Отчет по объекту 67–95/87, МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1989.

232. Костин Д. А. Геологическое строение, сейсмостратиграфия и условия формирования четвертичных отложений северо-восточной части шельфа Баренцева моря / Канд. дис. ММБИ КНЦ РАН.— Мурманск, 2005.

233. Костюченко С. Л. Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка // Автореф. докт. дис.— М.: МГУ, 1997.

234. Кулага А. И. (отв. исп.). Отчет об инженерно-геологических исследованиях на Кольском шельфе. Объект № 72. Фонды АКМГЭ ВМНПО «Союзморингеология».— Мурманск, 1986.

235. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 / Гл. ред. Б. Г. Лопатин.— СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003.

236. Медведев В. А. и др. Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Архангельской области.— Архангельск, 1997.

237. Миц М. В. (отв. исп.). Геологическое доизучение ранее заснятых площадей Кольского полуострова в масштабе 1:200 000 за 1974–1978 гг.— СПб.: ИФО СЗРГЦ, 1980.

238. Неизвестнов Я. В., Бро Е. Г., Гинсбург Г. Д. и др. Типизация морских артезианских бассейнов Арктики по комплексу гидрогеологических показателей нефтегазоносности. Отчёт по теме 607.— Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1977.

239. Новоселов В. К. и др. Научно-методические сейсморазведочные исследования МОВ ОГТ в западной части Кольской моноклинали Баренцева моря.— Мурманск, Севморнефтегеофизика, 2001.

240. *Новоселов В. К.* и др. Опытнo-методические сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в юго-западной части Кольской моноклинали. — Мурманск, Севморнефтегеофизика, 1999.

241. *Новоселов В. К.* и др. Сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в пределах восточной части Кольской моноклинали Баренцева моря. Отчет по объекту 05/99 совместно с 15/99. — Мурманск, Севморнефтегеофизика, 2000.

242. *Павлова М. М.* и др. Морская гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в западной и юго-восточной части Баренцева и Центральной части Карского морей в 1988–1989 гг. — Мурманск, НПО «Севморгеология», МАГЭ, 1991.

243. *Полякова Н. А.* (отв. исп.). Региональные инженерно-геологические исследования в западной части Южно-Баренцевской нефтегазоносной области. Отчет по объекту № 87 за 1988–1990 гг. — Мурманск, Фонды АКМГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология». 1990.

244. *Пчелина Т. М., Бро Е. Г.* и др. Отчет по обработке материалов бурения скв. 81 (Северо-Кильдинская площадь). (Договорные работы с Мурманской экспедицией глубокого бурения треста «Арктикоморнефтегазразведка»). — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1984.

245. *Пчелина Т. М., Бро Е. Г., Покровская И. Е.* и др. Отчет по обработке материалов бурения скв. 80 (Северо-Кильдинская площадь). — Л., ВНИИОкеангеология, 1985.

246. *Ремизова А. М.* (отв. исп.). Отчёт по составлению сводной легенды Кольской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). — Мончегорск, АООТ «ЦКЭ», 1994.

247. *Рослов Ю. В.* (отв. исп.). Отчет «Создание обобщенной модели глубинного геологического строения Баренцевоморской нефтегазоносной провинции на основе новой технологии комплексной обработки данных МОВ, МПВ и ГСЗ на опорных профилях в переходной зоне «суша—море». — СПб.: ГНПП, «Севморгео», 2002.

248. *Руденко Д. Г., Журавлев Вл. А.* Отчет по НИР «Эволюция и рудоносность щелочного магматизма восточной части Балтийского щита». — Л., Фонды ГПИ «Севзапгеология». 2000.

249. *Скоробогатько А. В.* (отв. исп.). Отчет по опытнo-методической геологической съемке шельфа масштаба 1 : 1 000 000 южной части Баренцева моря в 1982–1986 гг. (лист R-38). — Мурманск, МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1986.

250. *Скоробогатько А. В.* (отв. исп.). Отчет по составлению и подготовке к изданию комплекта карт масштаба 1 : 1 000 000 по материалам опытнo-методической геологической съемки южной части Баренцева моря (лист R-37). — Мурманск, МАГЭ, 1987.

251. *Супруненко О. И.* и др. Глубинное строение Баренцевоморского региона и потенциальные возможности нефтегазоносности второго и третьего структурных этажей. — СПб, 1998.

252. *Супруненко О. И.* Количественная оценка величины начальных суммарных ресурсов нефти, газа и конденсата Баренцева, Печорского и Карского морей. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004.

253. *Супруненко О. И.* и др. Структурная приуроченность, строение чехла и нефтегазовый потенциал свода Федьинского и прилегающих площадей («серая зона»). Об. № 29–96–7/2. — СПб., 1999.

254. *Увадьев Л. И., Кружков Б. К., Салтыкова Т. Е., Толстова Г. Д., Шульга Т. Ф.* Изучение палеозойской тектоно-магматической активизации и связанных с ней полезных ископаемых Карело-Кольского региона. — Л., ПГО «Севзапгеология», ТКЭ, 1980.

255. *Увадьев Л. И., Толстова Г. Д., Журавлев Вл. А., Васильев Д. Н.* Целенаправленное изучение платформенного этапа развития Карело-Кольского региона. — Л., ПГО «Севзапгеология», ТКЭ, 1989.

256. Устинов Н. В., Бро Е. Г., Сороков Д. С и др. Фанерозойские отложения Западноарктического шельфа (по материалам бурения). Отчет по договору 923.— Л., ВНИИОкеангеология, 1989.

257. Черемхина Г. М. и др. Отчет Несской геологосъемочной партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1:200 000, проведенных в 1988–1996 гг. Листы R-38-XXII, XXIII, XXIV, XXV, Q-38-II, III, IV, V, VIII, IX, X, XV, XVI. 1996.

258. Черемхина Г. М. (отв. исп.), Степанов В. П., Румянцева Т. А., Щипанов М. А. Геологическая карта п-ова Канин масштаба 1:500 000 (листы К-38 В, Г, Д).— ЗАО «Архангельскгеолразведка». 1999.

259. Чернова О. В., Иванова В. В. и др. Поисково-детальные работы на мелководье Печорского моря (объект 08/89).— Мурманск, СМНГ ПО «Союзморгео», 1992.

260. Шадрин Н. А. и др. Отчет по теме «Составление геохимической основы Госгеолкарты—1000/3 листы Р-37, Q-37–38, R-38, 39, 40» (лист R-38), ТГФ, ВГФ, 2003.

261. Шакин А. Д. (отв. исп.), Авенариус И. Г., Верниковская С. И. и др. Отчет «Изучение новейшей геодинамики, геоэкологии на территории листов R-38, 39, 40 с целью составления Госгеолкарты-1000 (третье поколение). Отчет партии № 1 по объекту 91 за 1999–2001 гг.— ФГУНПП «Аэрогеология», 2001.

262. Шкарубо С. И. и др. Региональные комплексные геолого-геофизические работы на Шпицбергенском шельфе в 1989–1992 гг.— Мурманск, ГП МАГЭ, 1993.

263. Шкарубо С. И. и др. Геологическая съемка по программе «Госгеолкарта-1000» на Баренцевом море». Листы R-(35), 36.— Мурманск, ОАО МАГЭ, 2005.

264. Шлайфштейн Б. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Западной части Кольского полуострова. Отчет Колмозерской геолого-съемочной партии о результатах геологического доизучения 1:200 000 Северо-Западной части Кольского полуострова за 1981–1987 гг.— Мончегорск, ФГУ СЗРФГИ, № 25655, 1987.

265. Шумкин В. Я. Каменная и костяная индустрии мезолита раннего металла Кольского полуострова. Автореф. канд. дис. (На правах рукописи).— Л., ЛГУ, 1984.

**УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, РУДОПРОЯВЛЕНИЙ,
ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ, ШЛИХОВЫХ И
ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
Горючие ископаемые				
I-2-1	Газ горючий	МС/Н	Северо-Кильдинское	56
IV-6-1	Газ горючий	МК/З	Мурманское	56
Цветные металлы				
VI-8-1	Pb	ЛО	Река Косая, устье	258
VI-8-3	Pb	ЛО	Река Большой Табуев	258
VI-9-4	Zn	ЛО	Верховья р. Болванская, Каменные Сопки, Шерстяная, Бахильная	258
VI-9-6	Zn	ЛО	Верховья р. Болванская, Каменные Сопки, Шерстяная, Бахильная	258
VI-9-16	Pb	ЛО	Река Верхний Нюдер, верховья	258
VI-10-8	Pb	ЛО	Реки Каменный Кекур, Горелая, Каменная	258
VI-10-9	Pb	ПМ	Притоки р. Бол. Надтей	258
VI-10-11	Pb	ЛО	Река Горелая, верховья	258
VI-10-13	Pb	ПМ	Притоки р. Бол. Надтей	258
VI-10-15	Pb	ПМ	Притоки р. Бол. Надтей	258
VI-10-19	As	ПМ	Левый берег р. Нехайтеяха	258
VI-11-4	Cu	П	Меньсейяха	258
Редкие металлы				
VI-1-3	Ta, Nb	ПМ	Восточно-Полмостундровский	200
VI-1-12	Li	П	Солдат-Мыльк, гора	200
VI-1-16	Ta	ПМ	Поросозеро	200
Благородные металлы				
VI-1-1	Au	ПМ	Кораль	200
VI-1-2	Au	ПМ	Обн. 4302	200

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-1-4	Au	ПМ	Митрей-Яковлевское	200
VI-1-5	Au	ПМ	Обн. 7762	200
VI-1-6	Au	ПМ	Гора Товкаинт	200
VI-1-7	Au	ПМ	Обн. 7807	200
VI-1-8	Au	ПМ	Гора Тулпахк	200
VI-1-9	Au	ПМ	Гора Солдат-Мыльк	200
VI-1-10	Au	ПМ	Гора Солдат-Мыльк	200
VI-1-11	Au	ПМ	Гыркатынское	200
VI-1-13	Au	ПМ	Обн. 5895	200
VI-1-14	Au	ПМ	Обн. 5237, 7963	200
VI-1-15	Au	ПМ	Без названия	200
VI-1-17	Au	ПМ	Поросозерское	200
VI-2-1	Au	ПМ	Большой Патчемварак	200
VI-8-2	Au	ШО		258
VI-8-4	Au	ШО		258
VI-9-9	Au	ЛО	Верховья р. Дровяная	258
VI-9-11	Au	ШО	Верховье р. Бол. Мадаха	258
VI-9-12	Ag	ЛО	Верховья р. Бол. Мадаха	258
VI-9-15	Au	ЛО	Верховья р. Ниж. Ньюдер	258
VI-10-4	Au	ШО	Среднее течение рек Падлей и Ниж. Хальмерская	258
VI-10-5	Au	ШО	Среднее течение р. Бол. Надтей	258
VI-10-10	Au	ШО	Верховье р. Бол. Надтей	258
VI-10-12	Au	П	Большенадтейское	258
VI-10-14	Au	ПМ	Притоки р. Бол. Надтей	258
Драгоценные камни				
VI-9-1	СА	ШО	Зона морского пляжа к востоку от устья р. Крынка	258
VI-9-2	СА	ШО	Устье р. Мадаха	258
VI-9-3	СА	ШО	Бассейн р. Коровья	258
VI-9-5	СА	ШО	Среднее течение р. Пырлей	258
VI-9-7	СА	ШО	Низовье р. Мал. Мадаха	258
VI-9-8	СА	ШО	Река Костяная, верховье р. Яней	258
VI-9-10	СА	ШО	Река Яней — верховье, бассейн рек Двойная и Долгоспинная	258

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-9-13	СА	ШО	Низовье р. Бол. Бугряница	258
VI-9-14	СА	ШО	Верховье р. Сальница	258
VI-9-17	СА	ШО	Верховье р. Сальница	258
VI-9-18	СА	ШО	Устье р. Сальница и береговой пляж к северу от устья	258
VI-9-19	СА	ШО	Низовья рек Нюдер и Верх. Тендер	258
VI-9-20	СА	ШО	Зона морского пляжа к северу от устья р. Лыбнабей	258
VI-9-21	СА	ШО	Среднее течение р. Меньсейяха	258
VI-10-1	СА	ШО	Бассейн рек Бол., Мал. Надтей и Заградительная	258
VI-10-2	СА	ШО	Бассейн рек Игарка—Маньяха и Нюдя—Маньяха	258
VI-10-3	СА	ШО	Бассейн р. Ситовая, Падлей, Сред. и Верхнехальмерская	258
VI-10-6	СА	ШО	Бассейн рек Черная, Ытармаяха	258
VI-10-7	СА	ШО	Верховье р. Мал. Надтей	258
VI-10-16	СА	ШО	Верховье р. Нарьяха	258
VI-10-17	СА	ШО	Река Хальмер	258
VI-10-18	СА	ШО	Верховья р. Месна	258
VI-10-20	СА	ШО	Верховья р. Надтей	258
VI-11-1	СА	ШО	Река Коврига — верховье и среднее течение	258
VI-11-2	СА	ШО	В междуречье рек Рыбная и Верх. Камбальница	258
VI-11-5	СА	ШО	Низовья р. Таврояха	258
Строительные материалы				
VI-11-3	Известняк	ММ	Рыбное	258

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ К КАРТЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Характер объекта	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-5-1	Строительный песок	ММ/З	К северо-востоку от мыса Святой Нос	57
VI-5-2	Ракуша кормовая	МС/З	К северо-востоку от мыса Святой Нос	57
VI-6-1	Ракуша кормовая	МС/З	Святоносское месторождение	57
VI-10-21	Гравийно-песчаные смеси	ММ	Усть-Нарьяехинское, р. Нарьяеха	258

Принятые сокращения. Месторождения: МС — среднее, ММ — малое, П — проявление, ПМ — пункт минерализации, ЛО — литогеохимический ореол, ШО — шлиховой ореол.

Промышленная освоенность месторождений: З — законсервированное.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>С. И. Шкарубо</i>	3
Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла. <i>С. И. Шкарубо</i> ..	12
Палеозойские ССК	13
Мезозойские ССК	19
Стратиграфия	22
Верхнеархейская (лопийская) эонотема. <i>Б. Г. Лопатин</i>	22
Верхнепротерозойская (рифейская) эонотема. <i>Б. Г. Лопатин</i>	24
Палеозойская эратема. <i>Л. Г. Пovyшева, С. И. Шкарубо</i>	28
Мезозойская эратема. <i>С. И. Шкарубо</i>	47
Кайнозойская эратема. <i>Л. Р. Семенова, Д. А. Костин</i>	59
Литология донных отложений. <i>М. С. Парамонова, Н. В. Маркина</i>	90
Основные факторы седиментогенеза	90
Обработка и интерпретация данных гранулометрического анализа ..	91
Гранулометрические типы осадков	95
Вещественно-генетические типы донных отложений	99
Минерально-геохимическая характеристика	101
Магматизм. Нестратиграфические магматические образования. <i>Б. Г. Лопатин</i>	105
Поздний архей (лопий)	105
Позднерифейские интрузии	108
Палеозойские интрузии	109
Неразделенные рифейские—палеозойские интрузии	113
Неразделенные палеозойские интрузии	113
Метаморфические (ультраметаморфические) образования. <i>Б. Г. Лопатин</i>	115
Региональный метаморфизм и метасоматоз. <i>Б. Ю. Астафьев</i>	117
Региональный метаморфизм	117
Метасоматоз.	121
Тектоника	122
Глубинное строение земной коры. <i>В. А. Журавлев, В. Н. Глазнев</i>	122
Восточно-Европейская платформа. <i>Э. В. Шипилов</i>	128
Западно-Арктическая платформа <i>Э. В. Шипилов, С. И. Шкарубо</i>	131
Геоморфология. <i>А. Г. Зинченко</i>	142
Рельеф морского дна	144
Рельеф суши	150
История развития рельефа	153
История геологического развития	156
Архейский этап. <i>Э. В. Шипилов</i>	156
Протерозойский этап. <i>Э. В. Шипилов</i>	156

Палеозойский и мезозойский этапы. <i>Э. В. Шпилов</i>	159
Кайнозойский этап. <i>Д. А. Костин, Л. Р. Семенова</i>	164
Полезные ископаемые	168
Горючие полезные ископаемые. Нефть и газ. <i>К. Г. Вискунова</i>	168
Металлические ископаемые. <i>О. А. Воинова</i>	182
Неметаллические ископаемые. <i>О. А. Воинова, Т. В. Яковлева</i>	186
Закономерности размещения полезных ископаемых	188
Минерагеническое районирование и оценка перспектив территории Кольского полуострова. <i>О. А. Воинова, Б. Г. Лопатин, Вл. А. Журавлев</i>	188
Минерагеническое районирование и оценка перспектив п-ова Канин. <i>О. А. Воинова</i>	192
Перспективы прибрежной части шельфа. <i>Т. В. Яковлева, М. С. Па- рамонова</i>	195
Гидрогеология. <i>С. А. Козлов</i>	199
Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область	200
Печорский артезианский бассейн	203
Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн	206
Эколого-геологическая обстановка	208
Характеристика эколого-геологических условий континентальной части листа. <i>В. А. Чекушин, О. В. Томила</i>	208
Характеристика эколого-геологических условий морской части листа. <i>Т. В. Яковлева</i>	214
Заключение. <i>С. И. Шкарубо, К. Г. Вискунова</i>	223
Список литературы	231
Указатель месторождений, рудопоявлений, пунктов минерализации, шлиховых и литогеохимических ореолов к карте полезных ископаемых	246
Указатель месторождений к карте четвертичных образований	249

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Северо-Карско-Баренцевоморская
Лист R-37, 38 — м. Святой Нос, м. Канин Нос
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 25.12.2008. Формат 70×100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 15,75 + 11 вкл. Уч.-изд. л. 22.
Тираж 150 экз. Заказ 80474020

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153