

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
(МАГЭ)

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА
(ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ)

ПОЛЯРНАЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ (ПМГРЭ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист S-38—40 — Маточкин Шар

Объяснительная записка



Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-38—40 — Маточкин Шар. Объяснительная записка. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 203 с. + 6 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).

Обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым центральной части архипелага Новая Земля и прилегающих шельфов Баренцева и Карского морей. Особые разделы посвящены литологии современных донных осадков и геозеологическому состоянию акваторий.

Геологическая карта шельфовых областей издается впервые и отражает современный уровень изученности региона.

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

Табл. 14, ил. 13, список лит. 197 назв.

Материалы по листу S-38—40 — Маточкин Шар рекомендованы к печати Бюро Главной редколлегии по геологическому картографированию.

Редакционная группа Главной редакции:

С. И. Стрельников, Г. Н. Шапошников, К. Б. Ильин

Ответственный редактор *Б. Г. Лопатин*

- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 1999
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 1999
- © Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, 1999
- © Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, 1999
- © Полярная морская геологоразведочная экспедиция, 1999

ВВЕДЕНИЕ

За последние два десятилетия был получен значительный объем новых данных о геологическом строении подводной материковой окраины России, включая результаты целенаправленной геологической съемки шельфа (ГСШ). Это позволило подойти к изданию серии листов Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000, полноценно отражающих геологическое строение и перспективы полезных ископаемых акваторий Баренцева и Карского морей. Настоящая карта подготовлена к изданию в Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ) в содружестве с институтом ВНИИОкеангеология и Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ). В этой работе принимали участие также специалисты института НИИморгеофизики и ГУП «Арктикморнфтсгазразведка». При составлении комплекта карт использовались материалы ГСШ масштаба 1 : 1 000 000, которой территория листа охвачена на 95 %, а также данные морских геофизических исследований (сейсморазведки, гравиметрии, магнитометрии), поисково-разведочного и инженерно-геологического бурения. Строение Новой Земли приводится на основе геологических съемок масштаба 1 : 200 000.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В административном отношении изученная площадь с 1993 г. является территорией федерального подчинения. Географически район исследования охватывает шельфы Баренцева и Карского морей, разделенные архипелагом Новая Земля. Баренцево-Карский шельф отличается значительной расчлененностью с колебаниями глубин дна от 100—150 до 350—400 м. Генеральные формы рельефа морского дна обнаруживают прямую связь с глубинными тектоническими структурами. Мелкие формы рельефа были образованы в четвертичное время сочетанием процессов абразии, ледниковой и морской седиментации. На Баренцевском шельфе выделяется обширная Центральная впадина с глубинами дна свыше 350 м, ограниченная с запада склоном Центральной баренцевоморской возвышенности. На востоке расположена Адмиралтейская возвышенность, отделенная от Новой Земли желобом с глубинами 200—250 м. Большую часть исследуемой акватории Карского моря занимает Восточно-Новоземельский желоб шириной около 80 км. Максимальные глубины в его осевой части превышают 400 м.

В рамки карты входит половина Южного и большая часть Северного островов Новой Земли, разделенных проливом Маточкин Шар. Берега Новой Земли сильно изрезаны фиордами и сопровождаются группами мелких островков — шхер. Южная часть представляет собой прибрежную

равнину с отдельными участками холмистого рельефа с высотами 200—250 м. В северной части Южного острова равнина постепенно переходит в альпийский горный хребет с высотами 800—1300 м, протягивающийся в пределы Северного острова. Горы достигают высоты 1342 м на Южном острове и 1596 м на Северном. Глубина долин, рассекающих горные массивы, достигает 800 м. Горные склоны, выходящие к побережью, террасированы абразионными уступами до высоты 300 м. Значительная площадь Северного острова занята ледниками. В северной части листа развит сплошной ледниковый покров мощностью до 400 м. Южнее 75° с. ш. покровный тип оледенения сменяется сетчатым, далее к югу — горно-долинным. Рельефообразующая роль ледников особенно заметна в высокогорной части. Речные долины являются типичными трогами и переходят в глубокие фиорды, прослеживающиеся в рельефе морского дна за пределы береговой линии. Южные районы Новой Земли относятся к арктической тундре, где преобладает мохово-лишайниковый покров с травами и кустарничками. Высокогорная часть принадлежит к арктической пустыне, почти лишенной растительного покрова. За исключением участков оледенения и небольших заболоченных равнин, Новая Земля характеризуется прекрасной обнаженностью.

Восточные районы Баренцева и Карское море отличаются суровым климатом, который формируется под воздействием арктического центра атмосферной циркуляции при ослабленном влиянии атлантических теплых воздушных масс и течений. Средняя температура воздуха понижается с запада на восток и колеблется в самые холодные месяцы (январь—март) от -7 до -24 °С, а в самые теплые (июль, август) — от $+8$ до $+1$ °С. Среднегодовая температура на Новой Земле изменяется от -8 до -4 °С. Температура морской воды в поверхностном слое варьирует от $+0,5$ до -2 °С зимой и от $+7$ до $+4$ °С летом. Район отличается большой ледовитостью. В прибрежной зоне восточной части Баренцева моря лед наблюдается с октября—декабря по апрель—июнь. В юго-западной части Карского моря ледообразование происходит в конце октября, с ноября по май море полностью покрыто льдами. Летом в этой части Карского моря формируется Новоземельский ледовый массив, который дрейфует между Новой Землей и Ямалом. Полное очищение юго-западной части моря от льда происходит в конце августа—начале сентября. Волнение проявляется в свободный от льда период, с июня по октябрь. Летом сильные ветры сравнительно редки, с июня по август повторяемость волнения свыше 5 баллов составляет 15 %. Наибольшее волнение наблюдается осенью (октябрь), когда среднее число дней со штормами достигает семи дней в месяц. Вблизи западного берега Новой Земли проходит Новоземельское течение — ветвь теплого Нордкапского течения. Незначительная часть атлантических вод поступает через проливы в Карское море. Здесь течение идет вдоль Ямала, а затем спускается вдоль Новой Земли к югу, образуя циклонический круг. Скорость поверхностных течений составляет 1,0—1,5 узла. Изменения уровня моря складываются в основном из сезонных стонно-нагонных явлений и приливно-отливных колебаний, амплитуда которых превышает 1 м. Морской порт Мурманск удален от района исследований на 700—1400 км. На Карском побережье находится пос. Амдерма, имеющий аэропорт. На Новой Земле расположены метеостанции (мыс Желания, Русская Гавань, Малые Кармакулы и мыс Столбовой).

Первые сведения о геологическом строении Новой Земли были получены во второй половине XIX—начале XX в. (К. Е. Бэр, А. Леман, А. Г. Шренк, М. Хейглин, А. Э. Норденшельд, А. Вихман, Ф. Н. Чернышев, В. Н. Вебер, В. А. Русанов, Н. И. Галушко, М. А. Павлов и др.). Более систематический характер геологические исследования приобрели в 20-е годы (Р. Л. Самойлович, М. М. Ермолаев, М. А. Лаврова, Б. К. Лихарев, О. Хольтедаль и др.). В 1931 г. на Новой Земле началась планомерная геологическая съемка, в которой принимали участие Г. В. Горбатский, Д. Г. Панов, Т. А. Брач, В. В. Чернышев, М. М. Ермолаев, В. А. Куклин, В. М. Лазуркин, Н. Н. Мутафи, А. А. Петренко, И. Ф. Пустовалов, Б. А. Алферов, Б. В. Милорадович и др. С 1947 по 1955 г. площадное и маршрутное геологическое картирование проводилось сотрудниками Института геологии Арктики Б. С. Романовичем, Э. В. Аппит, Г. Г. Николаевой, Н. А. Шведовым, Г. Д. Беляевым, Ю. С. Бушканец, К. К. Демокидовым, В. И. Бондаревым, С. В. Черкессовой, В. К. Разиным, Н. П. Головановым, В. И. Ушаковым, Ю. Д. Гуциным, О. П. Дундо, В. Н. Войцеховским, В. А. Токаревым, Ф. К. Гуковым, А. В. Лоскутовым, А. И. Кувариным и др. Обобщающие работы по стратиграфии, магматизму, тектонике и ползным ископаемым Новой Земли, отражающие достижения этого этапа, были опубликованы К. К. Демокидовым (1953, 1957, 1958), Б. С. Романовичем (1957, 1958, 1959), Б. К. Лихаревым (1958), В. И. Бондаревым (1959, 1963, 1964), С. В. Черкессовой (1958, 1960), В. Д. Дибнером (1962).

Новый этап всестороннего геологического изучения Новой Земли начался с проведения групповой геологической съемки среднего масштаба в 1977 г. (А. З. Бурский, Л. Г. Павлов, А. С. Красножен, О. П. Тимофеев, К. К. Макаров, Е. А. Кораго, В. Ф. Ильин, Р. А. Щколдин, Г. Н. Ковалева, В. Ф. Непомилуев, Е. Г. Платонов, В. В. Орго, Л. Г. Повышева, Г. В. Труфанов, Т. Н. Тимофеева, Г. Е. Черняк и др.). В результате этих и проводимых параллельно тематических исследований по стратиграфии (В. И. Бондарев, В. И. Устрицкий, И. А. Андреева, Н. Н. Соболев, Р. Ф. Соболевская, И. А. Соловьев и др.), а также по петрологии, тектонике и металлогении (Н. И. Юшкин, М. В. Фишман, Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева) за 80-е годы был получен богатый фактический материал, нашедший освещение в материалах Госгеолкарты-200, в ряде статей, сборников и монографии «Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли» [Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, В. Ф. Ильин, Л. Г. Павлов, 1992].

История изучения геологического строения шельфов Баренцева и Карского морей также начинается в XIX в., когда экспедициями Ф. Толля, А. Э. Норденшельда, Ф. Нансена, Н. М. Книповича были получены первые сведения о донных осадках. В 20-е—50-е годы нашего столетия изучение донных отложений проводилось экспедициями «Плавморнина», ПИНРО, Гидрометслужбы и Гидрографического предприятия ММФ. Фактический материал, собранный за этот период, был обобщен в работах В. Н. Сакса, М. В. Кленовой, А. А. Кордикова, Н. Н. Куликова, В. Д. Дибнера.

В конце 60-х—начале 70-х годов на Баренцево-Карском шельфе были развернуты геологические работы (НИИГА, ВСЕГЕИ), итогом которых стало выявление крупных потенциально нефтегазоносных седиментационных бассейнов. В течение 70-х—начале 80-х годов к региональному изучению шельфов и нефтегазопонисковым работам подключается ряд ор-

ганизаций, созданных в г. Мурманск (ныне МАГЭ, СМНГ, АМНГР, АМИГЭ). Непосредственно на исследуемой площади в 1972—1976 гг. Полярной экспедицией НПО «Севморгео» была выполнена аэромагнитная съемка в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 (А. М. Малявкин, В. Н. Шимараев, Е. Н. Зацепин и др.). С 1979 г. Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) здесь проводятся региональные комплексные геолого-геофизические работы и гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 (Н. М. Иванова, В. В. Верба, Р. Р. Мурзин, В. А. Журавлев, Т. Я. Фсдухина, А. В. Виноградов и др.). В результате этих работ были установлены основные черты структуры, оценена мощность осадочного чехла и земной коры, составлены первые региональные сейсмостратиграфические схемы и тектонические карты.

В 1988—1992 гг. на площади была выполнена ГСШ масштаба 1 : 1 000 000 (Ю. А. Касабов, Д. А. Костин, Н. И. Степанов, С. Ф. Стрелков, В. Н. Киселев, А. П. Матюшев, Д. А. Вяткин, Н. В. Маркина, И. А. Степанова, Е. А. Боголепова, Е. Н. Запатрина и др.) при научно-методическом руководстве научных сотрудников ВНИИОкеангеология Б. Г. Лопатина, В. И. Гуревича, Е. Е. Мусатова. На отдельных площадках строение и вещественный состав четвертичных отложений был изучен работами Морской арктической инженерно-геологической экспедиции (АМИГЭ). В 1991—1992 гг. акватория листа была охвачена геоэкологическим картированием (В. И. Гуревич и др.).

В результате большого объема площадных сейсморазведочных работ среднего и крупного масштаба треста «Севморнефтегеофизика» (СМНГ) были составлены структурные карты, освещающие строение осадочного чехла, и выявлен целый ряд перспективных локальных поднятий. Поисково-разведочным бурением ГУП «Арктикоморнефтегазразведка» (АМНГР) на подготовленных структурах были открыты уникальное Штокмановское (1988 г.) и крупные Лудловское (1990 г.) и Ледовое (1992 г.) газоконденсатные и газовые месторождения. Обобщением результатов нефтегазопромысловых работ и подсчетом прогнозных ресурсов углеводородов занимались Комплексная тематическая экспедиция (КТЭ АМНГР).

Геологическое строение региона, тектоника, история развития и перспективы нефтегазоносности освещены в научных трудах И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого, М. Л. Вербы, В. Э. Волка, Г. И. Гапоненко, Ю. Н. Кулакова, В. И. Устрицкого, А. Н. Храмова, Р. М. Деменицкой, Я. И. Полькина, В. И. Бондарева, Я. П. Маловицкого, А. Ю. Юнова, Б. В. Сенина, Э. В. Шипилова, В. П. Гаврилова, Е. Ф. Безматерных, А. Д. Павленкина, Л. А. Дараган-Суцовой, Ю. В. Шипелькевича, С. В. Алехина, С. К. Прокудина, И. Н. Керусова, В. С. Винниковского, А. К. Боголепова и др. Проблемы стратиграфии изучались Е. Г. Бро, З. З. Ронкиной, Т. М. Пчелиной, Э. Н. Преображенской, Н. В. Устиновым, В. М. Комарницким, В. Т. Евсюковым, И. А. Таныгиным, А. А. Матигоровым и др. Вопросы строения четвертичных отложений и геоморфологии рассматривались Г. Г. Матишовым, В. С. Зархидзе, В. И. Гуревичем, Е. Е. Мусатовым, Б. Г. Лопатиным, М. А. Спиридоновым, Р. Б. Крапивнером, Н. И. Гриценко и др.

Приведенный обзор исследований показывает хорошую обеспеченность материалами для составления геологической карты листа S-38—40. В процессе работы были использованы большинство опубликованных литературных источников и ряд сводных геофизических, структурных, тектонических и прогнозных карт. Геофизическая основа (карты аномалий магнитного поля и трансформированного гравитационного поля) была под-

готовлена во ВНИИОкеангеология под руководством С. П. Машенкова, В. Ю. Глебовского, А. В. Зайончека.

Материалы листа S-38—40 отражают переходный этап между инструктивными требованиями ко второму изданию и наступившему третьему поколению Госгеолкарты-1000. Авторы постарались сделать все возможное для соответствия комплекта карт и записки современным требованиям. Комплект карт сопровождается электронной версией, оформленной в системе ArcView. Компьютерные модели карт выполнены специалистами МАГЭ: Н. В. Маркиной, Е. Г. Коротких, С. И. Шкарубо, Ю. Д. Малютиным, И. Ф. Заяц, Г. З. Чернавиной, Л. Т. Бреусовой.

недевонский терригенно-карбонатный); верхнедевонско-нижнепермский преимущественно карбонатный; пермский, триасовый, юрский и меловой терригенные. Ниже приводится краткая характеристика и стратиграфическая привязка основных несогласий — границ комплексов и подкомплексов. Особенности волнового поля иллюстрируются рис. 2.

Ниже-среднепалеозойский ССК ограничен снизу отражающим горизонтом VI (подошва осадочного чехла—кровля верхнепротерозойского фундамента). Этот горизонт является последним регулярным отражением на временных разрезах (акустическим фундаментом). Кровлей ССК служит отражающий горизонт III₂, имеющий характер несогласия эрозионного типа с элементами налегания в подошве. Он отождествляется с поверхностью регионального предфранского размыва. Эта поверхность, как граница резкого углового и стратиграфического несогласия, наиболее четко выражена на сейсмических разрезах в акваториальной части Печорской синеклизы. Неровный, шероховатый характер отражения в совокупности с повышенной, изменчивой по латерали, амплитудной выразительностью свидетельствует о возможной связи горизонта с вулканогенными образованиями. Характерные черты горизонта III₂ выдерживаются в Предновоземельской области, в пределах Центральной зоны поднятий и в бортовых частях Восточно-Баренцевского мегапрогиба (мегасинеклизы), что позволяет соотносить его с подошвой верхнего девона на всей исследуемой площади. Отражающий горизонт IV (кровля силура) разделяет ССК на два подкомплекса: кембрийско (?)—силурийский и ниже-среднедевонский.

Верхнедевонско-нижнепермский ССК ограничен в кровле опорными отражающими горизонтами Ia (поверхность нижнепермских карбонатов) или I—II (граница перми—карбона). Переход опорной отражающей поверхности на другой стратиграфический уровень зафиксирован в пределах западного борта Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Внутри ССК прослеживаются относительно выдержанные отражающие горизонты III₃ (верхний девон) и II (нижний карбон). Горизонт III₃ является поверхностью несогласия типа кровельного прилегания и налегания в подошве, имеет значительную амплитудную выразительность. В акваториальной части Печорской синеклизы горизонт III₃, по увязке со скважинами, отождествлен с подошвой карбонатной толщи верхнего франа—фамена. Формирование этой поверхности связано с завершением в данном районе этапа средне-позднедевонской (свальбардской) тектонической активизации, сопровождавшейся рифтогенезом и базальтовым магматизмом, с последующей пенепленизацией рельефа и карбонатным осадконакоплением. Учитывая тенденцию к омоложению свальбардского несогласия в западном направлении, можно предполагать, что на западе исследуемой площади горизонт III₃ соответствует границе девона и карбона. Отражающий горизонт II связывается с пачкой песчано-глинистых пород визейского яруса нижнего карбона.

Пермский (хунгурско-верхнепермский) ССК характеризуется подошвенным налеганием отражений на поверхность I—II (Ia) и их выклиниванием по восстанию. В кровле пермский ССК ограничен горизонтом I, имеющим признаки эрозионной поверхности. Формирование этого несогласия обусловлено региональной регрессией на рубеже перми—триаса, соответствующей позднегерцинской фазе тектонической активизации и наиболее заметно выраженной размывом верхнепермских отложений по периферии Восточно-Баренцевского мегапрогиба. В центральной части мегапрогиба и в Предновоземельской области кровля ССК прослеживается неуверенно.

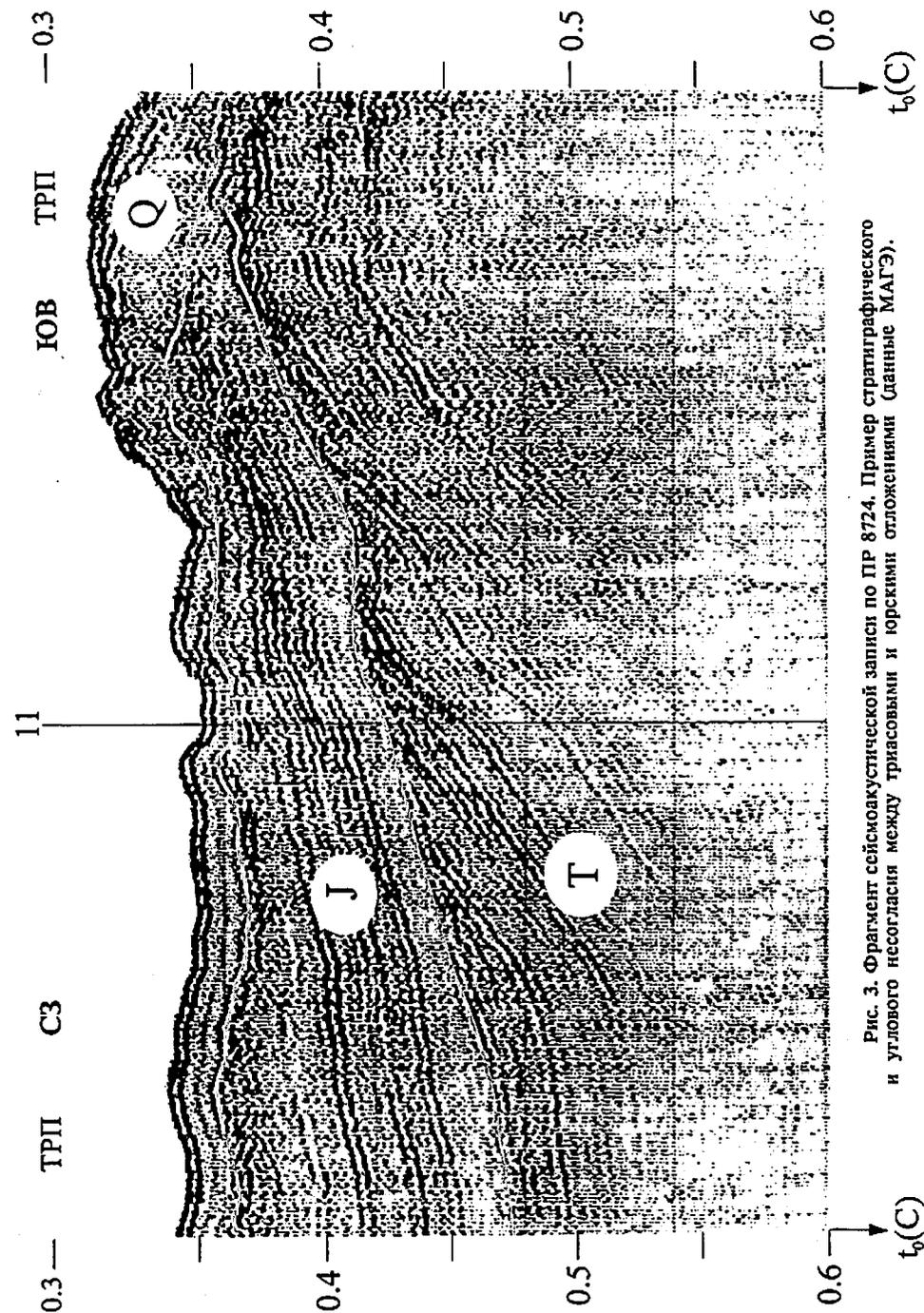
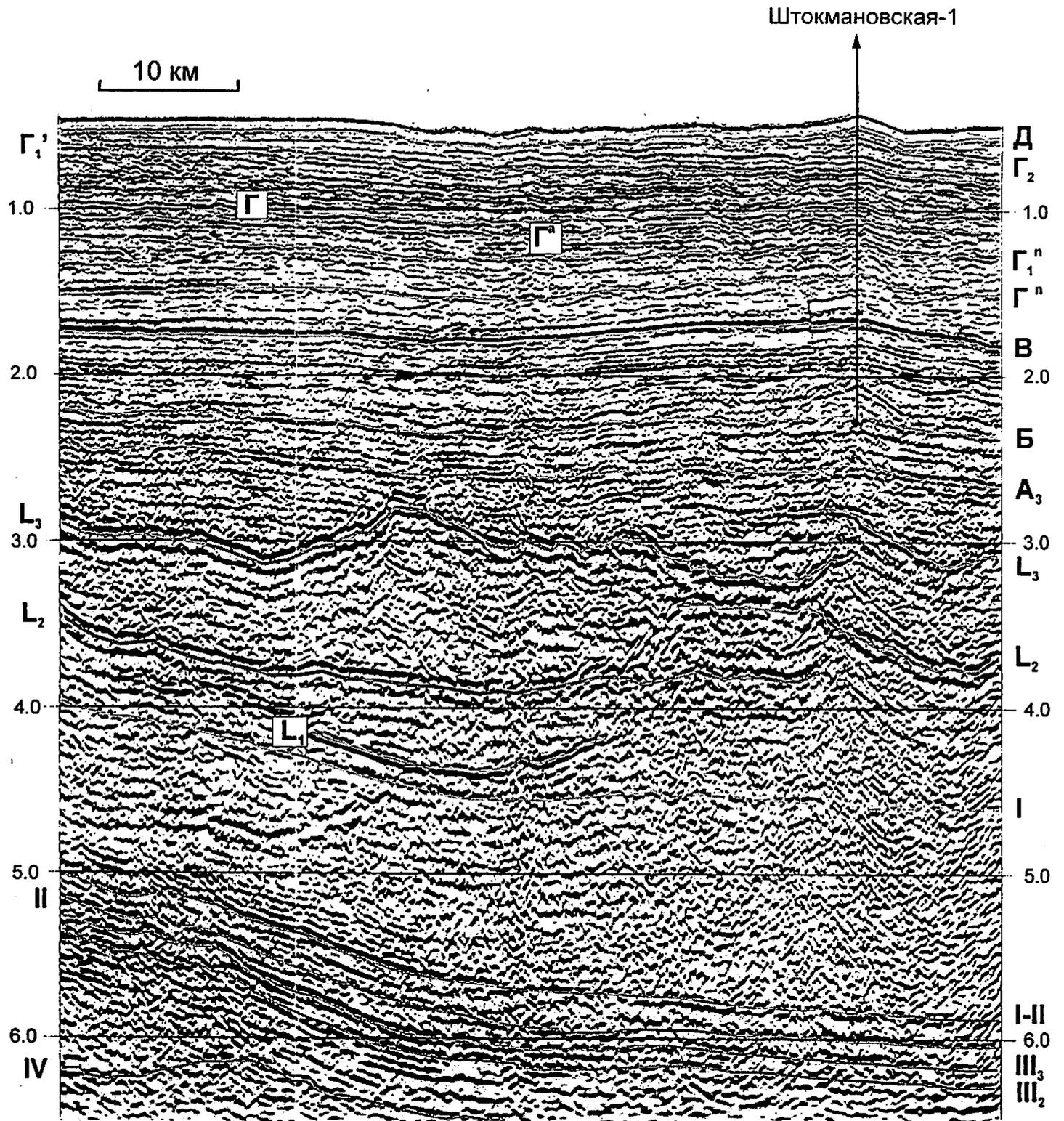


Рис. 3. Фрагмент сейсмоакустической записи по ПР 8724. Пример стратиграфического и углового несогласия между триасовыми и юрскими отложениями (данные МАГЭ).



ЮЖНО-БАРЕНЦЕВСКАЯ ВПАДИНА

T_0, c

Рис. 2. Строение осадочного чехла Южно-Баренцевской впадины (фрагмент сейсмического профиля 89000, данные МАГЭ). Составили Н. М. Иванова, С. И. Шкарубо.

Триасовый ССК заключен между поверхностями крупных стратиграфических несогласий, с которыми связаны отражающие горизонты I и Б. Нижняя граница ССК характеризуется трансгрессивным налеганием отражений на горизонт I (поверхность пермских образований). Верхняя граница комплекса представлена эрозионным срезом, наиболее эффектно выраженным в Предновоземельской структурной области, где отражающий горизонт Б выходит под подошву четвертичных отложений (рис. 3). Внутри комплекса выделяется серия отражающих горизонтов с индексом А, имеющих признаки несогласий типа прилегания в кровле. Из горизонтов этой серии на исследуемой площади более или менее уверенно прослеживаются отражения А₂ (анизийский ярус) и А₃ (верхний триас). По данным скважин Мурманской, Северо-Кильдинской, Штокмановской площадей, эти горизонты связаны с песчаными пластами — индикаторами регрессивных фаз осадконакопления. С триасовым комплексом ассоциируется большинство «аномальных сейсмических горизонтов», которые в настоящей работе индексируются как серия L (L₀, L₁, L₂, L₃). Авторами поддерживается концепция их магматического происхождения [46, 116].

Юрский ССК выделен в сейсмозаписи между отражающими горизонтами Б и В. Нижняя граница ССК в депрессионных частях Восточно-Баренцевской мегасинеклизы опускается до верхов триаса (скв. 1-Штокмановская). Внутри сейсмокомплекса здесь прослеживается ряд горизонтов: В₁, В₂¹, В₂². Верхняя граница — опорный отражающий горизонт В, связанный с битуминозными глинами волжского яруса, является наиболее устойчивым, динамически выраженным репером в мезозойских отложениях.

Меловой ССК охарактеризован серией отражающих горизонтов с индексом Г (Г^а, Г₁¹, Г^а, Г, Г₁, Г₂). Стратиграфическое несогласие между юрскими и меловыми отложениями, диапазон которого сокращается к центру мегасинеклизы, отражено прилеганием в подошве дистальных частей берриас-готеривских клиноформ в интервале В—Г^а. По увязке с данными бурения на Штокмановской площади, отражающий горизонт Г^а прослеживается в нижней, а горизонт Г^а — в верхней части аптского яруса; горизонт Г связан с песчаным пластом в подошве альба. Отражение Г₁ фиксируется скачком пластовых скоростей в верхней части альбского яруса. С подошвой верхнего мела отождествляется горизонт Г₂ (рис. 4). Кровлей мелового ССК служит эрозионная поверхность предчетвертичного среза (отражающий горизонт Д).

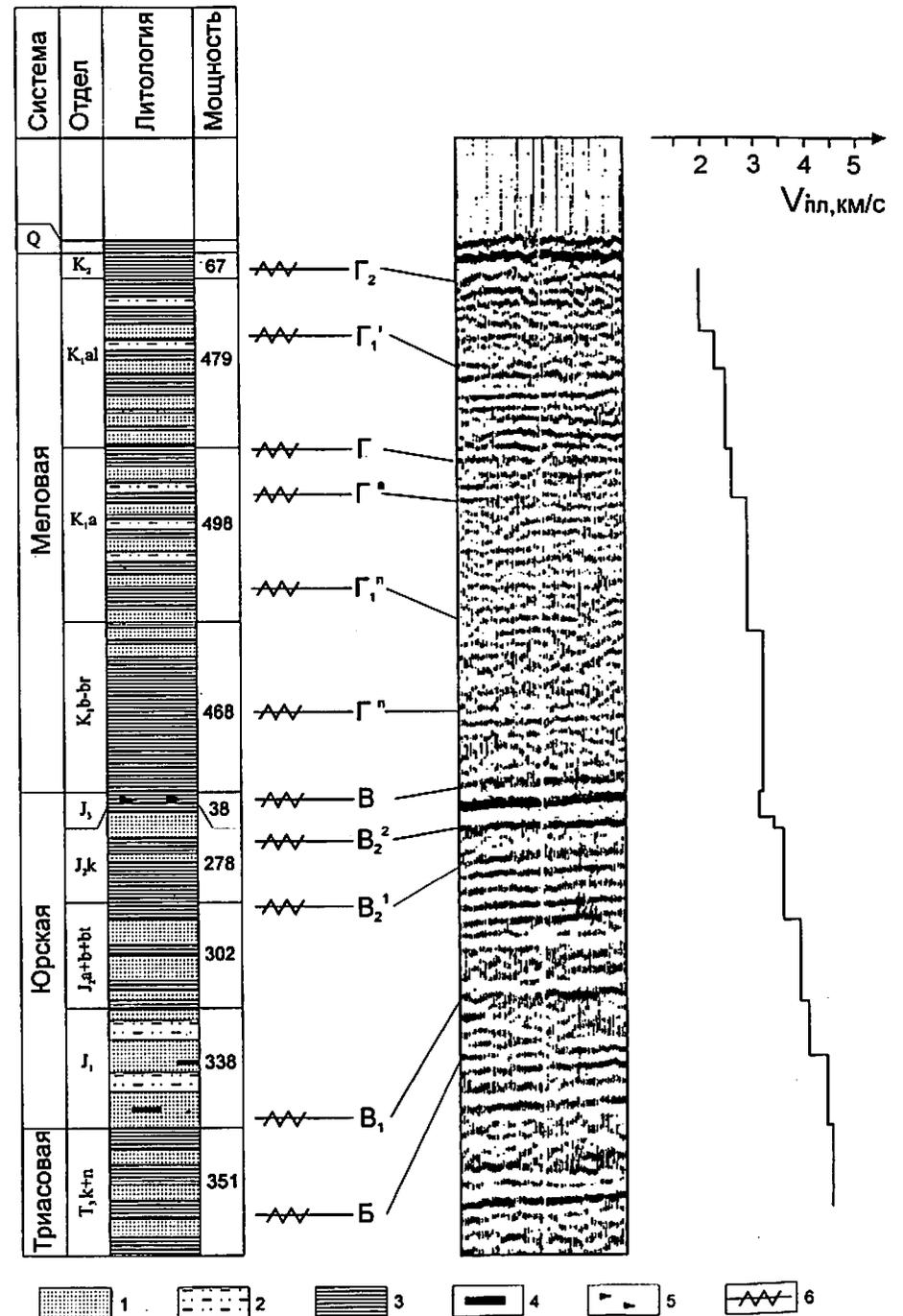
АКВАТОРИЯ КАРСКОГО МОРЯ

С подошвой осадочного чехла Западно-Сибирской плиты связан отражающий горизонт А. Он прослеживается в виде четкого высокоамплитудного колебания с частыми сдвигами осей синфазности, погружаясь от Новой Земли в направлении Южно-Карской синеклизы. Морфологические черты горизонта А отражают разломно-блоковую структуру подстилающих палеозойских толщ, деформированных киммерийским тектогенезом (склад-

Рис. 4. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов мезозойской части разреза. Составил С. И. Шкарубо по данным АМНГР, МАГЭ, СМНГ.

1—5 — литологический состав отложений: 1 — пески, песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — угли, угленосность, 5 — битуминозные аргиллиты; 6 — отражающие горизонты.

Штокмановская - 1



чатого фундамента). В прилегающей к Новой Земле области Карского шельфа развит в основном верхний, мезозойско-кайнозойский ССК. Верхняя часть пермско-триасового ССК (верхнетриасовый подкомплекс, ограниченный горизонтами А—Ia) прослеживается только на юго-востоке исследуемой площади, не выходя за пределы Южно-Карской синеклизы. По представлениям ряда авторов [159, 161], в пограничной с Новоземельским орогеном области соответствующие отложения были вовлечены в раннекеммерийскую складчатость и отражаются на сейсмических разрезах в виде «расслоенного акустического фундамента».

Мезозойско-кайнозойский ССК по особенностям волновой картины может быть разделен на пять подкомплексов: юрско-нижнеберриасский, нижнемеловой, альб-сеноманский, верхнемеловой, кайнозойский. Каждый подкомплекс характеризует отдельные регрессивно-трансгрессивные циклы развития региона.

Юрско-нижнеберриасский подкомплекс залегает между горизонтами Ia (А) и Б. Внутренние отражения T_4 , T_2 теряют амплитудную выразительность вверх по восстанию и последовательно выклиниваются по схеме подошвенного налегания. Отражающий горизонт T_2 сопоставляется с кровлей среднеюрских отложений. Региональная опорная поверхность несогласия Б характеризуется двухфазным высокоамплитудным отражением. Горизонт Б соответствует кровле глинистых отложений баженновской свиты (верхняя юра—нижняя часть берриасского яруса). Динамические качества горизонта ухудшаются по мере его подъема и сокращения мощности отложений.

Нижнемеловой подкомплекс, заключенный между отражающими горизонтами Б и М', разделяется на два интервала горизонтом М. Это отражение сопоставляется с песчаным пластом в кровле баррема. Характерной особенностью нижнего, берриас-барремского интервала является подошвенное прилегание клиноформ к горизонту Б. Верхнему (аптскому) интервалу соответствует пакет многофазных субпараллельных отражений, амплитуда которых к низу уменьшается. Горизонт М' в кровле подкомплекса приурочен к границе апта и альба.

Альб-сеноманский подкомплекс выделяется между отражающими горизонтами М' и Г. По волновой картине он разделяется на два интервала: низкоамплитудные невыдержанные оси синфазности в нижней части сменяются вверху протяженными субпараллельными отражениями. Наиболее выдержан по простиранию и динамически ярко выражен горизонт Г в кровле подкомплекса, который сопоставляется с подошвой глинистой толщи турона—кровлей сеномана.

Верхнемеловой подкомплекс выделен между отражающими горизонтами Г и C_1 . Кровля подкомплекса — горизонт C_1 — на восточном борту Приновоземельского жлоба приобретает характер эрозионной поверхности. Этот горизонт принят за границу раздела кампан-датских и палеогеновых отложений (кровля ганькинской свиты). Выдержанный по простиранию опорный горизонт C_3 делит верхнемеловой подкомплекс на два интервала. Он приурочен к кровле глинисто-кремнистых глубоководных отложений турона—сантона (кузнцовская свита и нижнеберезовская подсвита).

Кайнозойский подкомплекс объединяет все отложения выше горизонта C_1 . Волновое поле на разрезах МОВ ОГТ представлено однородной нерегулярной высокочастотной записью. По сейсмоакустическим данным выделяется поверхность дочетвертичного среза (D_2), к которой прилегают все нижележащие отражения мезозойско-кайнозойского ССК.

СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемая территория охватывает область сочленения Баренцевской шельфовой плиты, Пайхойско-Новоземельской раннекеммерийской складчатой системы и акваториальной части Западно-Сибирской плиты [10]. Некоторые исследователи включают эти структуры в состав Западно-Арктической метаплатформы [81]. Осадочный чехол Баренцевской плиты сложен породами от кембрийского до мелового возраста. Почти синхронные им по возрасту осадочные и резко подчиненные магматические и метаморфические образования (от рифея до нижнего триаса), смяты в складки и осложненные разломами, обнажаются в пределах Пайхойско-Новоземельской складчатой системы [20, 21]. Вероятно, они образуют складчатый фундамент в прилегающей к Новой Земле области Западно-Сибирской плиты. Ее плитный комплекс представлен полого залегающими осадочными толщами позднепермского, юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста. Все комплексы пород, особенно на акваториях, перекрыты плащом четвертичных отложений.

Основные структуры шельфовых плит и складчатой системы, упоминаемые при описании стратиграфических подразделений, показаны на схеме тектонического районирования (см. врезку к геологической карте дочетвертичных образований). Структурно-формационную зональность осадочного чехла Баренцевской плиты определяет Восточно-Баренцевский мегапрогиб (мегасинеклиза по юрско-меловым отложениям), разделяющий Центральную зону поднятий и Предновоземельскую структурную область, на границе с которой юрско-меловые отложения выклиниваются. Осевую часть Новой Земли занимает Северо-Новоземельский антиклинорий, где обнажены рифейские и нижнепалеозойские породы. Краевые зоны дислокаций (Западно-Новоземельская, Карский синклиний), а также Кармакульская седловина сложены в основном породами верхнего палеозоя. В пределах шельфового фрагмента Западно-Сибирской плиты выделены Южно-Карская синеклиза и Приновоземельская моноклираль, где под подошву четвертичных отложений последовательно выходят комплексы палеогена—верхней юры.

ПРОТЕРОЗОЙ

Протерозойские образования слагают основание Баренцевской плиты, входят в состав кристаллического фундамента или нижнего структурного этажа Пайхойско-Новоземельской складчатой системы и Западно-Сибирской плиты. Из образований протерозоя на изученной площади встречен

только небольшой выход пород нижнего рифея на Северном острове Новой Земли, принадлежащих к нижнему структурному этажу Пайхойско-Новоземельской складчатой системы.

НИЖНИЙ РИФЕЙ

Образования нижнего рифея (R_1), известные под названием сульменевская серия [167], распространены в кутовой части губы Северная Сульменева в тектонических блоках среди пород девона, где обнажены мраморы с редкими прослоями кварц-серицит-эпидотовых сланцев и кварцитов, кварц-плагиоклазовые и слюдяные сланцы, амфиболиты, двуслюдяные и мусковитовые плагиогнейсы. Контакты нижнего рифея с подстилающими и перекрывающими породами не обнажены. Возраст пород, определенный U-Pb методом по циркону из двух образцов плагиогнейсов в 1550 и 1490 ± 100 млн лет, отвечает раннему рифею. Видимая мощность нижнего рифея составляет не менее 1150 м.

ПРОТЕРОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные образования протерозоя (PR) показаны только на разрезе. С поверхностью протерозойского фундамента Баренцевской плиты отождествляется сейсмический отражающий горизонт VI. По данным МОВ ОГТ он прослеживается только в пределах Центральной зоны поднятий и Предновоземельской структурной области. Прерывистый характер прослеживания горизонта VI отражает блоковую структуру фундамента в зонах сочленения указанных структур с Восточно-Баренцевским мегапрогибом.

ПАЛЕОЗОЙ

Палеозойские отложения на Баренцевском шельфе залегают на глубине до $6-9$ км и, за исключением выхода пермских пород в зоне сочленения с Новоземельским орогеном, в пределах акватории не обнажаются. Поэтому их характеристика приводится почти исключительно по сейсморазведочным данным на основе непрерывного прослеживания опорных отражающих горизонтов из районов Печорского моря и о. Колгуев, изученных бурением.

На Новой Земле в пределах площади листа отложения палеозоя имеют наибольшее распространение. Начиная с верхов нижнего кембрия, выделяются все системы. Они представлены морскими осадочными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными породами. В подчиненном объеме присутствуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и кремнистые образования.

Для кембрийско-силурийских отложений на архипелаге выделяются три структурно-формационные зоны: Южная, Центральная и Северная, пространственно отвечающие границам одноименных тектонических блоков. Рассматриваемый район почти целиком расположен в пределах Центрального блока и, соответственно, Центральной структурно-формационной зоны (ЦСФЗ). В ее границах выделяются три подзоны: Штраумсенская, Гольцовская и Пахтусовская. Границей между первыми двумя подзонами

служит Главный Новоземельский разлом, Гольцовская и Пахтусовская подзоны разделяются, очевидно, Пахтусовским разломом.

В среднем девоне в регионе закладывается и оформляется иная зональность, вызванная процессами позднедевонского рифтогенеза. Ниже, при описании различных систем палеозоя, приводятся более детальные сведения о фациальной зональности.

На геологической карте масштаба $1 : 1\,000\,000$ для Новой Земли приняты подразделения общей стратиграфической шкалы, в отличие от легенды Гостгеолкарты-200, в которой в основном фигурируют подразделения местной шкалы — свиты, подсвиты, серии и толщи. Во-первых, отобразить около 100 подразделений на карте масштаба $1 : 1\,000\,000$ просто невозможно; во-вторых, при попытке отразить пеструю фациальную изменчивость осадочно-вулканогенных толщ теряется структурность карты. Ниже в табл. 1 приведено соотношение картируемых подразделений по двум легендам.

Таблица 1
Соотношение картируемых подразделений на геологических картах Новой Земли (лист S-38—40)

Геологическая карта м-ба $1 : 1\,000\,000$	Геологическая карта м-ба $1 : 200\,000$
Верхняя пермь, татарский ярус—нижний триас ($P_{21}-T_1$)	Адмиралтейская свита (P_2-T_{1ad})
Верхняя пермь, уфимский—татарский ярусы ($P_{2u}-t$)	Свиты шадровская (P_{2sd}), гусиноземельская (P_{2gz})
Верхняя пермь, уфимский ярус (P_{2u})	Свиты белушинская (P_{2bl}), мурманцевская (P_{2mr})
Нерасчлененные нижне-верхнепермские отложения (P_{1-2})	Глазовская свита (P_{1-2gl})
Нижняя пермь, артинский ярус—верхняя пермь, уфимский ярус ($P_{1ar}-P_{2u}$)	Краснореченская свита (P_{1-2kr})
Нижняя пермь, сакмарский—кунгурский ярусы ($P_{1s}-k$)	Соколовская свита, верхняя часть (P_{1-2sk})
Средний карбон—нижняя пермь, артинский ярус (C_2-P_{1ar})	Свиты циволькинская (P_{1cv}), медвежинская (C_3-P_{1md}), кругловская (C_2-3kr)
Средний карбон—нижняя пермь, ассельский ярус (C_2-P_{1a})	Свиты соколовская, нижняя часть (P_{1-2sk}), захаровская (C_2-P_{1zh})
Нижний карбон (C_1)	Свиты милинская (C_{1ml}), рогачевская (C_{1rg}), есиповская (C_{1es}), лагернинская (C_{1lg})
Верхний девон—карбон (D_3-C)	Свиты лавровская (C_2-3lv), сосновская (C_2-3ss), близнецовская (C_{1bl}), моисеевская (C_{1ms}), горяковская (C_{1gr}), карбасниковская (D_3krb), ворошильская (D_3vr)
Верхний девон (D_3)	Свиты вадетская (D_3vd), песцовская (D_3ps), клоковская (D_3kl)
Верхний девон, франский ярус, нижний подъярус (D_3f_1)	Рейская свита (D_3rs)
Нижний—средний девон (D_{1-2})	Свиты тайнинская (D_{1-2tn}), пахтусовская (D_{1-2ph})

Геологическая карта м-ба 1 : 1 000 000	Геологическая карта м-ба 1 : 200 000
Нижний девон (D ₁)	Свиты куцыйская (D ₁ kc), оговская (D ₁ og), пятипальцевская (D ₁ pp), грибовская (D ₁ gr)
Верхний силур—нижний девон (S ₂ —D ₁)	Паньковская свита (D ₁ pn)
Нижний силур, венлокский ярус—нижний девон (S ₁ v—D ₁)	Егоровская свита (S ₁ —D ₁ eg)
Верхний силур (S ₂)	Свиты хромченская (S ₂ hr), ненецкая (S ₂ nn)
Нижний—верхний силур (S ₁ — ₂)	Гольцовская свита (S ₁ — ₂ gl)
Нижний силур (S ₁)	Басовская свита (S ₁ bs)
Верхний ордовик—нижний силур (O ₃ —S ₁)	Ледниковская свита (O ₃ —S ₁ ld)
Верхний ордовик—нижний силур, лландоверийский ярус (O ₃ —S ₁ l)	Штраумсенская свита (O ₃ —S ₁ st)
Средний—верхний ордовик (O ₂ — ₃)	Митюшихинская толща (O ₂ — ₃ mt), свиты лагруанская (O ₃ lk), блафельская (O ₃ bl)
Нижний ордовик (O ₁)	Серповская свита (O ₁ sr)
Верхний кембрий—нижний ордовик (Є ₃ —O ₁)	Свиты фрейбергская (Є ₃ —O ₁ fr), карпинская (Є ₃ kr)
Верхний кембрий—нижний ордовик, тремадокский ярус (Є ₃ —O ₁ t)	Промысловская свита (Є ₃ —O ₁ prm)
Кембрий (Є)	Свиты снежногорская (Є ₂ — ₃ sn), астафьевская (Є ₁ — ₂ as)
Нижний рифей (R ₁)	Свиты удобинская (R ₁ ud), якорнинская (R ₁ jak)

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения (Є) ограничено распространены в Северо-Новоземельском антиклинории, обнажаясь узкой полосой от Грибовой губы до пролива Маточкин Шар и на южном берегу губы Северная Сульменева в зоне Главного Новоземельского разлома. Они представлены комплексом терригенных осадков, при весьма ограниченном участии карбонатных пород. Наиболее представительный разрез расположен на южном берегу Грибовой губы [3].

Соотношения с более древними отложениями неизвестны. Нижняя часть кембрийской толщи (астафьевская свита) сложена зеленовато- и темно-серыми филлитовидными сланцами и серыми алевролитами с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников и доломитистых известняков, горизонтами фосфатных конкреций. Верхняя часть толщи (снежногорская свита) сложена светлоокрашенными кварцито-песчаниками, пестроцветными и сероцветными разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями филлитовидных сланцев и алевролитов. В кровле толщи отмечается пачка

доломитов и доломитизированных водорослевых известняков. Для толщи характерны косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, ходы илоедов.

В основании нижней толщи найдены трилобиты тойонского яруса нижнего кембрия: *Protograulios priscus gribovae* J. Sol., *P. priscus novozemelica* J. Sol., *P. priscus Matth.*, *P. subpriscus* Sol. и др. Выше встречаются остатки трилобитов амгинского яруса среднего кембрия: *Ellipsocephalus gurichi* Orł., *E. cf. sandomiri* Orł., *Paradoxides sacheri* Barr., *P. oelandicus pinus* Holm. и др. Таким образом, комплексы трилобитов позволяют отнести нижнюю толщу к верхам тойонского яруса нижнего кембрия—амгинскому ярусу среднего кембрия [179].

В нижней части верхней толщи найдены многочисленные остатки трилобитов: *Paradoxides paradoxissimus* Wahl., *P. sacheri* Barr., *Ellipsocephalus gurichi* Orł., *E. polytomus* Linns и др. амгинского яруса среднего кембрия. В кровле верхней толщи встречаются трилобиты *Koldima typica* Walc. et R. Ess., *Koldinella mitella* Siv., *Pesaia latifrons* Walc. et R. Ess. и др. аюсокканского яруса верхнего кембрия.

Суммарная мощность около 800 м. Латеральные изменения ввиду крайней ограниченности площади распространения не фиксируются.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ—НИЖНИЙ ОРДОВИК

Верхний кембрий—нижний ордовик, тремадокский ярус (Є₃—O₁t). Нерасчлененные отложения этого возраста выделяются в Гольцовской подзоне ЦСФЗ, в сводовой части Северо-Новоземельского антиклинория, где они слагают ядра ряда антиклиналей в районе ледника Серп и Молот и кутовой части губы Митюшиха. Подстилающие отложения не обнажены. Толща сложена филлитовидными сланцами с редкими прослоями песчаников и известняков. Возраст нижних слоев не установлен, и наличие пород верхнего кембрия достаточно проблематично. Положение верхней возрастной границы определено находками криноидей, характерных для самых низов ордовика, и положением в разрезе. Мощность 380—400 м.

Нерасчлененные верхнекембрийские—нижнеордовикские отложения (Є₃—O₁) выделяются в зоне Главного Новоземельского разлома, в Штраумсенской подзоне ЦСФЗ. Они протягиваются полосой от горы Первоусмотренная до пролива Маточкин Шар, небольшие выходы известны в районе губы Машигина.

Это подразделение, соответствующее карпинской и фрейбергской свитам, представлено филлитовидными кварц-мусковит-серицитовыми сланцами с прослоями известняков, алевролитов и мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, в верхней части встречаются линзы полимиктовых валунно-галечных конгломератов. Верхнекембрийские—нижнеордовикские отложения согласно залегают на аюсокканских песчаниках подстилающей толщи. В основании они содержат остатки трилобитов *Koldinia tyra* W. et R., *Modocia arctica* W. et R., *Pesaia exculpta* W. et R., *Agnostus septentrionalis* W. et R. и др. и брахиоподы *Ocnorthis opimus* W. et R., *Billingsella hottedahli* W. et R., которые характерны для аюсокканского и сакского ярусов верхнего кембрия [179].

В средней и верхней частях присутствуют криноидеи раннеордовикского облика: *Pentagonocyclicus* ex gr. *equitans* Yelt., *P. cf. inaequalis* Yelt., *Trigonocyclicus* sp. Таким образом, возраст определяется в пределах позднего кембрия—раннего ордовика, причем верхняя возрастная граница в известной мере условна. Мощность около 750 м.

Ордовикские отложения почти непрерывной полосой протягиваются в сводовой части Северо-Новоземельского антиклинория, где слагают ядра и крылья положительных структур. В Штраумсенской подзоне ЦСФЗ большая часть отложений ордовика отсутствует и на нижнеордовикских толщах с размывом залегают прибрежно-морские образования верхнего ордовика—нижнего силура. В Гольцовской подзоне разрез ордовика представлен мелководными и относительно глубоководными терригенными отложениями мощностью около 1500 м. В Пахтусовской подзоне отложения ордовика не обнажаются.

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика (O_1) распространены в Гольцовской подзоне. Они слагают ядра ряда антиклиналей в районе пролива Маточкин Шар, в кутовой части губы Митюшиха, в районе ледника Серп и Молот. На картах масштаба 1 : 200 000 они отвечают промысловской и серповской свитам; согласно залегают на подстилающих отложениях.

Нижний отдел представлен серыми, темно-серыми мелкозернистыми песчаниками и светло-серыми, серыми кварцито-песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми и черными филлитовидными хлорит-серицит-кварцевыми сланцами. Вверх по разрезу постепенно возрастает роль глинистого материала, и верхняя часть сложена преимущественно глинисто-слюдистыми и кварц-мусковит-серицитовыми филлитовидными сланцами с прослоями метаалевролитов.

Скудные остатки криноидей *Parambonites* sp., *Charchaquia* sp., *Golasaphus* sp., встреченные в этих отложениях, в совокупности с положением в разрезе, позволяют отнести их к нижнему ордовика. Мощность около 500 м.

Средний—верхний отделы

Средне-верхнеордовикские отложения (O_{2-3}) развиты в Гольцовской подзоне, где прослеживаются в виде отдельных полос в сводовой части Северо-Новоземельского антиклинория от пролива Маточкин Шар к северу до оз. Гольцовое, а также слагают крылья антиклиналей в районе ледников Лакруа и Серп и Молот. По объему совпадают с митюшихинской толщей.

Отложения среднего—верхнего ордовика согласно залегают на подстилающих нижнеордовикских образованиях. Они представлены зелеными, зеленовато-серыми и темно-серыми до черных кварц-мусковит-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми филлитовидными сланцами и серыми, темно-серыми алсвралитами. В виде отдельных пластов и прослоев присутствуют мелкозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, изредка известняки, особенно характерные для низов разреза.

В средней части разреза этих отложений встречены остатки средне-позднеордовикских криноидей: *Bystrowicrinus* cf. *compositus* Yelt. et Stuck., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt., *Pentagonocyclicus* ex gr. *parwirugosus* Yelt., *Apertocrinus* sp., а в кровле позднеордовикские кораллы *Rhaphidophyllum ellepsoides* Prgz. Эти находки и положение в разрезе позволяют отнести рассматриваемые отложения к среднему—верхнему ордовика [142]. Мощность 680—900 м.

Нерасчлененные образования условно кембрийско-силурийского возраста (S_1-S) показаны только на геологическом разрезе и выделяются по сейсморазведочным данным в нижней части разреза осадочного чехла Баренцевской плиты в составе ниже-среднепалеозойского ССК. Данный подкомплекс (VI—IV) прослежен лишь в бортовых частях Восточно-Баренцевского мегапрогиба и на склонах сопредельных поднятий: Центральной зоны, Адмиралтейского горста (мегавала) и Гусиноземельской ступени. Достоверные сведения о распространении нижнепалеозойских—силурийских толщ в центральных частях мегапрогиба отсутствуют, поскольку времена прослеживания горизонтов VI и IV находятся за пределами регистрации стандартной сейсмической записи. Мощность подкомплекса составляет 0,5—0,8 км в пределах Предновоземельской структурной области, возрастая до 1,0—1,3 км в прибортовых частях мегапрогиба. На его противоположном борту и склоне Центральной зоны поднятий нижний подкомплекс прослеживается неуверенно. Отмечается постепенное выклинивание связанных с ним отложений в северо-восточном направлении, к центру бассейна [193].

Принятый стратиграфический диапазон нижнего подкомплекса весьма условен. Судя по небольшой мощности этого интервала в Предновоземельской области, а также известной тенденции к последовательному выпадению из разреза кембрия и низов ордовика на юго-западе Новой Земли [102], отложения кембрия и частично ордовика здесь также могут отсутствовать. Для этой зоны вероятно развиты наиболее грубозернистых терригенных пород. Более полный разрез и тонкий состав отложений, включая карбонаты, можно прогнозировать в пределах восточного борта мегапрогиба, где мощность подкомплекса существенно возрастает.

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК—НИЖНИЙ СИЛУР

Верхний ордовик—нижний силур, лландоверийский ярус (O_3-S_1). Отложения этого возрастного интервала локально развиты в зоне Главного Новоземельского разлома, в Штраумсенской подзоне, от нижнего течения р. Безымянная до пролива Маточкин Шар и в восточной части губы Машигина, и отвечают штраумсенской свите. С размывом, но без углового несогласия они залегают на различных горизонтах верхнего кембрия—нижнего ордовика.

Отложения представлены в основном грубообломочными образованиями: валунно-галечными и галечными полимиктовыми конгломератами, гравелитами с прослоями кварцевых и аркозовых песчаников, алсвралитов и филлитовидных сланцев. Состав обломочной части: интрузивные породы (гранитоиды) — 20—40 %, кислые эффузивы (липаритовые порфиры, кварцевые порфиры) — до 5 %, карбонатные и кремнистые породы — менее 5 %, остальное — песчаники, кварциты, сланцы, кварц.

Органических остатков не обнаружено. Верхний возрастной уровень определяется как лландоверийский на основании того, что в перекрывающей толще в 20 м выше подошвы найдена фауна, характерная для рубежа лландовери и венлока. Нижний возрастной уровень условно сопоставляется с поздним ордовиком.

При прослеживании в восточном направлении убывает роль грубо-обломочного материала и возрастает роль глинистого, в этом же направлении возрастает мощность от 120 до 250 м.

Верхний ордовик—нижний силур нерасчлененные ($O_3—S_1$). Нерасчлененные верхнеордовикские—нижнесилурийские отложения широко распространены в Гольцовской подзоне в Северо-Новоземельском антиклинории, их многочисленные выходы протягиваются от р. Безымянная до ледников Широкий и Лакруа.

Это подразделение соответствует ледниковской свите, которая согласно залегает на филлитовидных сланцах верхнего ордовика, является возрастным аналогом штраумсенской свиты, но отличается от нее составом.

Нерасчлененные отложения верхнего ордовика—нижнего силура в Гольцовской подзоне представлены серыми, коричневыми, иногда пестроцветными кварцито-песчаниками, серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми песчаниками, часто известковистыми и слоистыми. В подчиненном количестве присутствуют темно-серые и пестроцветные слюдисто-глинистые сланцы, алевролиты и известняки, обычно доломитизированные, реже глинистые и органогенные, а также отдельные пласты, прослои и линзы доломитов, гравелитов и конгломератов. Присутствие грубообломочных пород в составе свиты возрастает с востока на запад.

Отложения бедны органическими остатками. Большинство из них были встречены в известняках в восточной части района. В основании свиты присутствуют позднеордовикские криноиды *Dwortowicrinus* cf. *simplex* Stuck., *Dentiferocrinus* cf. *dividuus* Yelt., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. и др., кораллы *Palaeofavosites alveolaris* Goldf., а в верхней ее части раннесилурийские кораллы *Palaeofavosites borealis* Tchern., *P.* cf. *arcticus* Tchern., *Favosites sulcatus* Tchern., *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Custihalysites mirabilis* Tchern., брахиоподы *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., позволяющие отнести эту толщу к верхнему ордовика—нижнему силуру [179]. Мощность колеблется от 100—370 м на западе и севере до 900 м на юго-востоке района.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения относительно широко распространены в описываемом районе. Они слагают значительные участки осевой зоны Северо-Новоземельского антиклинория, а также ядро Пахтусовской антиклинали.

Силурийские отложения обладают значительной фациальной изменчивостью, проявленной особенно ярко в нижнем отделе. В Штраумсенской подзоне ЦСФЗ развиты прибрежно-морские терригенные пестроцветные породы с базальными конгломератами. Они слагают весь разрез силура. Гольцовская подзона, располагающаяся к востоку от Главного Новоземельского разлома, характеризуется согласным залеганием силура на ордовикских отложениях, присутствием на венлокском уровне выдержанной карбонатной толщи (S_{1-2}), сменяющейся вверх по разрезу терригенными пестроцветными породами ($S_2—D_1$). В Пахтусовской подзоне основание силура не обнажено. Нижний силур представлен относительно глубоко-водными терригенными осадками, сменяющимися верхнесилурийскими карбонатными толщами.

Мощность силурийских отложений в Штраумсенской подзоне — около 700 м, в Гольцовской — 1200—1400 м.

Нижний отдел

Отложения нижнего силура (S_1) в качестве самостоятельного подразделения выделяются только в Пахтусовской подзоне, где залегают в основании разреза Пахтусовской антиклинали, и их соотношения с подстилающими породами не известны. Этот таксон соответствует басовской свите.

Отложения представлены глинистыми сланцами серыми и темно-серыми, иногда зеленовато-серыми, а также песчаниками олигомиктовыми зеленовато-серыми, алевролитами и аргиллитами. Органических остатков не найдено, и раннесилурийский возраст этих отложений принимается по положению в разрезе, исходя из того, что они согласно перекрываются верхнесилурийской толщей. Мощность более 390 м.

Нижний—верхний отделы

Нижне-верхнесилурийские отложения (S_{1-2}) широко развиты в Северо-Новоземельском антиклинории, в Гольцовской подзоне, где они слагают обычно крылья структур второго порядка и соответствуют гольцовской свите; согласно залегают на лландоверийских осадках. В составе толщи преобладают карбонатные породы: светло-серые, серые, желтовато-серые известняки, часто доломитизированные, иногда глинистые серые и желтовато-серые доломиты, нередко песчаные или глинистые, с маломощными прослоями темно-серых филлитовидных сланцев и алевролитов. Для карбонатных пород характерна занозистая поверхность выветривания.

Известняки содержат многочисленные кораллы, брахиоподы, криноиды, характерные для венлокского или венлокского и лудловского ярусов: *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Mesofavosites bonus* Sok., *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Stegerhynchus diodonta* Dalm и др. В верхней части свиты присутствуют лудловские кораллы *Sokoloviella delicatula* Syt., *Pycnostylus iolvensis* Sosh. Эти фаунистические остатки позволяют отнести данные отложения к нижнему—верхнему силуру [179]. Мощность 100—380 м.

Верхний отдел

Верхнесилурийские отложения (S_2) в качестве самостоятельного подразделения выделяются в Пахтусовской подзоне, в районе заливов Хромченко и Басова и на о. Пахтусова. Они соответствуют ненецкой и хромченской свитам и согласно залегают на нижнесилурийских терригенных осадках.

Нижняя часть разреза сложена серыми и зеленовато-серыми известняками (иногда алевролитистыми) с прослоями глинистых сланцев и аргиллитов, а верхняя часть — серыми, с поверхности кирпично-красными, доломитами с прослоями доломитизированных песчаников.

В известняках установлены конодонты *Spathognathodus* aff. *inclinator* hamatus Wall., *Neoprioniodus* aff. *multiformis* Wall., *Ozarkodina* sp. поздне-силурийского (лудловского) возраста. В кровле присутствуют табуляты придиольского яруса: *Squameofavosites rusanovi* Tchern., *S. favositiformis* Holt., *S. fungites* Sok., *Striatopora grebenskiana* Smirn., *Syringopora adzvaensis* Tchern. и брахиоподы *Collarothyris* ex gr. *canaliculata* (Wenjuk). Приведенная фауна свидетельствует о позднесилурийском возрасте вмещающих пород. Мощность 600—650 м.

Силурийские образования (S) показаны нерасчлененными на геологической карте в акватории Карского моря, на крыльях антиклинальных структур Пахтусовской подзоны ЦСФЗ. В сводах антиклиналей на побережье обнажаются отложения нижнего и верхнего силура. По аналогии с ними, в области предполагаемого развития нерасчлененных отложений прогнозируется сходный литологический состав пород: известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников.

СИЛУР—НИЖНИЙ ДЕВОН

Нижний силур (венлокский ярус)—нижний девон (S_{1v} — D_1). Отложения этого подразделения выделяются в Штраумсенской подзоне, на западном крыле Северо-Новоземельского антиклинория, соответствуют его ровской свите. Они согласно залегают на конгломератах лландоверийского возраста. В районе горы Запосова (массив Митюшев Камень) зафиксировано залегание рассматриваемых отложений на вендских гранитоидах Митюшевского комплекса [47, 102].

Отложения представлены песчаниками пестроцветными и сероцветными, кварцевыми и аркозовыми, кварцито-песчаниками, алевролитами; в нижней части наблюдаются прослои доломитистых алевролитов. В нижней части разреза встречены остатки кораллов *Syringopora* aff. *blanda* Klom, *Greenfieldinae* T. Modz subfam nov. *Parastriatopora* cf. *tebenjkovi* Tchern, указывающие на венлокский—лудловский возраст вмещающих отложений. В верхней части обнаружены *Howellella* sp. (ex gr. *angustiplicata* Kozl., *Pugmaella* (?) sp. nov. девонского облика. На основании фаунистических остатков и по положению в разрезе возраст пород устанавливается как раннесилурийский (венлокский)—раннедевонский [140]. Мощность 500—600 м.

Верхнесилурийские—нижнедевонские отложения (S_2 — D_1), отвечающие паньковской свите, широко развиты в Гольцовской подзоне, в сводовой части Северо-Новоземельского антиклинория. Они согласно залегают на карбонатных породах лудловского возраста.

В разрезе преобладают серые и светло-серые кварцито-песчаники, зеленовато-серые, серые, реже красноцветные мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники и черные слюдясто-глинистые сланцы и алевролиты. В виде прослоев и линз встречаются кварцевые, иногда полимиктовые гравелиты и конгломераты, доломитизированные известняки и доломиты. Количество карбонатных пород в разрезе возрастает с запада на восток. Гравелиты и конгломераты тяготеют к западной части Гольцовской подзоны.

Большая часть разреза охарактеризована позднесилурийским комплексом фауны: *Favosites pseudoforbesei* Sok., *F. similis* Sok., *F. cf. eichwaldi* Sok., *Colarothyris canaliculata* Wen., *Didymothyris didyma* Dalm., *Greenfieldia uberus* T. Mode. и др., а верхи — раннедевонскими *Favosites socialis* Sok. et Tes., *Howellella* ex gr. *angustiplicata* Kozl., *Protathyris proecursor* Kozl., определяющими позднесилурийский—раннедевонский возраст рассматриваемых отложений. Мощность составляет 400—608 м, увеличиваясь до 1000 м в районе пролива Маточкин Шар—р. Митюшиха.

Девонские отложения широко развиты на территории. Они слагают крылья Северо-Новоземельского антиклинория и ядра Литкенской и Пахтусовской антиклиналей. Для девонских, особенно для верхнедевонских отложений характерна неоднородность состава по разрезу и значительная фациальная изменчивость по латерали [112].

В раннем девоне на всей территории происходит выравнивание условий седиментации и повсеместно, в условиях шельфа, накапливаются мелководные карбонатные породы. В среднем девоне закладывается, а в позднем окончательно оформляется зональность, связанная с формированием рифтогенного трога в пределах Центрального и Южного блоков Новоземельского региона. В границах описываемой территории отчетливо устанавливается разделение на три структурно-формационные зоны: Баренцевскую (БСФЗ), где условия шельфового карбонатного осадконакопления сохранились до позднего карбона; Рогачевскую (РСФЗ), морфоструктурно соответствующую склону трогового бассейна; и Карскую (КСФЗ), фиксирующую в целом положение подножия склона бассейна и его ложе. Начиная с позднего девона, в РСФЗ накапливались относительно глубоководные терригенно-карбонатные, глинисто-карбонатные и вулканогенные образования, а в КСФЗ — глубоководные углеродисто-кремнистые, карбонатно-глинистые осадки [141].

Нижний отдел

Нижнедевонские отложения (D_1) широко развиты в пределах Северо-Новоземельского антиклинория и Пахтусовской антиклинали и соответствуют грибовской свите. Они согласно залегают на подстилающих отложениях. В составе толщи преобладают известняки органогенные, органогенно-обломочные, зернистые, серые, в той или иной степени доломитизированные вплоть до вторичных доломитов. Присутствуют прослои седиментационных карбонатных брекчий. На локальном участке к востоку от бухты Катерная в верхней части серии существенную роль играют песчаники, кварцито-песчаники и аргиллиты. В верховьях р. Промысловая и в низовьях р. Безымянная в верхах серии наблюдаются черные глинистые известняки и аргиллиты. На западе, в районе губ Грибова, Крестовая, Южная Сульменева, в основании серии залегает пачка (60—300 м) желтовато-серых седиментационных доломитов с прослоями известняков; на востоке, в районе заливов Медвежий и Циволько — пачка (100 м) светло-серых водорослевых доломитизированных известняков.

Отложения содержат многочисленную фауну, среди которой преобладают кораллы. В низах серии известны лохковские *Favosites socialis* Sok. et Tes., *Squameofavosites uralensis* Yan., *Sphaerirhynchia valnevi* Nik., *Protahiris* sp., *Pelkygathys* и др. Комплекс фауны пражского возраста: *Squameofavosites dubatolovi* Miz., *Lamelliporella superba* Smirn., *Coenites inventus* Smirn., *Pseudoglossinotoechia atalanta* Tchernk в центральной и восточной частях района прослеживается вплоть до кровли толщи. На западе района в верхах разреза присутствуют *Acanthophyllum bulvankarae* Spass., *A. nikolaevi* Bulv., *Stellatophyllum juresanense* Soshk., *Pachyfavosites* aff. *markovskiyi* Sok.

Таким образом, в полном стратиграфическом объеме данное подразделение соответствует почти всему нижнему девону [149, 150]. Мощность составляет 350—450 м.

Нижний—средний отделы

Отложения нижнего—среднего девона (D_{1-2}) на Баренцевском шельфе объединены верхним подкомплексом ($IV-III_2$) нижне-среднепалеозойского ССК. Он достаточно уверенно прослеживается в Предновоземельской области и по периферии Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Мощность подкомплекса в этих областях в целом выдерживается от 1,0 до 1,5 км, возрастая в локальных грабенах до 2,0—2,5 км. Сокращение мощности подкомплекса до 0,6—0,5 км отмечено в своде Адмиралтейского горста и в районе Штокмановского выступа. В восточных районах, вблизи Новой Земли, относительно регулярная сейсмическая запись наблюдается в нижней части подкомплекса, в то время как на западном борту Восточно-Баренцевского мегапрогиба в низах преобладает хаотическая волновая картина, а вблизи кровли появляются непротяженные субпараллельные отражения. Вероятно, в первом случае основная часть отложений представлена нижним отделом с преобладанием карбонатных пород, а во втором — терригенными толщами среднего девона.

На Новой Земле отложения нижнего—среднего девона широко распространены на крыльях и в периклинальном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория. Кроме того, они слагают мулды ряда синклиналей второго порядка в сводовой части антиклинория, а также обнажаются в ядрах Литкенской и Пахтусовской антиклиналей.

Это подразделение соответствует тайнинской свите. Нерасчлененные нижне-среднедевонские отложения согласно залегают на среднедевонской карбонатной толще. Они представлены аргиллитами, частью углеродистыми, алевролитами, в нижней части с прослоями и пачками глинистых известняков, а в верхней части — песчаников, кварцито-песчаников и кремнистых аргиллитов. В верхней части иногда отмечается крупноглыбовая брекчия, сложенная обломками доломитизированных известняков и песчаников.

Остатки фауны сравнительно немногочисленны и представлены в основном дакриоконаридами и конодонтами. В нижней части встречены дакриоконариды *Nowakia zlichovensis* Boucek, *N. barrandei* Boucek, *Viriatellina* cf. *hercynica* Boucek; гониатиты *Mimagoniatis* cf. *fecundus* (Barr); конодонты *Polygnathus deniscens* Phil. et Jacks, *P. inversus* Kl. et John.; в верхней — дакриоконариды *Nowakia* aff. *otomari* Boucek et Prantl, конодонты *Polygnathus serotinu* Telf., *P. costatus costatus* Klapp., *P. linguiformis linguiformis* Hinde, позволяющие отнести данные отложения к эмскому ярусу нижнего девона и к среднему девону [179].

Восточнее зоны Главного Новоземельского разлома (ГНР) верхняя часть данного подразделения (среднедевонские отложения) насыщены пластовыми интрузиями основного состава позднедевонского возраста. Западнее зоны ГНР насыщенность силлами резко уменьшается, здесь же верхняя часть подразделения подверглась размыву. Мощность изменяется от 300 до 1000 м. В последнем случае в суммарную мощность неизбежно включались пластовые интрузивные тела.

Верхний отдел

Франский ярус, нижний подъярус (D_3f_1). Отложения развиты на крыльях и в периклинальных частях Северо-Новоземельского антиклинория, Пахтусовской и Литкенской антиклиналей, они отвечают рейской свите. Нижнефранские отложения в центральной и восточной частях района залегают согласно на среднедевонских образованиях. На Баренцевском побережье,

в зоне ГНР и западнее, нижний фран с размывом и угловым несогласием залегают на разных горизонтах нижнего—среднего девона. На шельфе данному подразделению (на разрезе) соответствует подкомплекс III_2-III_3 .

В Баренцевской СФЗ в основании развиты базальные полимиктовые конгломераты; цемент конгломератов известково-песчано-алевритовый, галька представлена кварцитами, кварцито-песчаниками, сланцами, известняками. Восточнее ГНР на среднедевонских отложениях согласно залегают базальты и агломератовые туфы.

Состав подразделения весьма разнообразен: базальты, туфы и туффиты основного и среднего—основного составов, туфопесчаники и туфоалевролиты, песчаники, кварцито-песчаники, известняки, аргиллиты, алевролиты, реже силициты, гравелиты, конгломераты. Для подразделения характерны значительные фациальные изменения и колебания мощности, которые определяются в основном тем или иным количеством и соотношением эффузивных и пирокластических пород в его составе. Наибольшие мощности наблюдаются в среднем течении р. Безымянная, в куту залива Незнаемый, в районе залива Мурман, что объясняется близостью центров извержений щитовых вулканов исландского типа [102]. По мере удаления от центров извержения, вследствие выклинивания сначала агломератовых туфов, а затем и псаммитовых, мощность вулканогенных пород резко уменьшается.

Органические остатки представлены брахиоподами, двусторчатными моллюсками, гастроподами и конодонтами. По присутствию *Mycrospirifer novosibiricus* (Toll), *Uchtospirifer murchisonianus* (Vern)?, *Ancyrodella rotundiloba binodosa* Uyeno, *Polygnathus asymmetricus* Bisch. et Ziegl. возраст этого подразделения определяется как раннефранский. Мощность составляет обычно 300—600 м, увеличивается на севере в районе губы Машигина до 1000 м и уменьшается на восточном побережье, в Пахтусовской антиклинали до 150 м.

Верхнедевонские нерасчлененные отложения (D_3). Отложения этого подразделения, объединяющего франский ярус, средний подъярус—фаменский ярус, развиты на восточном крыле и периклинали Северо-Новоземельского антиклинория, а также на крыльях Пахтусовской и Литкенской антиклиналей. В Рогачевской СФЗ они соответствуют вадегской и песцовской свитам, в Карской СФЗ — клоковской свите. Верхнефранские—фаменские нерасчлененные отложения согласно перекрывают нижнефранскую вулканогенную толщу.

Для среднефранских отложений характерно двучленное строение. Нижняя часть представлена черными аргиллитами, нередко углеродисто-кремнистыми с прослоями темно-серых глинистых известняков, фтанитов. Количество черных углеродисто-кремнистых пород увеличивается в северо-восточном направлении. В верхней части преобладают светло-серые доломитизированные известняки с прослоями аргиллитов, доломитов, фтанитов. Отмечаются линзовидные прослои карбонатных конглобрекчий и органогенно-обломочных известняков.

Органические остатки в толще редки и представлены фораминиферами, дакриоконаридами, гониатитами и конодонтами. Для нижней ее части характерны *Manticoceras* cf. *ammon* Keys., *Polygnathus asymmetricus ovalis* Ziegl. et Klapp., *Palmatolepis triangularis* Sann., для верхней — *Septaglomospiranella nana* Reith., *Palmatolepis grabra pectinata* Ziegl., *P. marginifera* Helms. Приведенная фауна свидетельствует о позднедевонском (среднефранско-фаменском) возрасте [149, 150]. Мощность подразделения составляет 250 м в районе губы Безымянная, уменьшается в северо-восточном направлении до 80—120 м.

Верхнедевонские—каменноугольные отложения (D₃—C) выделяются на западном крыле Северо-Новоземельского антиклинория, в Баренцевской СФЗ. Они соответствуют следующей (снизу вверх) последовательности свит: воронинской, сосновской и лавровской и согласно залегают на нижефранской вулканогенной толще.

Нижняя часть представлена известняками светло-серыми органогенными и органогенно-обломочными с прослоями глинистых известняков, доломитов, алевролитов и известковистых песчаников. Средняя часть, представляющая большую часть объема, сложена зернистыми и микритовыми известняками, иногда окремненными и доломитизированными (до вторичных доломитов) с прослоями органогенно-обломочных и водорослевых известняков и силицитов. В верхней части преобладают органогенно-обломочные известняки, включающие прослои доломитов, калькаренитов, линзы кремней. В кровле залегают прослои и линзы карбонатной конглобрекчии.

Отложения содержат многочисленные остатки разнообразной фауны, представленной фораминиферами, кораллами, мшанками, брахиоподами, двустворками, гастроподами, гониатитами и конодонтами. По находкам *Tabulophyllum normale* Walt., *Disphyllum densum* Hill., *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Manticoceras galeatum* Wed., *Palmatolepis gigas* Mill et Joung. и др. в подошве подразделения и по находкам *Septaglomospiranella primaeva* Raus., *Cyrtospirifer archiaci* (Murch), *Cheiloceras verneuili* Mupst., *Palmatolepis crepida* Sann., *P. romboides* Sann. и др. в нижней части, возраст низов толщи определяется как среднефранский—фаменский. В средней части подразделения обнаружены: *Bisphaera maleukensis* Bir., *Eoparastaffella simplex lata* Vdov., *Globoendothyra orelica* Vdov., *Calmiussiphyllum calmiussi* Vas., *Eudoxina media* Leb. и др., устанавливающие турнейский—средневизейский возраст отложений, а также: *Globoendothyra orelica* Brazhn. et Rost., *Eostaffella ikensis* Viss., *Endothura prisca* Raus. et Reitl., *Lithostrotion volkovae* Dobr., *Gigantoproductus elongatus* Sar., *Paragnathodus commutatus* Br. et M. и др., которые свидетельствуют о средневизейском—серпуховском возрасте. Комплекс фауны из верхней части: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Plectstaffella bogdanovkensis* Reitl., *Millerella paraconcinna* Man., *Fuslicnella usvae* Dutk., *Fischerina stuckenbergi* Dobr., *Spirifer* ex gr. *Tiplicatus* Hall., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Plicospiriferella gjeliensis* Step., *Neognathodus bothops* Mer., *Streptognathodus elongatus* Gunp. и др. свидетельствует о соответствии верхней части разреза полному объему среднего и верхнего отделов карбона. Верхняя возрастная граница скользит от башкирского века на юге (в районе губы Безымянная) до гжельского века на севере [149, 150]. Мощность от 1800 м на юге уменьшается до 1200 м на севере.

В осадочном чехле Баренцевской плиты этому подразделению соответствует подкомплекс III₃—II. Он уверенно прослеживается на большей части шельфа, исключая депоцентры Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадин. Верхнедевонско-каменноугольный подкомплекс, заключенный между двух сближенных высокоамплитудных отражающих горизонтов, характеризует нижнюю часть разреза карбонатной платформы. Максимальная мощность подкомплекса (1,2—1,5 км) отмечается в прогибе Седова вблизи Новой Земли и в пределах Лудловской перемычки. Сокращение мощности до 400—200 м наблюдается как в сводах поднятий

(Ферсмановского, Адмиралтейского), так и в депрессионных частях впадин. В Предновоземельской области шельфовой плиты разрез подкомплекса, вероятнее всего, как и на Новой Земле, начинается с верхнефранских карбонатов и включает нижекаменноугольные образования. В осевых частях Южно- и Северо-Баренцевской впадин происходит фациальное замещение шельфовых карбонатов глубоководными глинистыми отложениями сокращенной мощности. На склонах поднятий Центральной зоны, судя по эрозионному срезу на уровне горизонта II и сейсмофациальным особенностям записи, большая часть отложений этого подкомплекса уже состоит из пород преимущественно терригенного состава.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения обнажаются на крыльях всех положительных структур: Северо-Новоземельского антиклинория, Пахтусовской, Литкенской антиклиналей. Представлены карбонатными, терригенными и кремнистыми породами мощностью около 3000 м. По изменениям условий осадконакопления в карбоне выделяются унаследованные с девона и развивающиеся до поздней перми три структурно-фациальные зоны: Баренцевская, Рогачевская и Карская.

Баренцевская СФЗ занимает западную часть архипелага. Здесь на протяжении всего карбона продолжалось преимущественно карбонатное осадконакопление в условиях континентального шельфа. Рогачевская СФЗ располагается к востоку от Баренцевской и отделяется от нее зоной ГНР. Отложения данной структурно-фациальной зоны формировались за бровкой шельфа на склоне пассивной континентальной окраины. В турнейско-ранневизейское время здесь отлагались кремнисто-глинистые высокоуглеродистые (черносланцевые) осадки. В поздневизейско-серпуховское время происходило хемогенное карбонатонакопление, осложненное гравитационными процессами (карбонатные конгломерато-брекчии, калькарениты, кремнистые известняки). В среднем и позднем карбоне накапливались глинистые, реже кремнистые, марганецсодержащие отложения.

В Карской СФЗ, охватывающей восточную часть архипелага, в раннем карбоне происходило конденсированное накопление высокоуглеродистых глинисто-кремнистых и глубоководных карбонатных осадков. На востоке зоны между заливами Литке и Медвежий в серпуховское время формировались линзы песчаных отложений. В среднекаменноугольное—раннепермское время отлагались преимущественно терригенные осадки. Для них характерны крупные олистолиты, отложения мутьевых потоков и контуритов.

Нижний отдел

Нижекаменноугольные отложения (C₁) выделяются в Рогачевской и Карской СФЗ, на восточном крыле и периклинали Северо-Новоземельского антиклинория и крыльях Пахтусовской и Литкенской антиклиналей. Они соответствуют рогачевской и милинской свитам в Рогачевской СФЗ и рогачевской, лагернинской и есиповской свитам в Карской СФЗ; согласно залегают на верхнедевонских отложениях. Нижняя (турнейско-ранневизейская) часть представлена черными фтанитами и углеродисто-кремнистыми аргиллитами с прослоями радиоляритов, яшмондов, известняков. Имеет черносланцевую геохимическую специализацию. В со-

ставе пород наблюдается увеличение в северо-восточном направлении глинистого материала. Кремнисто-углеродисто-глинистые отложения нижней части перекрываются серыми зернистыми и микритовыми, часто окремненными и доломитизированными, иногда мраморизованными известняками с линзами карбонатных конглобрекций поздневизейско-серпуховского возрастного уровня.

В Карской СФЗ между заливами Литке и Медвежий на верхнесерпуховском уровне фиксируется крупная линза мелкозернистых, слюди-сто-кварцевых песчаников с прослоями кварцито-песчаников, аргиллитов и окремненных известняков (есиповская свита). Это псаммитовое тело выклинивается в западном направлении и не прослеживается в Рогачевской СФЗ. В юго-восточном направлении, в сторону Карской акватории, мощность линзы растет, достигая в районе залива Брандта 300 м.

Остатки фауны редки и представлены фораминиферами, радиоляриями, гониатитами и конодонтами. В нижней части присутствуют *Endothyra prisca* Raus. et Reitt., *Archaeodiscus* aff. *operosus* Schlyk., *Bispathodus aculeatus aculeatus* Br. et M., *Patrognathus crassus* Bar., *Scaliognathus anchoralis* Br. et M., *Gnathodus texanus* Roundy и др., которые определяют возраст как турнейско-ранневизейский. В верхней части найдены *Endothyranopsis sphaerica* Raus., *Eostaffellina subsphaerica* Gan., *Eostaffella parastruvei* Raus., *Goniatites* ex gr. *striatus* Sow., *Gnathodus bilineatus* Roundy, *Poragnathodus commutatus* Br. et M. и др., указывающие на средневизейско-серпуховский возраст отложений [178, 179].

В Карской СФЗ в кварцевых песчаниках органические остатки редки и немногочисленны. Они представлены фораминиферами и конодонтами: *Eostaffella* aff. *mirifica* Brazhn. *compressa* Brazhn. et Vdov., *Gnathodus bilineatus bollandensis* Hig. et Bouck., *Paragnathodus commutatus* Br. et M. и др. Эта фауна и положение в разрезе позволяют отнести рассматриваемые отложения к серпуховскому ярусу [149, 150].

Общая мощность нижнекаменноугольных отложений на западе Рогачевской СФЗ, вблизи ГНР, составляет около 100 м. Она нарастает в юго-восточном направлении и в районе залива Брандта (Карская СФЗ) составляет 500 м.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные образования нижнего—среднего палеозоя (PZ₁₋₂) показаны на геологическом разрезе в районе Гусиноземельской ступени, во фронтальной части надвинутых на платформу раннекеммерийских структур. Здесь они подверглись смятию и надвиговым дислокациям в форме тылового чешуйчатого веера и поэтому не разделяются в волновом поле. Зона дислокаций охватывает полосу шириной 70—90 км от побережья Новой Земли. Мощность нерасчлененных ниже-среднепалеозойских образований увеличивается в направлении складчатой области от 2,5 до 3,5 км. На восточном побережье Новой Земли и в пределах акваториального продолжения Карского синклиниория они подстилают среднекаменноугольно-нижнепермские и пермские отложения (на разрезе). На геологической карте нерасчлененные ниже-среднепалеозойские образования показаны в акватории Карского моря на продолжении Пахтусовской антиклинали.

Средний карбон—нижняя пермь, ассельский ярус (C₂—P_{1a}). Нерасчлененные башкирско-ассельские отложения выделяются в Рогачевской СФЗ, в пределах Кармакульской седловины. Они соответствуют захаровской свите (нижняя часть бывшей соколовской свиты) и согласно залегают на серпуховских карбонатных отложениях.

Подразделение представлено преимущественно аргиллитами и алевролитами. В основании присутствуют прослои калькаренитов и кремнистых аргиллитов, фтанитов. В верхней части — прослой и пачки кремнисто-родохрозитовых пород светло-серого и розовато-серого цвета с характерной окисно-марганцевой побегалостью на поверхности выветривания. Количество и мощность родохрозитовых пород растет в юго-юго-западном направлении, достигая максимума на южной рамке описываемой территории, в бассейне рек Вадега I—Казарка, где мощность марганецсодержащего горизонта достигает 110 м.

Органические остатки крайне редки, представлены планктонными и нектонными формами (планктонными фораминиферами, конодонтами, гониатитами, радиоляриями). В самых низах обнаружены среднекаменноугольные *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *P. proozawai* Kir., *Declinognathodus noduliferus* Ell. et Gr., *Idiognathodus sinuosis* Ell. et Gr.; несколько выше — позднекаменноугольные *Streptognathodus elongatus* Gunn. В пачке с кремнисто-родохрозитовыми породами найден раннепермский (ассельский) *Streptognathodus wabaunsensis* Gunn., что позволяет определить возрастной диапазон как средний карбон—ранняя пермь, ассель. Мощность от 180 м на юге увеличивается до 450 м в северном направлении.

Средний карбон—нижняя пермь, артинский ярус (C₂—P_{1ar}). Нерасчлененные башкирско-артинские отложения выделяются в Карском синклиниории в одноименной Карской СФЗ. К северу от залива Незнаемый они отвечают кругловской, медвежинской свитам. К югу от залива Медвежий они согласно залегают на серпуховских слюди-сто-кварцевых песчаниках, к северу — согласно перекрывают нижнекаменноугольную карбонатную толщу.

Нижняя часть подразделения сложена аргиллитами (иногда кремнистыми) с прослоями силицитов, известковистых песчаников и обломочных известняков. Средняя часть представлена преимущественно аргиллитами с редкими прослоями песчаников, калькаренитов, силицитов и глинисто-кремнисто-родохрозитовых пород. На севере Карского синклиниория в средней части наблюдаются карбонатные олистолиты (первые метры) и олистоплаки (до 1—2 м по длинной оси), сложенные нижнекаменноугольными известняками. Верхняя часть толщи сложена косослоистыми песчаниками (известковистыми на юге и кварцевыми на севере), переслаивающимися с аргиллитами и алевролитами.

Органические остатки редки. В основании нижней части найдены башкирские *Declinognathodus noduliferus* Ell. et Gr., *D. lateralis* Higg. et Bouck., *D. inaequatis* Koz. Выше обнаружены верхнекаменноугольные *Tritites paramontiparus* Ros., *Streptognathodus elongatus* Gunn., *S. alekseevi* Barsk. и др., в верхах — ассельские *Streptognathodus* aff. *wabaunsensis* Gunn., *S. inqaginatus* Chern. et Resch., в кровле — ассельско-артинские *Neogondolella dentiseparata* Chern. et Resch., *Sweetognathus* ef. *whitei* Rhod., *Gondolena bisselli* Cl. et Behn. и др. [178, 179]. Мощность составляет 400 м на юге и 1500 м на севере.

Каменноугольно-нижнепермские образования ($C-P_1$) на шельфе Баренцева моря (подкомплекс II—1a) завершают разрез верхнедевонско-нижнепермского карбонатного ССК. Распространение нижнепермских карбонатных отложений на рассматриваемой площади ограничено областью прослеживания отражающего горизонта 1a. Они выделяются лишь на западном склоне Адмиралтейского мегавала и в своде Ферсмановского поднятия, показаны только на разрезе. В Предновоземельской области, где кровлей ССК служит горизонт I—II, стратиграфический диапазон подкомплекса, вероятно, соответствует карбону. В пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба отложения карбона представлены, по-видимому, глубоководными аналогами мощностью не более 200—300 м.

Среднекаменноугольные—пермские нерасчлененные отложения (C_2-P) показаны в акватории Карского моря, смежной с областью распространения башкирско-артинских отложений в Карской структурно-фациальной зоне. Предполагается аналогичный этим отложениям литологический состав подразделения: аргиллиты, алевролиты с редкими прослоями песчаников и кремнисто-родохрозитовых пород.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко распространены на описываемой территории. Они слагают структуры Кармакульской седловины, Карского синклиория, развиты на крайнем западном побережье. Отложения представлены ограниченным набором терригенных пород: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, хлидолитами. Мощность их достигает 5000—5500 м. Расчленение и картирование этой монотонной толщи, крайне бедной органическими остатками, среди которых к тому же часто встречаются переотложенные, представляет большие трудности.

По условиям осадконакопления в перми выделяется несколько структурно-фациальных зон. В первой половине пермского периода и примерно до половины уфимского века в центральной и южной частях архипелага наблюдаются унаследованные с каменноугольного периода три субмеридиональные структурно-фациальные зоны: Баренцевская, Рогачевская и Карская, для которых характерны глубоководные глинистые, псаммитовые, кремнистые и карбонатные марганецсодержащие осадки. При этом следует отметить, что к началу уфимского времени условия осадконакопления выравниваются: во всех указанных зонах формируются преимущественно глинистые отложения.

Со второй половины уфимского века в центральной и южной частях архипелага выделяется субширотная Южная СФЗ, где развиты глубоководные ритмичнослоистые хлидолитовые, песчано-глинистые осадки, связанные с лавинной седиментацией. В казанском веке они сменяются относительно мелководными терригенными отложениями, а последние в свою очередь постепенно сменяются в триасе прибрежно-морскими и континентальными пестроцветными псаммито-глинистыми образованиями [86].

Нижний отдел

Сакмарский—кунгурский ярусы (P_{1s-k}). Сакмарско-кунгурские отложения выделяются в Рогачевской СФЗ в районе Кармакульской седловины. Они соответствуют верхней части бывшей соколовской свиты (ныне эта часть разреза в легенде к карте масштаба 1 : 50 000 выделена

под названием моллеровской свиты [194]). Эти отложения согласно залегают на ассельской марганценовой толще. Подразделение представлено монотонной, практически немой аргиллитовой—алевролитовой толщей с прослоями хлидолитов. На отдельных уровнях фиксируется крайне слабо проявленная турбидитовая цикличность, выраженная чередованием алевролитовых и пелитовых прослоев (дистальные турбидиты) [195].

Органические остатки крайне редки. Представлены нектонными раннепермскими фораминиферами: *Hyperammina borealis* Gerke, *Protonodosaria praecursor* Ra u s., *Achunoproductus achunovensis* Step., *Fimbriaria cristatotuberculata* Kozl. [179]. Мощность 200—400 м.

Нижний—верхний отделы

Нижнепермские (артинские)—верхнепермские (уфимские) отложения ($P_{1ag}-P_{2u}$) выделяются в Карском синклиории, в Карской СФЗ. Они отвечают краснореченской свите, согласно залегают на толще артинских косослоистых песчаников. Подразделение представлено однообразной аргиллитовой толщей с крайне редкими прослоями алевролитов и хлидолитов. Органические остатки очень редки и представлены фораминиферами *Protonodosaria* sp., *Palaotextularia* sp., *Fronidularia* cf. *prima* Gerke. По положению в разрезе отложения отнесены к верхам нижней—низам верхней перми [149, 150]. Мощность 600—1000 м.

Нерасчлененные ниже-верхнепермские отложения (P_{1-2}) выделяются в Баренцевской СФЗ, на западном побережье от губы Грибова до залива Норденшельда, где они соответствуют глазовской свите и согласно залегают на верхнекаменноугольной карбонатной толще. Подразделение сложено темно-серыми до черных аргиллитами и алевролитами, иногда глинистыми. Присутствуют редкие прослои и линзы песчаников и хлидолитов. В нижней части наблюдаются пачки переслаивания аргиллитов и кремнисто-родохрозитовых пород мощностью от 20 до 60 м, по подошве которой проводится нижняя граница свиты. Остатки фауны редки и представлены только фораминиферами *Schubertella sphaerica* Su l., *Orthovertella* sp. По положению в разрезе отложения отнесены к нижней—низам верхней перми [179]. Мощность 200—300 м.

На Баренцевском шельфе данному подразделению соответствует пермский терригенный ССК, который образует мощную (3,0—4,5 км) линзу в основании верхнепалеозойско-триасовой толщи заполнения Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Судя по падению клиноформ, снос осадков происходил с юго-востока и востока. На западном борту мегапрогиба кунгурско (?)—верхнепермские терригенные отложения трансгрессивно залегают на поверхность нижнепермско-каменноугольных карбонатов.

Верхний отдел

Верхнепермские (уфимские) отложения (P_{2u}) широко развиты во всех синклиорных структурах. Они соответствуют белушинской свите Южного острова и мурманцевской свите Северного острова; согласно залегают на подстилающих породах.

Подразделение представлено полимиктовыми песчаниками, алевролитами, хлидолитами и аргиллитами. Характерно присутствие турбидитов, олистостром, олистолитов и текстур оползания. Турбидиты, чаще песчаные, образуют пачки мощностью от десятков до 120 м, которые состоят из серии ритмов мощностью от 1,5 до 7,5 м. В основании ритмов залегают

песчаники (0,2—2,0 м). Вышележащие части ритмов сложены алевролитами. Для вещественного состава подразделения в целом характерно постепенное уменьшение в северном направлении количества песчаников и замещение песчаных турбидитов глинистыми [86].

Органические остатки довольно редки и представлены фораминиферами, двустворчатыми моллюсками, брахиоподами. По находкам *Nodozaria hexagona* Tschern., *Reophax gerkei* Vog., *Uraloproductus cf. stuckenbergionus* Krot., *Viatscheslaviophyllum vorcutense* Neub., *Lepeophyllum aff. tridonum* Neub. и др. в нижней части; *Nodozaria cf. permiana* Tschern., *Rectoglandulina aff. beringi* A. M.-Macl., *Attenuatella stringocephaloides* Tschern. et Lich., *Phylladoderma arberi* Zal. и др. в средней части; *Rectoglandulina pygmaeformis* A. M.-Macl., *Pseudonodozaria ventrose* Schli., *Fronicularia amygdaleformis* Gerke и др. в верхней части толщи отложения относятся к уфимскому ярусу [179]. Мощность отложений на юге около 2500 м, уменьшается до 1500—1600 м на севере.

Уфимский—татарский ярусы (P_2 — T_1). Уфимские—татарские отложения развиты в мульдах синклиналиных структур Кармакульской седловины и Карского синклинория, а также на западном побережье на полуостровах Гусиная Земля, Бритвин, Сухой Нос, Адмиралтейства. Это подразделение соответствует гусиноземельской и шадровской свитам на западе и кочергинской свите в Кармакульской седловине и на востоке, где сохранилась лишь его нижняя часть. Отложения согласно залегают на уфимских песчаных толщах. Они представлены чередованием пачек (от 50 до 200 м) алевролитов, аргиллитов и песчаников. В нижней части разреза преобладают алевролитовые и аргиллитовые пачки, в средней — пачки частого ритмичного переслаивания известковых песчаников и аргиллитов, в верхней — пачки полимиктовых песчаников.

Для нижней части характерны тонкие (5—50 см) известковые прослои, а также конкреции известкового, фосфатного и сидеритового состава. Отличительной чертой средней части является ее ритмичное строение. Ритмы обычно трехчленные, мощностью от 25 до 80 м. В основании ритмов присутствуют пласты песчаников (0,5—1,0 м), выше залегают слоистые алевролиты (10—25 м), нередко с прослоями песчаников, постепенно переходящие вверх по разрезу в массивные алевролиты или аргиллиты (10—45 м). Верхняя часть представлена ритмичным чередованием пластов и пачек песчаников (от 5 до 70 м) зеленовато-серых, иногда бурых, косослоистых алевролитов и реже аргиллитов. Характерным является наличие прослоев и линз конгломератов, пропластков каменных углей (до 0,4 м), окаменелых стволов деревьев и спирофитонов.

В нижней части органические остатки редки и представлены фораминиферами, двустворками, брахиоподами и гониатитами. По присутствию *Attenuatella stringocephaloides* Tschern. et Lich., *Sverdrupites harkeri* Ruzh., *Daublichites butakovensis* Vog. и др. возраст нижней части толщи определен как уфимский. В средней части количество органических остатков значительно возрастает, появляется флора. Наличие *Spiriferella parryana* Toul., *Spitzbergia alferovi* Mil., *Rutloria synensis* (Zab.) S. Meyen, *Cardiolepis piniformis* Neub. и др. позволяют считать среднюю часть уже казанской. Органические остатки в верхней части наиболее многочисленны. Они представлены фораминиферами, брахиоподами, двустворками, моллюсками и флорой. Наиболее характерны: *Nodozaria cuspidatula* Gerke, *Rectoglandulina pseudoborealis* Gerke, *R. pygmaeformis* A. M.-Macl., *Megousia weyprechtii* Toul., *Spitzbergia alferovi* Mil., *Atomodesma permica* New., *Neageoceras glabrum* Vog., *Cordaites iljinskensis* (Radez.)

S. Meyen, *Rutloria synensis* (Zab.) S. Meyen. Этот комплекс органических остатков позволяет относить рассматриваемую толщу к казанскому и татарскому ярусам. По палеомагнитным данным [94] верхи толщи относятся к верхнетатарскому подъярусу. Мощность на западе составляет около 1800 м, в центральной части и на востоке видимая мощность 300—500 м.

Пермь нерасчлененная

Нерасчлененные отложения перми (P) показаны на геологической карте вдоль западного побережья Новой Земли в полосе шириной 35—40 км, соответствующей Западно-Новоземельской зоне дислокаций, и на разрезе в Предновоземельской области, а также выделены в восточной части Карского синклинория. В строении пермской толщи принимают участие главным образом терригенные породы, среди которых преобладают глинистые разности: аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями песчаников.

ПАЛЕОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные образования палеозоя (PZ) показаны только на разрезе в основании плитного чехла Южно-Карской синеклизы и Приновоземельской моноклинали. Они не разделяются в волновом поле, образуя «акустический фундамент», и представлены, вероятно, дислоцированными комплексами, подобными новоземельским.

ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ—НИЖНИЙ ТРИАС

Верхняя пермь, татарский ярус—нижний триас (P_2 — T_1). Отложения этого возраста закартированы в ядрах брахисинклиналей в нерасчлененных пермских отложениях западного побережья Новой Земли и изучены в естественных обнажениях на полуостровах Гусиная Земля, Сухой Нос, Адмиралтейства, а также вскрыты морскими скважинами на Адмиралтейской и Крестовой площадях.

Рассматриваемые отложения представлены толщей ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, известной под названием адмиралтейская свита. Для пород характерна пестроцветность. Красноцветные отложения составляют в различных частях разреза от 20 до 70 % [164]. В обнажениях суши различаются три части.

Нижняя часть характеризуется крупной ритмичностью с мощностями ритмов от 20 до 60 м. Зеленовато-серые песчаники основания ритма сменяются черными алевролитами, затем бурыми и красными глинистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями красных мергелей. В основании всей толщи встречаются прослои зеленовато-серых витрокластических туфов и туффитов. В средней части возрастает роль песчаников и почти полностью пропадают красноцветы. Аргиллиты и алевролиты темные, иногда буроватые. Присутствуют линзы и прослои полимиктовых конгломератов. Верхняя часть разреза отличается увеличением по сравнению с песчаниками количества красных аргиллитов и бурых алевролитов. В верхах ритмов присутствуют красные мергели и прослои железистых карбонатов.

В морских разрезах верхнепермско-нижнетриасовой толщи отмечается повышенное содержание сероцветных пород, присутствие водорослей и спикул губок. Нижняя граница толщи в скв. Адмиралтейская-1 определяется по данным каротажа и по появлению преимущественно красноцветных пород.

Собранный палеонтологический материал в красноцветах Новой Земли [111] указывает на верхнепермский возраст нижней части толщи, содержащей прослойки вулканогенных пород. Выше по разрезу собраны остатки плауновидных растений, встречаемых в раннетриасовых осадках Печоры. Раннеоленекский возраст верхней части красноцветов установлен по остаткам фауны из группы проколлофанов — *Tichvinskia cf. vjatkinsis* Terhidinov et Vjuschcov. Сопоставление Новоземельского, Печорского и сводного для Русской платформы палеомагнитных разрезов показало, что нижняя часть красноцветов Новой Земли охарактеризована одной палеомагнитной зоной, соответствующей верхам татарского яруса [111].

Таким образом, красноцветные отложения в изученном районе включают татарский ярус перми и, по-видимому, в полном объеме ранний триас. Граница между пермью и триасом проходит внутри красноцветной толщи, условно в кровле сероцветных песчаников.

Мощность красноцветных отложений в разрезах Новой Земли составляет 830—1100 м, в северо-западном направлении происходит резкое наращивание мощности нижнетриасовых отложений до 3000 м в скв. Адмиралтейская.

МЕЗОЗОЙ

Мезозойские отложения широко распространены на шельфах Баренцева и Карского морей, слагают верхнюю часть осадочного чехла Восточно-Баренцевской мегасинеклизы и плитный комплекс Южно-Карской синеклизы. Они представлены всеми системами (в Карской части листа — начиная с верхнего отдела триаса). Разрез мезозоя сложен в основном морскими, прибрежно-морскими и континентальными терригенными породами; в триасовых отложениях присутствуют вулканы. На Баренцевском шельфе мезозойские отложения пройдены единичными скважинами, что позволило увязать сейсмостратиграфические комплексы (ССК) с данными бурения. Тем не менее, стратиграфическое расчленение мезозойских отложений выполнено неравномерно, от целых систем и отделов до ярусов и иногда подъярусов. Объем картируемых подразделений так же различен для Баренцевской и Карской частей листа.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения в разрезе Баренцевской плиты представляют собой мощную довольно однообразную толщу неравномерного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, разделенную по сейсмическим материалам на геологической карте на три подразделения: нижний—средний триас; средний отдел, ладинский ярус—верхний отдел; верхний отдел. В изученной части Южно-Карской синеклизы (только на разрезе) выделен верхний отдел.

Нижний—средний отделы

Нерасчлененные отложения нижнего—среднего триаса (T_{1-2}) ограничены региональными отражающими горизонтами I (в подошве) и A_2 (в кровле).

Нижнетриасовые отложения изучены на полную мощность в пределах вала Адмиралтейства (Адмиралтейская, Крестовая площади), где в их состав по данным бурения (рис. 5) выделяются отложения индского и оленекского возраста [143]. Верхняя часть нижнетриасовой толщи вскрыта также на Ферсмановской площади [164].

Индские отложения максимальной мощностью 1467 м представлены преимущественно серыми, темно-серыми и черными аргиллитами и глинами с включениями пирита. В верхней части толщи отмечаются прослои буроватых аргиллитов, серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников и алевролитов. В скв. Адмиралтейская-1 в интервале 1735—1711 м Л. А. Фефиловой определены споры *Aratrisporites* sp., *Novesisporites* sp., *Deusoisporites* sp., имеющие индский возраст. В интервале 810—1675 м наряду с индскими формами определены спорово-пыльцевые комплексы раннего оленека. Выше по разрезу присутствуют только оленекские формы.

Оленекские отложения мощностью 1540—1760 м сложены преимущественно красноцветными песчано-глинистыми породами с прослоями алевролитов и темно-серых аргиллитов с тонкими линзами угля.

Разрез среднего триаса наиболее полно изучен на Крестовой, Лудловской и Ферсмановской площадях, где его вскрытая мощность изменяется от 815 до 1070 м. Нижняя граница среднего триаса вскрыта на Крестовой и Ферсмановской площадях. По палинологическим комплексам установлены отложения анизийского и ладинского ярусов.

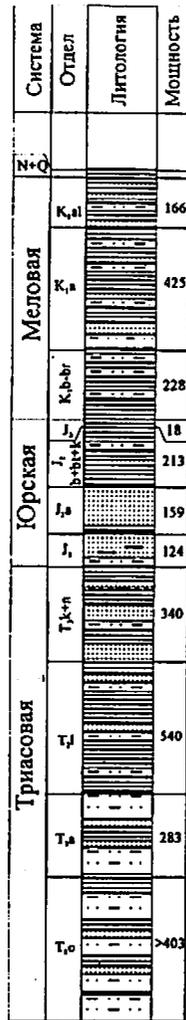
Отложения анизийского возраста (230—460 м) представлены переслаиванием аргиллитов, песчаников и алевролитов с отдельными пачками (до 10 м) песчаников. Преобладают аргиллиты темные, зеленовато-серые с тонкой горизонтальной слоистостью, алевролиты. Отдельные прослои темных аргиллитов содержат многочисленные углефицированные растительные остатки. Алевролиты зеленовато-серые, горизонтально-слоистые. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые полимиктовые. Отмечаются водоросли, следы илоедов, редкие моллюски, остракоды, фораминиферы.

Средний отдел, ладинский ярус (T_2). Отложения этого возраста показаны только на разрезе в Восточно-Баренцевской мегасинеклизе, где более или менее уверенно прослеживается сейсмокомплекс A_2 — A_3 . Они вскрыты скважинами Ферсмановская, Лудловская, Крестовая, а верхи разреза — в скв. Штокмановская [143, 154, 166].

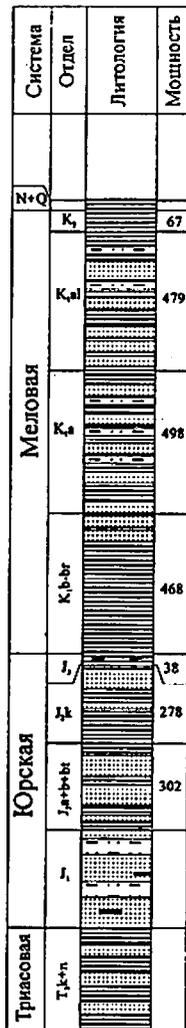
В составе отложений ладинского яруса общей мощностью 540—609 м выделяются нижняя аргиллитовая толща и верхняя песчано-аргиллитовая. В нижней толще преобладают темно-серые, буровато-серые, серые углистые, алевролиты и слюдястые аргиллиты с подчиненными прослоями буроватых, реже зеленовато-серых алевролитов и мезозернистых кварцевых и полимиктовых светло-серых и зеленовато-серых песчаников. Верхняя толща представлена ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Песчаники мелкозернистые, алевролиты серые и светло-серые, кварцевые, с волнистой линзовидной и субгоризонтальной слоистостью. Алевролиты кварцевые и полимиктовые серые и темно-серые. Аргиллиты алевролиты, иногда слабоуглистые.

Средний отдел, ладинский ярус—верхний отдел (T_2 — T_3). Нерасчлененные образования этого подразделения выделены в Предновоземельской структурной области, где триасовые отложения испытали воздействие

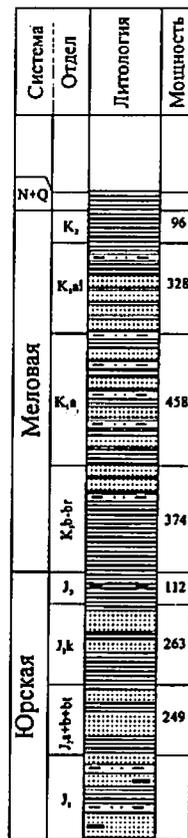
Ферсмановская



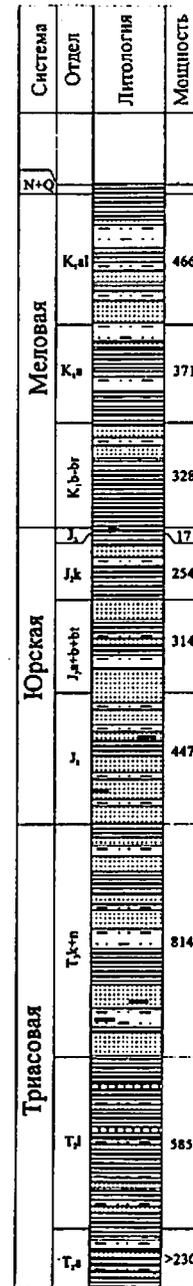
Штокмановская



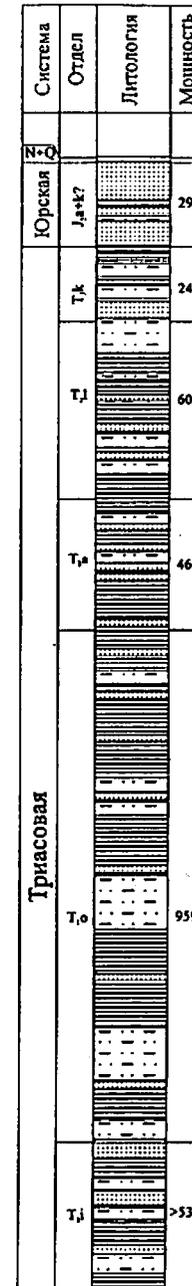
Ледовая



Лудловская



Крестовая



Адмиралтейская

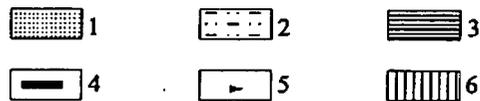
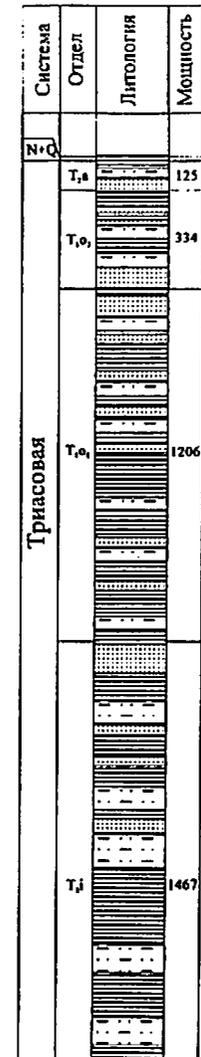


Рис. 5. Схематические разрезы мезозойских отложений.
1 — пески, песчаники; 2 — алевриты; 3 — глины, аргиллиты;

Составил И. А. Таныгин по материалам АМНГР.
4 — угли, угленосность; 5 — битуминозные аргиллиты; 6 — магматические породы.

коллизийного стресса и неуверенно расчленяются по сейсмическим данным. На разрезе отложения этого возраста ограничены горизонтами А₂ (в подошве) и В (в кровле). На карте они показаны в ядрах брахиформных синклиналиных складок. Отложения представлены пестроцветными аргиллитоподобными глинами, выше — переслаиванием серых аргиллитов, глин, алевролитов и песчаников.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела триаса (Т₃) на Баренцевском шельфе вскрыты практически всеми скважинами, за исключением района вала Адмиралтейства, где они размыты. Их мощность изменяется от 340 до 800 м. По данным палинологических и микрофаунистических исследований в разрезе верхнего триаса выделяются отложения карнийского и норийского ярусов.

Карнийская часть разреза сложена преимущественно песчаниками, мелкозернистыми кварцевыми и полимиктовыми, с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов и маломощными линзами угля и углистых пород. Аргиллиты темно-серые до черных, с углефицированными растительными остатками и сидеритовыми включениями. Алевролиты темно-серые, буроватые, полимиктовые. Мощность вскрытых отложений 330—350 м.

Спорово-пыльцевые спектры, установленные в Штокмановской и Лудловской скважинах Н. К. Куликовой (ВНИГРИ), сходны со спектрами нарьян-марской свиты Тимано-Печорского региона и характеризуются существенным преобладанием спор папоротникообразных над пыльцой. Основу палинокомплекса составляют формы, близкие к диптериовым папоротникам: *Clathropteris* sp., *Concavisporites* sp., *Auritulinasporites* sp., *Dictyophyllidites* sp. По этим данным Л. А. Фефиловой (ВНИИОкеангеология) определен карнийский возраст. В керне из скв. Лудловская в интервале 2997—3007 м А. И. Киричковой (ВНИГРИ) определена флора *Sagenopteris angustifolius* Ch g a m, характерная для кейперских отложений Тимано-Печорского региона и определяющая возраст вмещающих пород как ладинский—карнийский ярусы. Совместно с растительными остатками высоких растений в керне скв. Лудловская были установлены обрывки цист динофлагеллат, что, по мнению Н. К. Куликовой, указывает на морской генезис отложений.

Отложения норийского возраста (250—590 м) представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты алевролитистые темно-серые, иногда почти черные слюдистые, обычно тонкослоистые. Алевролиты темно-серые, коричневато-серые кварцевые и полимиктовые. Песчаники мелкозернистые, алевролитистые, редко среднезернистые, обычно плохосортированные, светло-серые и серые. Волнисто-линзовидная слоистость подчеркивается темным глинистым веществом, слюдой и растительным детритом. Песчаники содержат кальцитовые и сидеритовые конкреции. По заключению Л. А. Фефиловой, спектр мiosпор, выделенных из керна скв. Лудловская-1, указывает на норийский возраст [155].

На Карском шельфе верхнетриасовые отложения, выделенные по сейсмическим данным (в изученной части — подкомплекс А—Ia), бурением не достигнуты. По характеру волнового поля и интервальным скоростям (около 4,0 км/с) предполагается терригенный состав, континентальный и прибрежно-морской генезис верхнетриасовых отложений, сопоставляемых с тампейской серией Западно-Сибирской плиты [161, 168].

Отложения юрской системы залегают на триасовых с размывом. В Баренцевоморской части листа они развиты повсеместно, за исключением Предновоземельской структурной области, и ограничены региональными отражающими горизонтами Б (в подошве) и В (в кровле). На Южно-Карском шельфе с юрой отождествляется сейсмостратиграфический подкомплекс, ограниченный снизу отражающим горизонтом Ia (или А), а в кровле — горизонтом Б. Горизонт Б приурочен к битуминозным глинам баженовской свиты волжского яруса мощностью в несколько десятков метров и только условно может быть принят за границу юры и мела.

На Баренцевоморской части листа юрские отложения показаны нерасчлененными. На Карском шельфе внутри юрского комплекса прослеживаются субпараллельные слабоинтенсивные отражающие горизонты серии Т, позволяющие отделить ниже-среднеюрские отложения от верхнеюрских. В прибрежной полосе архипелага Новая Земля, севернее 73° с. ш. (Приновоземельская моноклинал) юрский подкомплекс постепенно выклинивается на поверхности складчатого основания (горизонт А). В первую очередь выклиниваются на этой поверхности ниже-среднеюрские отложения, которые, вследствие этого, показаны только на разрезе. Верхняя юра, объединенная с нижним подъярусом берриасского яруса нижнего мела, залегают на подстилающих породах несогласно.

Нижний—средний отделы

Ниже-среднеюрские отложения (J₁₋₂) показаны только на разрезе в Карской части листа. Морскими скважинами отложения юры не вскрыты. Сопоставление с геолого-геофизическими материалами по материковой части Западно-Сибирской плиты [97, 101] позволяет сопоставить отложения J₁₋₂ с тюменской свитой, сложенной прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными отложениями — песчаниками и алевролитами, в меньшей степени аргиллитами с включениями углефицированных растительных остатков, линзами угля и карбонатными конкрециями. Мощность нижней—средней юры, по материалам наземного бурения, составляет 1000—1250 м.

Нерасчлененные юрские отложения (J). Юрские отложения достаточно надежно опознаются на сейсмических разрезах. Им соответствует сейсмоакустический комплекс между горизонтами Б и В, которые уверенно прослеживаются в изученном районе Баренцева моря. В акустической записи юрская толща характеризуется редкими многофазными отражающими горизонтами, которые могли бы быть связаны с определенными границами раздела юры, однако корреляция их по площади затруднена вследствие невыдержанности по латерали. В связи с этим юрская система показана нерасчлененной.

Разрез юрских отложений наиболее полно изучен в Штокмановской и Лудловской скважинах. Он представлен всеми тремя отделами. Юрские отложения залегают на триасовых с признаками эрозионного среза в направлении от центральных частей Восточно-Баренцевской мегасинеклизы к ее бортам [155, 166].

Нижеюрские отложения характеризуются наиболее грубозернистым песчаным составом. Преобладают средне-крупнозернистые кварцевые, реже полимиктовые песчаники с включениями гравийных зерен кварца. Глинистые алевролиты и глины образуют редкие и маломощные прослои.

Встречаются прослои конгломератов, линзочки углей и конкреции с карбонатным и сидеритовым цементом. Каолинизированные разности песчаников окрашены в светло-серые, белесые цвета. Возраст отложений не получил надежного палеонтологического обоснования. По палинокомплексам условно предполагается тоар. Судя по корреляции разрезов скважин, юра залегает на разных горизонтах триаса. Мощность от 124 до 447 м.

В разрезе средней юры отчетливо выделяются две толщи: нижняя аргиллито-алевролито-песчаниковая и верхняя алевролито-аргиллитовая. В нижней толще песчаники, аргиллиты и алевролиты неравномерно чередуются, причем песчаники залегают как в виде самостоятельных массивных прослоев, так и входят в состав сложных пачек вместе с аргиллитами и алевролитами. Песчаники светло-серые, от мелкозернистых до крупнозернистых, кварцевые и полимиктовые (с примесью яшм, кислых эффузивов и аргиллитовых зерен). Аргиллиты темно-серые, слюдяные, а алевролиты крупнозернистые, с глинисто-карбонатным и кварцевым цементом и включениями глауконита и углефицированных растительных остатков. Наблюдаются следы ползания червей. Толща согласно залегает на песчаниках нижней юры. Граница между ниже- и среднеюрскими отложениями проводится в основании пачки глинистых пород, содержащей ааленские фораминиферы и среднеюрский комплекс миоспор.

Верхняя толща средней юры сложена скорлуповатыми и тонкослоистыми темно-серыми глинами, в верхней части пиритизированными. Глинистые алевролиты и более редкие песчаники образуют маломощные прослои. Присутствие в толще комплексов фораминифер с *Riydhella sibirica* Mjatl., *R. schapkinaensis* Jak. в ее основании и *Guttulina* ex gr. *tatarensis* Mjatl. в кровле указывает на батско-келловейский возраст вмещающих пород. В скв. Штокмановская-1 в интервале 2112—2057 м найдены обломки *Belemnites* sp., указывающие, по заключению Т. Н. Нальняивой, на позднебатский—раннекелловейский возраст; там же определены фораминиферы: *Ammodiscus pseudoinfemus* Gerke ex gr. *Sossip.*, *Recurvoides* cf. *scherkalyensis* Levina и др., относящиеся, по заключению С. П. Яковлевой, к келловею. Мощность средней юры в разрезах скважин от 372 до 580 м.

В разрезе верхней юры выделяются три пачки (снизу вверх): песчаниковая (оксфордский ярус?), аргиллитовая (кимериджский ярус?), черных битуминозных аргиллитов (волжский ярус). На каротажных диаграммах наиболее значительные изменения приурочены к черным аргиллитам, с которыми, очевидно, связан и региональный отражающий горизонт В. Песчаниковая толща однородна, лишь в ее нижней части присутствуют тонкие прослои алевролитов и аргиллитов. Песчаники мелко-среднезернистые, хорошо сортированные, с глинисто-карбонатным цементом. Аргиллитовая пачка сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, с ходами червей и включениями пирита. По единичным фораминиферам плохой сохранности устанавливается оксфорд-раннекимериджский возраст. Пачка черных аргиллитоподобных глин, венчающая разрез, мощностью 30—40 м, содержит до 16,5 % $C_{орг}$. В ее кровле определены фораминиферы волжского яруса: *Evolutinella sohtetfiori* (Scharov), *E. emeljanzevi*, *Trochammina septeatrionalis* (Scharov), *Ammodiscus zaspelovae* Kazug. Мощность верхнеюрских отложений от 60 до 300 м.

Отложения нижней юры имеют континентальный генезис. Среднеюрские отложения на юге района также преимущественно континентальные, но к северу изменение их состава (более глинистый) свидетельствует о пе-

реходных условиях осадконакопления — от наземно-дельтовых к лагунным и прибрежно-морским. Бат-келловейские отложения повсеместно представлены морскими глинистыми фациями. Отложения верхней юры также повсеместно имеют морской генезис. По материалам сейсморазведки МОВ ОГТ мощность всей юры достигает на закартированной площади 2000 м.

ВЕРХНЯЯ ЮРА—НИЖНИЙ МЕЛ

Верхняя юра—нижний мел, берриасский ярус, нижний подъярус ($J_3—K_1b_1$). Отложения этого возраста закартированы узкой полосой на Карском шельфе, где они несогласно (трансгрессивно) залегают на эрозионной поверхности (горизонт А), перекрывая пермские и ниже-среднеюрские отложения. В свою очередь верхнеюрско-берриасские отложения несогласно перекрывают породами нижнего мела.

Разрез этих отложений по аналогии с Ямалом сложен баженовой свитой однородных буровато-черных аргиллитов, нередко битуминозных, представляющих собой наиболее глубоководные морские осадки юрского времени. Для отложений характерно наличие тонких кальцитовых прослоев, вкраплений пирита и большое содержание органического вещества. Аргиллиты на 55—56 % состоят из глинистых минералов (гидрослюды и монтмориллонита) и содержат 15—25 % биогенного кремнезема, 3—5 % пирита, 5—10 % зерен кварца и полевого шпата. Характерно наличие костей рыб, фауны аммонитов, двустворок, фораминифер, на основании которых и определен возраст этих отложений [168]. Мощность подразделения 120—150 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловая система представлена обоими отделами, неодинаково расчлененными на Баренцевоморской и Карской частях площади листа.

Нижний отдел

На Баренцевом море, по материалам сейсморазведки и буровых скважин, выделяются нерасчлененные берриасско-готеривские отложения, баррем-нижнеаптские, верхнеаптские—нижнеальбские и средне-верхнеальбские отложения.

Берриасский—готеривский ярусы ($K_1b—g$). Берриасско-готеривские отложения не имеют выходов на поверхность и выделены на геологическом разрезе по сейсмическим данным и разрезам скважин Штокмановская и Лудловская. Нижняя граница этого подразделения (как и меловой системы в целом) достаточно надежно коррелируется с отражающим горизонтом В, верхняя граница менее определена и приурочена к горизонту Г^ч в нижней части барремского яруса, коррелируемому с пачкой песчаников.

Отложения имеют преимущественно глинистый характер. В скважинах Штокмановская-1 и Лудловская-1 в основании берриасско-готеривской толщи залегает пачка известковистых аргиллитоподобных алевролитистых буровато-серых глин с кальцитовыми, сидеритовыми и доломитовыми конкрециями. В глинах обнаружен комплекс валанжинских фораминифер: *Ammodiscus miorus* Rykovi, *Recurvoides* cf. *excellens* Rygina, *R. pancus* Dubrovskaya, *Gandrinna gerke* (Vasilenko), *Lenticulina lideri* Rom

и аммониты *Bochianites neocomenstes* d'Orb, бухии *Buchia sublaviv* (Heys), *Buchia heyser* Lingi позднеберриас-валанжинского возраста (по Н. И. Шульгиной). Мощность этой пачки 220 м.

Выше залегают серые и зеленовато-серые алевролитистые аргиллитоподобные глины с углефицированными растительными остатками и пиритом. Они сменяются тонким (0,5—10 см) переслаиванием глин и алевролитов, редко песчаников. Породы пестрые — зеленовато-серые, красновато-коричневые, с многочисленными ходами илоедов, часто выполненные пиритом. Встречаются фосфатные и сидерит-фосфатные конкреции и включения зерен глауконита [155, 166]. Л. В. Василенко в породах глинистой пачки (56—189 м) определен готеривский комплекс фораминифер *Epistomina caracolla nor densis*.

В целом для описанного подразделения характерны морские условия формирования осадков с «теплолюбивым» комплексом фораминифер верхнего валанжина—готерива. Общая мощность около 400 м.

Берриасский ярус, средний подъярус—аптский ярус ($K_1b_2—a$). Отложения этого возраста закартированы в Карском море, где они узкой полосой прослеживаются вдоль Новой Земли, несогласно залегают на верхнеюрско-берриасских отложениях или непосредственно на породах складчатой перми. В основании соответствующего этим отложениям сейсмоакустического комплекса установлены горизонт Б или эрозионная поверхность — горизонт А. К кровле комплекса приурочен горизонт М'.

Берриас-барремская часть нижнемелового разреза Карского шельфа скважинами Ленинградская и Русановская не вскрыта (за исключением самых верхов баррема). По аналогии с Западной Сибирью, эта часть разреза образована сложно переслаивающимися песчаниками и глинистыми породами: от континентальных до сравнительно глубоководных по своему генезису [97, 101]. На сейсмических разрезах к востоку от изученной площади по наклонным отражающим горизонтам серии В интерпретируются клиноформные седиментационные тела, свидетельствующие о значительной роли дельтовых фаций в процессе накопления осадков [145]. Предполагается, что дельты последовательно нарастали с востока на запад в направлении осевой зоны депрессии. Кратковременные периоды трансгрессий обусловили широкое развитие глинистых отложений, маркирующих кровли крупных клиноформ. Вскрытые в скв. Русановская [177] верхи баррема, мощностью около 100 м, участвуют в составе тамбейской свиты и представлены песчаниками и алевролитами. Более нижние горизонты берриаса—баррема соответствуют возможно ахской свите, сложенной аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников [171]. Мощность берриас-барремской части разреза колеблется от 1500 до 1700 м.

Отложения апта перекрывают породы берриаса—баррема как согласно, так и с локальными размывами. Они вскрыты скв. Ленинградская-1. Отложения апта Южно-Карского шельфа, как и в Западной Сибири, преимущественно континентальные и непосредственно наращивают отложения верхов берриаса—баррема, что позволяет рассматривать их в составе единой толщи, тем более, что и сейсмический облик их сходен, а четко выраженной границы между берриасом—барремом и аптом нет.

Апт сложен переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами углей. В скв. Ленинградская-1 эти отложения входят в состав танопчинской свиты, а в скв. Русановская-1 — в состав тамбейской свиты. Возрастными эквивалентами их на суше являются ахская

и танопчинская свиты Ямала [171]. Мощность аптской части разреза составляет около 400—500 м.

Барремский ярус—аптский ярус, нижний подъярус ($K_1b_1—a_1$). Отложения этого возраста соответствуют ССК, заключенному между отражениями Γ^a и Γ^b в Баренцевом море. Они изучены в скважинах Штокмановская-1 и Лудловская-1.

В скв. Штокмановская-1 толща сложена серыми и зеленовато-серыми алевролитистыми глинами с включениями пирита и углефицированных растительных остатков, выше переслаивающихся с подчиненными алевролитами и песчаниками. По мнению О. А. Сочевановой и Л. В. Василенко, комплекс фораминифер из нижней части разреза толщи (124 м) характеризует позднебарремский—раннеаптский возраст [166].

В скв. Лудловская-1 барремская часть разреза (167 м) сложена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, кварцевыми, кварц-глауконитовыми и полимиктовыми, серого цвета с прослоями темно-серых слюдистых глин с многочисленными углефицированными растительными остатками и включениями пирита. Барремский возраст, по Л. В. Василенко, определяется по фораминиферам *Conorbinopsis barremius*, *Gyroidinoides sokolova*. Граница между барремско-нижнеаптской ($K_1b_1—a_1$) и вышележащей верхнеаптско-нижнеальбской ($K_1a_2—a_1$) толщ литологически выражена неотчетливо и в значительной мере условна [155].

Аптский ярус, верхний подъярус—альбский ярус, нижний подъярус ($K_1a_2—a_1$). Толща этого возраста согласно залегают на баррем-нижнеаптской и соответствует ССК, ограниченному отражениями Γ и Γ_1 .

В скв. Штокмановская-1 эта толща представлена тонким переслаиванием алевролитов, глин и песчаников. В нижней части (417 м) это преимущественно серые мелкозернистые песчаники и серые мелкощебенчатые глины с прослоями светло-серых алевролитов. Выше они сменяются угленосной пачкой циклического строения — переслаиванием песчаников, алевролитов, глин и бурых углей (мощность 230 м), а затем алевролитопесчанниковой пачкой с преобладанием мелкозернистых кварцевых песчаников с глауконитом. Все породы окрашены в серые, буровато-серые и зеленовато-серые тона и содержат углефицированные остатки и пирит. Единичные фораминиферы, по мнению Л. В. Василенко, указывают на верхи апта—альб. Мощность всей толщи 838 м.

В скв. Лудловская-1 верхнеаптская—нижнеальбская толща (484 м) представляет собой неравномерное чередование песчаников, алевролитов и глин (от отдельных пачек мощностью до 40 м до тонкого переслаивания), включающих редкие маломощные прослои углей и углистых пород. Алевролиты и песчаники — кварцевые и полимиктовые, с глинистым и карбонатным цементом. Глины темно-серые, обычно алевролитистые, иногда известковистые. Фаунистически эта часть разреза скважины не охарактеризована.

Альбский ярус, средний—верхний подъярус ($K_1a_2—_3$). Средне-верхнеальбские отложения развиты в центральной части Восточно-Баренцевской мегасинеклизы. Они согласно залегают на верхнеаптских—нижнеальбских породах и перекрываются верхнемеловыми отложениями. Им соответствует ССК между отражениями Γ_1 и Γ_2 .

В скважинах Штокмановская-1 и Лудловская-1 эта толща сложена темно-серыми, реже зеленовато-серыми (с глауконитом) глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Алевролиты темно-серые, зеленовато-серые, песчаники мелкозернистые кварцево-глауконитовые.

По комплексу фораминифер: *Venenilinoidea borealis*, *Gravellina urnula*, *Eponides aff. morani*, *Ammobaculites tirelli*, *Haplophragmoides bonansaensis* средне-позднеальбский возраст толщи определяется достаточно уверенно. Мощность толщи около 350 м.

Нижний—верхний отделы

Нижний отдел, альбский ярус—верхний отдел, сеноманский ярус (Ka1—s). Альб-сеноманские отложения закартированы на Южно-Карском шельфе. Они согласно залегают на среднеберриас-аптских и отвечают ССК между отражениями М' и Г.

Стратиграфический объем этой толщи соответствует яронгской, хантымансийской, маррессалинской, покурской и уватской свитам, закартированным на суше [171].

В альб-сеноманских разрезах, вскрытых бурением на акватории (скважины Ленинградская-1 и Русановская-1), а также на островах преобладают континентальные и прибрежно-морские образования. В основании толщи залегают маломощные морские глины, отражающие позднеаптскую—раннеальбскую морскую трансгрессию. С этими глинами связан горизонт М'. В отличие от Западной Сибири, на всей площади которой к концу сеномана установился континентальный режим, на юго-западной окраине Южно-Карского шельфа морские условия сохранялись в течение большей части альб-сеноманского времени, о чем свидетельствует появление на сейсмозаписях устойчивых отражающих горизонтов, в отличие от хаотического рисунка волнового поля, характерного для континентальных образований.

Судя по разрезам скважин Ленинградская-1 и Русановская-1, альб-сеноманская толща сложена переслаивающимися аргиллитоподобными глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников [156, 177]. Глины алевролитистые черные с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью. В алевролитах характерно присутствие глауконита и пирита. Вверх по разрезу состав отложений становится более грубозернистым, содержание песчаников достигает 20 %. Песчаники кварцевые и олигомиктовые с известковистым и глинистым цементом и с глауконитом. Одновременно с увеличением роли песчаников в породах появляется углистый материал.

Мощность альб-сеноманских отложений в скважинах составляет 700—800 м. По сейсмическим данным, распределение мощностей комплекса отражает унаследованный характер развития основных структурных элементов Южно-Карского шельфа, увеличиваясь во впадинах до 1,0 км и уменьшаясь на поднятиях до 0,5 км.

Верхний отдел

Нерасчлененные верхнемеловые отложения закартированы в Южно-Баренцевской впадине. На Южно-Карском шельфе выделены турон-датские толщи.

Туронский—сантонский ярусы (K₂t—st). Отложения туронского—сантонского ярусов соответствуют ССК, заключенному между отражающими горизонтами Г и С на Южно-Карском шельфе. Они вскрыты скважинами Ленинградская-1 и Русановская-1, но изучены преимущественно по шламу, поэтому их возрастная привязка в значительной мере условна. В разрезе

они коррелируются с кузнецовской свитой и нижней подсвитой березовской свиты.

Кузнецовская свита сложена преимущественно глинистыми породами, что хорошо фиксируется на каротажных диаграммах и позволяет принять границу раздела между маррессалинской и кузнецовской свитой в качестве реперного горизонта. В разрезе свиты выделяются две пачки. Нижняя (в скв. Ленинградская-1 в инт. 1098—1069 м) сложена серыми глинами с обломками раковин. Верхняя пачка (в инт. 1035—1069 м) представлена чередующимися в разрезе глинами и алевролитами. Глины серые и темно-серые, с зеленоватым оттенком, слабоизвестковистые, содержат обломки древесины и раковин, углефицированный растительный детрит, пелитоморфный пирит и пиритовые конкреции, в алевролитовой фракции присутствует глауконит.

Выделенный в шламе обедненный комплекс фораминифер с *Pseudoelavulina hastata* s. l.—*Trochammina rutherfordi* отнесен Л. В. Василенко к туронскому возрасту. Мощность свиты на Ленинградской площади около 65 м, на Русановской — 80—90 м.

Нижняя подсвита березовской свиты сложена тремя пачками. Нижняя представлена чередующимися алевролитистыми глинами и глинами кремнистыми серыми и зеленовато-серыми, с редкими прослойками алевролитов. Минеральный состав алевролитистых глин представлен монтмориллонитом и гидрослюдай, а кремнистых — кремнеземом и хлоритом. В некоторых разностях в алевролитовой фракции глин встречается глауконит (до 10 %).

Средняя пачка имеет преимущественно глинистый состав, изредка встречаются маломощные прослои алевролитов. Глины алевролитистые, серые и темно-серые, листоватые. Алевролиты серые с редкими зернами глауконита и обломками угля, редко с кальцитовыми конкрециями.

Верхняя пачка, сложенная кремнистыми и глинисто-кремнистыми темно-серыми и голубовато-серыми породами (опоками), является реперной для березовской свиты, интервал ее залегания в разрезе уверенно определяется на каротажных диаграммах по повышенным значениям БК и пониженным — ГК. Кремнистые породы обломочно-органогенные, до 60 % составляют обломки диатомей, спикул губок и радиолярий; цемент опал-халцедоновый. Присутствуют редкие зерна глауконита. Опоки характеризуются тонколистоватой отдельностью и раковистым изломом. Мощность пачки в скв. Ленинградская-1 составляет 23 м.

На основании выделенного из шлама подсвиты комплекса фораминифер с *Ammobaculites uvaticus*—*Pseudoelavulina hastata admota*—*Radiolaria* Л. В. Василенко условно определяет возраст отложений коньяк-сантонским. Мощность подсвиты на Ленинградской площади 130—135 м, на Русановской — 167—197 м [156, 177].

Верхнемеловые нерасчлененные отложения (K₂) закартированы в Южно-Баренцевской впадине. Подошвой соответствующего этим отложениям ССК служит отражающий горизонт Г₂, а кровлей — дочетвертичная поверхность (горизонт Д). Состав верхнемеловых отложений изучен плохо, а возраст нельзя считать окончательно установленным. К ним отнесена пачка серых, темно-серых и зеленовато-серых глауконитовых глин, вскрытая в самых верхах дочетвертичного разреза скв. Штокмановская-1. В глинах наблюдаются единичные прослои мелкозернистых, кварцево-глауконитовых песчаников и песков и темно-серых, зеленовато-серых алевролитов. Верхнемеловые отложения в этой скважине фаунистически не охарактеризованы, но в керне из инженерно-геологических скважин на Штокмановской площади встречены типичные пред-

ставители видов фораминифер, характерных, по мнению Л. В. Василенко, для сеноманских отложений Западной Канады. Мощность верхнего мела в скв. Штокмановская-1 составляет 67 м.

ВЕРХНИЙ МЕЛ—ПАЛЕОЦЕН

Верхний мел, кампанский ярус—палеоцен, датский ярус ($K_2, km—P_1d$). Отложения этого возраста развиты на Южно-Карском шельфе. Они согласно залегают на турон-сантонских и соответствуют ССК между отражениями S_3 и S_2 . В скважинах это подразделение охватывает верхнюю подсвиту березовской свиты и ганькинскую свиту.

Верхняя подсвита березовской свиты состоит из трех пачек. Нижняя сложена глинисто-алевроитовыми породами, при этом алевроитовый материал распределен неравномерно, пятнами и линзами. Минеральный состав глин представлен гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом. Иногда глины окремнены. Отмечаются фрагменты углефицированного и пиритизированного растительного детрита, зерна глауконита. По всему разрезу пачки имеются редкие кальцитовые конкреции. Мощность нижней пачки в скв. Ленинградская-1 составляет 18 м.

Средняя пачка сложена алевролитами и глинами при преобладании первых в верхней части пачки. По составу алевролиты кварцевые и слюдистые, содержат пиритизированный растительный детрит и гнезда пирита. Глины темно- и буровато-серые, слюдистые, редко с зернами глауконита и лептохлорита, обломками раковин. Мощность пачки 162 м.

Верхняя пачка представлена глинами и алевролитами с линзами известняков. Глины темно- и зеленовато-серые; алевролиты слабосцементированные, с глобулярным пиритом. Характерно присутствие пелитоморфных кальцитовых конкреций, изредка встречаются зерна глауконита. Мощность пачки в скв. Ленинградская-1 составляет 160 м.

Выделенные из отложений верхней подсвиты комплексы фораминифер Л. В. Василенко считает кампанскими. Мощность подсвиты на Русановской площади 370—400 м, на Ленинградской — 340—360 м.

Маастрихт-датская часть разреза в скважинах соответствует ганькинской свите, представленной мелководными морскими осадками. В разрезе свиты преобладают глины с прослоями алевролитов, реже — песчаников. Глины алевроитистые коричневатые, буровато- и зеленовато-серые, слабосцементированные, имеют гидрослюдисто-хлоритовый минеральный состав, встречаются зерна глауконита. Присутствует углефицированный растительный детрит, вкрапления пелитоморфного кальцита и сидерита. Алевролиты и песчаники светло-серые, кварцевые, содержат глауконит и пиритовые конкреции. Выделенные комплексы фораминифер не позволяют надежно установить возраст отложений; по положению в разрезе и корреляции с сопредельными регионами условно он принимается маастрихтским—датским. Мощность свиты на Русановской площади 120—130 м, на Ленинградской — 140—160 м.

КАЙНОЗОЙ

В пределах листов S-38, 39, 40 кайнозойские образования представлены преимущественно осадочными отложениями четвертичной системы. Вполне возможно, что аллювиальные осадки, выполняющие ряд глубоких речных палеоврезов на шельфе, в своих нижних частях могут относиться к пли-

оцену; но в настоящее время надежных свидетельств их неогенового возраста не существует.

В юго-восточной площади листа S-40 по сейсмоакустическим данным можно предполагать наличие маломощных (до 100 м) образований палеогена, согласно залегающих на меловых породах и несогласно перекрываемых плиоцен (?)—четвертичными отложениями. На сейсмограммах палеогеновые породы представлены горизонтальнослоистой толщей, мощности которой увеличиваются в восток-юго-восточном направлении, где на юге Карского моря и располагался палеогеновый морской бассейн (за пределами листов). По аналогии со скважинами, пробуренными близ п-ова Ямал (Ленинградская, Русановская площади), в составе палеогеновой системы предполагаются мелководные нелигифицированные песчано-глинистые образования палеоцена—эоцена, сформированные в пириферийной (прибрежной) зоне Западно-Сибирского моря, являвшегося шельфом глубоководных бассейнов Тетиса и не имевшего связей с Арктикой. На Баренцевоморской части листов не установлено достоверных выходов палеогеновых пород, которые расположены западнее и юго-западнее рассматриваемой площади.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Нижний—средний отделы (палеоцен—эоцен)

Палеоцен-эоценовый (P_{1-2}) сеймостратиграфический комплекс, закартированный на самом юго-востоке площади листа, в целом широко распространен на Южно-Карском шельфе. Он уверенно опознается в сейсмической записи по субгоризонтальному упорядоченно-слоистому пакету отражений, которые хорошо выдержаны по латерали и характеризуются выровненной или слабоолонистой морфологией. Подошва этого комплекса совпадает с отражающим горизонтом S_1 , а кровля — с подошвой N-Q отложений. Палеоцен-эоценовая толща в скважинах представлена субконтинентальными (талицкая свита) и морскими (серовская свита) отложениями.

Талицкая свита в скв. Ленинградская-1 выделена условно в интервале 420—274 м. Более представительный разрез свиты изучен в скв. Русановская-1 в интервале 408—262 м. По литологическому составу выделяются две подсвиты. Нижняя сложена переслаиванием глинистых алевроитов и алевроитовых глин. Алевроиты серые и светло-серые слюдистые, с включениями пирита, линзами и пропластками светло-серого мелкозернистого песка; в минеральном составе легкой фракции преобладает кварц, в меньших количествах присутствует плагиоклаз. Отмечены углефицированные растительные остатки, глобулярный пирит и пиритовые конкреции. Глины алевроитистые, темно-серые, с коричневатым оттенком. Мощность 73 м.

Верхняя подсвита отличается преобладанием в разрезе песчано-алевроитовых пород, переслаивающихся с глинами, представленными в подчиненном количестве. Пески и слаболитифицированные песчаники алевроитовые, мелкозернистые, серые и светло-серые, кварцевые, с углефицированным растительным детритом, вкраплениями пирита, редкими обломками толстостенных раковин моллюсков. Мощность 106 м.

На Ленинградской площади в верхней части свиты присутствуют обломки бурого угля, а в кровле залегает пласт светло-серых песков с корками гидроокислов железа. Возраст свиты определен по положению

в разрезе ниже характерных кремнистых отложений серовской свиты. Мощность отложений на Русановской площади 150—180 м, на Ленинградской — 140—150 м.

Нижняя граница серовской свиты устанавливается по появлению в шламе многочисленных остатков диатомей и приурочена к интервалу уменьшения значений КС и ГК на каротажных диаграммах. Свита представлена переслаиванием глинистых алевроитов, глин, диатомитов и опок. Опoki серые, глобулярной и пелитовой структуры, массивные и линзовидные. Алевроиты кварцевые, светло-серые, глинистые, тонкослоистые, с вкраплениями пирита, нередко образующего псевдоморфозы по растительным остаткам. Глины темно-серые, алевроитистые, тонкослоистые; их минеральный состав — монтмориллонит (55 %) и каолинит (35 %).

Возраст свиты большинством исследователей принят эоценовым, однако определенные раковины литуолид, агглютинирующие фораминиферы и диатомей, выделенные из шлама Ленинградских и Русановских скважин, по мнению Л. В. Василенко и Н. И. Стрельниковой [156, 177], указывают на позднепалеоценовый возраст серовской свиты. Ее мощность на Ленинградской площади 10—25 м, на Русановской — 80—130 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел — миоцен (?)

Отложения предположительно миоцена (N_1 ?) закартированы на двух участках по сейсмоакустическим данным. Подошва соответствующего сейсмокомплекса совпадает с поверхностью несогласия — горизонтом D_0 . Оба участка зафиксированы сейсмоакустическим профилем 904609, на котором миоценовый (?) ССК имеет мощность 25—35 м. Для волнового поля характерно отсутствие отражающих горизонтов, что связано, видимо, с континентальным генезисом отложений (глины, алевролиты, пески). Миоценовый возраст этого ССК предполагается по положению в разрезе и по сопоставлению с данными на п-ове Ямал [88].

Верхний отдел — плиоцен

Отложения плиоцена (N_2) обнаружены в единичных разрезах на Южном острове Новой Земли. Они представлены плотными, крупнооскольчатými алевроитами ершовской свиты, которые залегают на докайнозойских породах и перекрыты осадками различного возраста — от позднечетвертичных до голоценовых. Отложения образовались в трансгрессивную фазу развития бассейна. В комплексе фораминифер доминирует стеногалинный сублиторальный вид *Cassidulina reniformis* (Norvang), подтверждающий плиоценовый возраст свиты [179]. Мощность свиты от 2 до 15 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения с угловым несогласием и глубоким размытием залегают прерывистым плащом на эродированной кровле мезозойских и палеозойских пород, в значительной степени облекая впадины и поднятия дочетвертичного рельефа. Мощности четвертичного чехла на шельфе обычно

составляют 10—25 м, сокращаясь до 5 м и вплоть до полного выклинивания в зонах донной абразии прибрежной полосы и унаследованных поднятий, либо, наоборот, в эрозионных отрицательных формах рельефа. На Баренцевоморском шельфе максимальные мощности четвертичных отложений (50—75 м) установлены в осевых частях прогибов и древних палеодолин. Еще больших значений (100—150 м) они достигают в палеоврезах Карского шельфа на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба. Во всех случаях увеличение мощности четвертичного чехла происходит за счет наращивания снизу, т. е. появления в разрезе древних (эоплейстоценовых) аллювиальных либо аллювиально-морских фаций. На архипелаге Новая Земля четвертичные отложения развиты спорадически и достигают мощностей 5—10 м лишь в пределах абразионно-аккумулятивных морских террас. Большие значения мощностей (до первых десятков метров) характеризуют лишь конечные морены (морены напора) современных выведенных ледников.

Практика сопоставления (по методу аналогий) сейсмостратиграфических подразделений шельфа с соответствующими литостратиграфическими подразделениями прилегающей суши, широко применявшаяся ранее при ГСШ на листах R-38 [184], S-40—42 [168], малопригодна для Приновоземельского шельфа. На самом архипелаге, испытавшем, в отличие от шельфа, устойчивое воздымание по крайней мере с олигоцена [22, 37, 71], древние четвертичные толщи в значительной степени эродированы, в том числе современными ледниками. Поэтому сейсмостратиграфические комплексы четвертичного покрова соотносились с хорошо изученным геологическим строением верхней части осадочного чехла Печорской и Западно-Сибирской плит. Для единообразия стратиграфических подразделений использовалась Западно-Сибирская местная шкала.

В рассматриваемой части Новой Земли не установлено отложений древней среднеплейстоценовых тиллов. Среди морских отложений, слагающих террасовый комплекс, выделены [179] средне-верхнеплейстоценовые (бореальные, казанцевские) образования кумжинской свиты, верхнеплейстоценовые (каргинские) осадки крестьяхинской свиты и осадки голоценовых морских террас. Перигляциальный комплекс конца позднего неоплейстоцена (водно- и озерно-ледниковые, озерно-болотные и другие образования) объединяется в абросимовскую свиту, соотносимую с сартанским временем.

По результатам сейсмостратиграфического анализа материалов НСП на шельфе выделено четыре осадочных сейсмостратиграфических комплекса (ССК), верхние из которых включают в себя несколько сейсмостратиграфических пачек (ССП) [67, 134, 186]. В сводном разрезе распознаются (снизу вверх):

1. ССК-IV — эоплейстоценовый с косо- либо горизонтальнослоистой сейсмозаписью, выполняющий палеоврезы (amE).
2. ССК-III — ниже-среднеплейстоценовый:
 - а) СП-III-2 — ниже-среднеплейстоценовая с неяснослоистой или пунктирнослоистой сейсмозаписью, слагающая покровно-облекающие тела (m, mgI—II);
 - б) СП-III-1 — ниже-среднеплейстоценовая с хаотической сейсмозаписью, слагающая тела конечных морен на глубинах свыше 120—140 м (gI—II).
3. ССК-II — верхнеплейстоценовый:

а) ССП-II-3 — верхнеплейстоценовая (казанцевско-каргинская) со слоистой или крапчатой сейсмосаписью, залегающая плащеобразно (m, mgII);

б) ССП-II-2 — верхнеплейстоценовая (зырянская) с хаотической сейсмосаписью, слагающая тела конечных морен на глубинах до 120—140 м (gIII₂);

в) ССП-II-1 — верхнеплейстоценовая (зырянская) с сейсмотранспарантной записью, слагающая каравасобразные тела слившихся ледниково-морских конусов выноса (gmIII₂).

4. ССК-I — верхнеплейстоцен-голоценовый:

а) ССП-I-2 — верхнеплейстоцен-голоценовая с горизонтально-пунктирнослоистой либо сейсмотранспарантной записью, слагающая плащеобразные покровы времени последней дегляциации (gmIII—IV);

б) ССП-I-1 — голоценовая с горизонтальнослоистой или акустически прозрачной записью, слагающая прерывистый плащ современных осадков (mIV).

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювиально-морские отложения (amE). Эоплейстоценовые (E) отложения ССК-IV на Баренцевоморском шельфе предполагаются по сейсмоакустическим данным в глубоких палеодолинах, где они слагают нижние части комплекса осадочного выполнения. Фрагменты этих полностью погребенных палеодолин установлены на западных склонах Адмиралтейской возвышенности и плато Моллера и в прибортовых частях Центральной впадины. Мощности эоплейстоценовых осадков в палеодолинах составляют от 5 до 25 м. Косослоистая сейсмосапись дает возможность предполагать в их составе аллювиальные и аллювиально-морские дельтовые фации. Донные осадки коррелируются с образованиями широко известной падемейской серии [30, 50, 100, 123], представленной, однако, преимущественно в морских (ледниково-, ледово-морских) фациях. Отсюда следует, что речной сток осушенного в эоплейстоцене Приновоземельского шельфа осуществлялся на юг, в сторону Печоро-морских бассейнов.

Бурением эоплейстоценовые отложения нигде не вскрыты, кроме скважины на северном борту Южно-Баренцевской впадины. На небольшом участке Карского шельфа, входящего в лист S-40, эоплейстоценовый комплекс выполняет нижние части палеоврезов на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба. Впрочем, не исключено, что эоплейстоценовые осадки в Карском море наращивают снизу ниже-среднеплейстоценовую толщу, так как по аналогии с ямальским комплексом Западной Сибири [29, 34, 106] трансгрессия в Карском море началась раньше, чем в Баренцевом, т. е. в эоплейстоцене либо даже в позднем плиоцене.

В скважине на северном борту Южно-Баренцевской впадины в отложениях палеодолины вскрыты пески с прослоями суглинков, с большим количеством щебня и слабоокатанной гальки [25].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее—среднее звенья нерасчлененные

Нижне-среднеплейстоценовый ССК-III представлен на материалах НСП двумя ССП, характеризующими разные фации нередко разновозрастных отложений.

Образования ССК-III залегают с угловым несогласием (по типу эризонного среза) на палеозойских и мезозойских породах и несогласно по типу подошвенного налегания либо со стратиграфическим несогласием (в последнем случае на глубинах свыше 200—250 м) перекрываются верхнеплейстоценовыми осадками ССК-II. Нижне-среднеплейстоценовые отложения развиты на Приновоземельском шельфе крайне избирательно; в Баренцевом море они развиты примерно на половине площади листов, отсутствуют на борту Новоземельского орогена, привершинных частях Адмиралтейской возвышенности, в Западно-Новоземельском жлобе (прогибе Седова) и на обширных пространствах Центральной впадины у западной кромки листа S-38. Это, видимо, является свидетельством того, что Новая Земля и Адмиралтейская возвышенность представляли собой в ту эпоху цепочку островов (подтверждением чему служит локальное присутствие в их пределах конечных морен того же возраста), а Западно-Новоземельский желоб и Центральная впадина находились в режиме транзита и неотложения осадков и (или) подверглись последующей эрозии, экзарации либо абразии. В Карской части листа образования ССК-III развиты фрагментарно в днище Восточно-Новоземельского желоба в виде покровных тел на его внешнем борту, что также свидетельствует об интенсивной молодой эрозии в днище желоба. В отдельных случаях образования ССК-III опираются на эоплейстоценовые речные палеоврезы; и тогда граница между ними проводилась по линии сближения осей синфазности.

Мощности ССК-III варьируют от первых до 10 м на поднятиях и от 10 до 30 м в локальных впадинах и прогибах, иногда достигая значений 50—70 м ниже изобаты 160 м (рис. 6). Последнее характерно для фрагментов палеодолин, а в остальных случаях может быть связано с процессом интенсивного таяния ледников в эпохи дегляциаций раннего—среднего неоплейстоцена, либо со сгужением основной части морены айсбергами в районах, примыкающих к шельфовому леднику [64, 126], либо с выходами на дне конечных морен напора.

По характеру сейсмосаписи, положению в разрезе и форме геологических тел в составе ССК-III распознаются две сейсмопачки, соответствующие бассейновым и континентальным фациям.

Морские, ледово-морские отложения (m, mgI—II). Волновая картина ССП-III-2 характеризуется неяснослоистой либо пунктирной записью, что наряду с ее покровно-облегающими формами дает возможность предполагать морской, ледово-морской генезис слагающих осадков.

По данным пробоборота ниже-среднеплейстоценовые морские, ледово-морские отложения сложены микритами или пелитами бежевого, коричневатого-серого, красновато-серого, зеленоватого-коричневого, темно-серого цвета, полутвердыми, твердыми, с примесью обломочного материала (1—5%), представленного обломками различной твердости и окатанности. Осадки содержат (%): песок — 5 до 13, алевролит — 30 до 57, пелит — 43—64. Плотность их составляет от 2,03 до 2,4 г/см³, влажность 20—25%.

Характерная особенность отложений — выдержанность гранулометрического состава по площади [10] — подтверждается как донным опробованием, так и (косвенно) относительно стабильной волновой картиной на сейсмоакустических лентах.

Для данных осадков характерна бедность микрофауны в видовом и количественном отношении, наличие персотложенных мезозойских форм. В единственной колонке на станции 24 профиль 40 (Адмиралтейская возвышенность), по определению Н. И. Дружининой, несмотря на довольно бедный состав микрофауны, возможно, вскрывается наиболее древняя часть разреза. Присутствие видов *Elphidiella sibirica*, *Protelphidium mic.* и *Neogloboquadrina ungerina* указывает на древний (ранненеоплейстоценовый) возраст вмещающих отложений.

Характеризуемые морские, ледово-морские ниже-среднеоплейстоценовые отложения верхней частью своего разреза сопоставляются с нижним литостратиграфическим комплексом (СЛК), выделенным для Баренцево-Карского шельфа Д. С. Яшиным и др. (1985). Основная часть разреза в границах исследованного района может быть увязана с ССК-III Печорского моря и южной части Баренцева моря по схеме Р. Б. Крапивнера и Н. И. Гриценко (1989), распространение которого авторами определяется в батиметрическом интервале от 50 до 190 м, где он формирует Канинский региональный надгоризонт [51, 52]. Он в свою очередь сопоставляется с морскими, ледово- и ледниково-морскими отложениями широко известной [92] роговской свиты Тимано-Уральского региона, слагающей верхний ярус современного рельефа до абс. отметок от +180 до +200 м и комплекс низких морских террас на уровнях от +90 до +95 м [29, 30, 31, 50], имеющих ранне-среднеоплейстоценовый возраст образования. ССП-III-2 также хорошо увязывается с соответствующими неяснослоистыми морскими и ледово-морскими сейсмоакустическими пачками (САП-II-2-2, 3) Баренцево-Карской региональной схемы [134].

В скважинах на Баренцевом шельфе отложения данного комплекса представлены суглинисто-супесчаной толщей с рассеянной мелкой галькой, дресвой и щебнем, с маломощными прослоями глин и песков, в которых довольно часто встречаются растительные остатки [25].

На участке Карского шельфа морские, ледово-морские образования ССП-III-2 сопоставляются с рельефообразующей на п-ове Ямал ниже-среднеоплейстоценовой салехардской свитой [106], слагающей высочайшую (от +80 до +95 м) морскую террасу и являющейся аналогом знаменитых санчуговских морских и ледово-морских отложений Усть-Енисейского региона [82, 100]. Поэтому по положению в разрезе и сопоставлению с хорошоизученными смежными регионами палеошельфа возраст ССП-III-2 на Приновоземельском шельфе можно считать достаточно надежно установленным.

Ледниковые отложения (gI—II). Ледниковые отложения ССП-III-1 установлены на шельфе в пределах Адмиралтейской возвышенности, плато Моллера и ряда безымянных структурных поднятий в восточной и южной частях листа S-38. В Карском море они отсутствуют. Эти образования характеризуются хаотически расположенными короткими осями синфазности на сейсмограммах и формируют тела конечных морен мощностью от 10—15 до 30—50 м; их обычно подстилают коренные породы и перекрывает лишь тонкий чехол верхнеоплейстоцен-голоценовых осадков, либо же они обнажены на современном эрозионном срезе. В рельефе дна при глубинах до 200—300 м они образуют отчетливые возвышенности

относительной высотой 15—50 м, причем последние сами насажены на структурные поднятия, что весьма естественно для морен напора на суше.

Литологический состав ледниковых отложений нижнего—среднего звеньев чрезвычайно схож с таковым для гляциально-морских осадков. Для них характерна сильная переуплотненность (2,3—2,4 г/м³), темно-серая и серо-стальная окраска, влажность до 20 % и большое (5—10 %) количество щебня и дресвы, которые практически неокатаны. В составе грубообломочного материала преобладают местные породы позднего протерозоя—палеозоя Новой Земли и мезозойские породы Адмиралтейского мегавала. По гранулометрическому составу тиллы содержат 10—15 % песка и примерно в равных количествах алевроитовые и пелитовые частицы.

Данный конечноморенный комплекс является краевым образованием максимального оледенения, которое сопоставляется с днепровско-московским в европейской части России (среднерусский надгоризонт) и самаровско-газовским в Западной Сибири. Последние охватывают временной интервал второй половины среднего неоплейстоцена. Эти отложения коррелируются также с верхней сейсмоакустической пачкой нижнего сейсмогоризонта второго сейсмокомплекса региональной шкалы — САП-II-2-1 [134, 186]. Но так как раннеоплейстоценовое оледенение, размеры которого остаются проблематичными, также несомненно распространялось на значительные площади Баренцевоморского шельфа [38, 64, 90], возраст этих тиллов принимается ранне-среднеоплейстоценовым.

На Новой Земле среднечетвертичные ледниковые отложения сохранились на небольших участках днищ межгорных впадин и «сквозных долин» горного сооружения (в верховьях р. Моллера, в низовьях р. Многоруканная). Донные и конечные морены этого возраста залегают, как правило, на различных породах палеозоя и имеют небольшую мощность (1,5—4 м). Они представлены пачкой переслаивания мелко- и крупногалечных отложений. Галька окатанная и полуокатанная, различных размеров и состава: присутствуют диабазы, известняки, кварц, аржиллиты.

Среднее звено

Ледниковые отложения (gII). Среднечетвертичные отложения, идентифицируемые как донная и конечная морена максимального горно-покровного оледенения [179], отмечены на небольших участках горной части Новой Земли, где они перекрыты морскими кумжинскими отложениями (mI—III). Отмечается их связь с обработанными экзарацией поверхностями и склонами гор, развитыми до бровок поверхности выравнивания (800—900 м). Отложения мощностью 1,5—4,0 м представлены валунно-щебнисто-дресвянистым материалом (50—60 %) с суглинистым наполнителем серовато-желтого цвета.

Очевидно, что среднеоплейстоценовое оледенение, перекрывая практически весь Северный остров Новой Земли, по системе фиордов, продольных и дискордантных им поперечных желобов выходило далеко за пределы архипелага.

Среднее—верхнее звенья нерасчлененные

Морские отложения (mII—III). Кумжинская свита. Осадки средне-верхнеоплейстоценового возраста сформированы в эпоху борельных трансгрессий (стадии 9, 7, 5) и выделяются на Новой Земле под

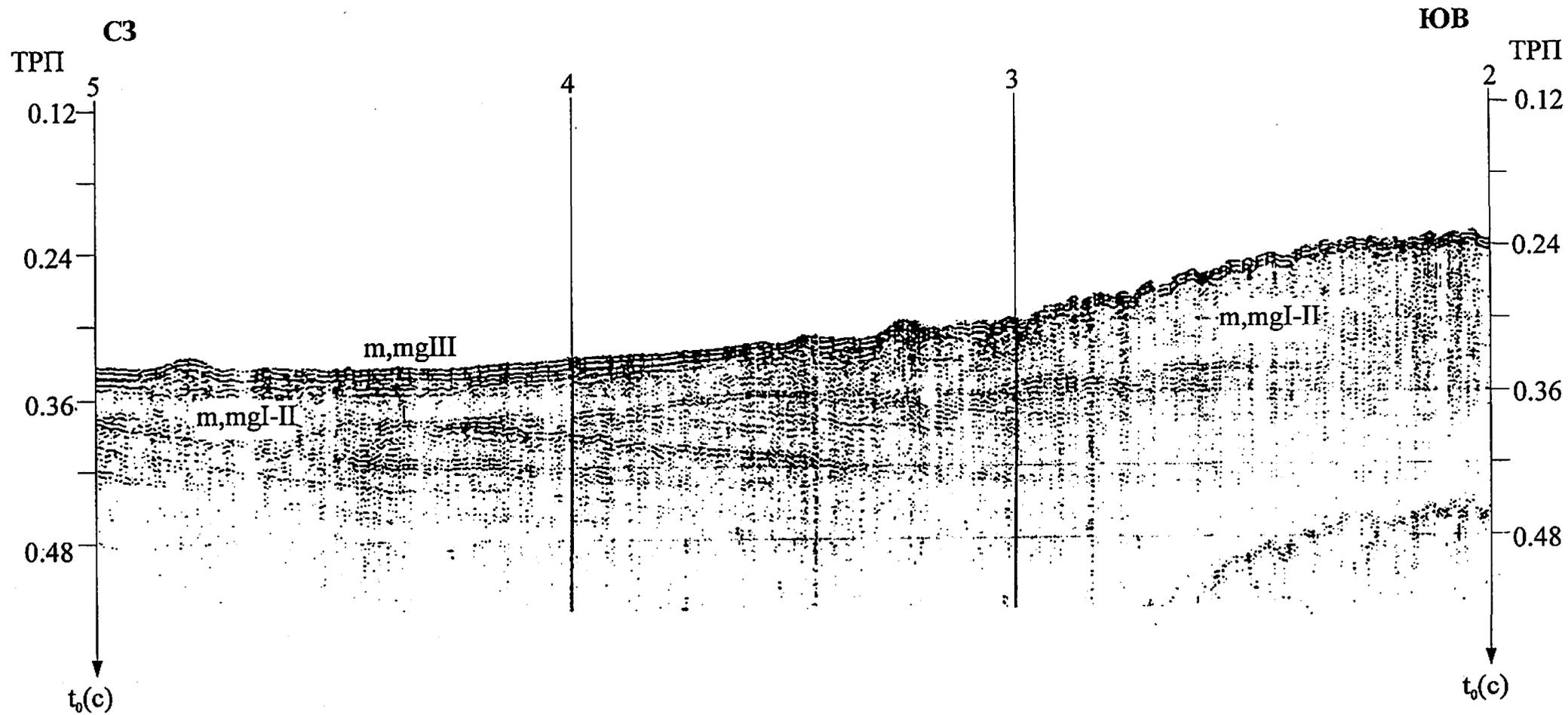


Рис. 6. Фрагмент сейсмоакустической записи по ПР 8820 (данные МАГЭ).

названием кумжинской свиты. На п-ове Адмиралтейства они сформированы в максимальную фазу трансгрессии и занимают участок площадью около 30 км² в интервале абс. отметок от +200 до +300 м. Кроме того, они фрагментарно развиты по бортам сквозных долин озер Ледниковое, Гольцовое, рек Крестовая, Мелкая и др. Встречаются они и в доколях более молодых террас ниже абс. отметок +200 м. Свита залегает, как правило, на отпрепарированных породах палеозоя либо ледниковых среднечетвертичных отложениях [179]. Кумжинские осадки перекрываются в горной части территории ледниковыми образованиями долгинской толщи зырянского времени, а на прибрежной равнине — морскими крестьяхинскими осадками каргинского времени.

Кумжинская свита сложена морскими литоральными и sublиторальными песками, глинами и галечниками суммарной мощностью от 1 до 9 м, редко до 22 м. В разрезе присутствуют желтовато-серые, синевато-серые суглинки и глины с валунами и галькой, иногда с прослоями песка (до 5 см) или толщи переслаивания глины и песка (мощность слоев 10—20 см) мощностью от 0,3 до 1,5—3,0 м. В них встречен мелководный комплекс фораминифер, характерный для ассоциаций sublиторали Новой Земли [179]. Комплекс имеет смешанный зоогеографический состав, содержит теплолюбивую (бореальную) и холодолюбивую фауну. В больших количествах содержатся виды: *Retroelphidium boreale* (Nuzhd.), *Protelphidium albumbilicatum* Weiss, *Elphidiella timida* Guld., что в сочетании с присутствием других теплолюбивых видов позволяет считать, что осадки формировались в аркто-бореальных водах с преимущественно положительными придонными температурами при глубинах бассейна около 100 м.

По данным ГГС масштаба 1 : 200 000 [179] осадки трансгрессивной фазы представлены литоральными песками в единичных обнажениях на абс. отметках от +280 до +300 м в районе зал. Норденшельда. На п-ове Адмиралтейства наблюдались разрезы, характеризующие верхнюю—среднюю литораль в максимальную фазу трансгрессии (абс. отметки более +200 м).

Наиболее низкий уровень кумжинского моря зафиксирован в районе губы Крестовая. Отложения представлены галечниками, валунно-галечным материалом с разнозернистыми песками, с многочисленной битой ракушей. В них обнаружен комплекс фораминифер хорошей сохранности: *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), *I. norcrossi* (Cushm.), *Islandiella helenae* Feil-Hans. et Buzas.

В осадках верхней sublиторали выделены палинокомплексы, характеризующие растительность типа южной тундровой. Доминируют пыльца кустарников и трав (*Salix*, *Betula nana*, *Ericacea*, *Dryas*, *Saxifraga*), а также споры зеленых мхов.

Возраст кумжинских отложений устанавливается на основании геолого-геоморфологических данных и сходства выделенных комплексов фауны и флоры с разрезами стратотипа кумжинской толщи Южного острова Новой Земли. А. С. Красножен с соавторами (1986) датирует эти отложения средне-позднечетвертичным временем и параллелизует их с тазовским, казанцевским горизонтами и частью зырянского (по Западно-Сибирской шкале). Нижний возрастной предел подтверждается датировкой уран-ториевым методом (146 000 ± 8000 лет) раковин *Mya truncata* на Южном острове на абс. отметках +200 м. По аналогии с соответствующими бореальными отложениями Енисея [40], датированными в интервалах от 120—230 до 320 тыс. лет, и морскими отло-

жениями высочайших террас п-ова Канин и Кулойского плато (120—140 и 200—230 тыс. лет), возраст кумжинской свиты предполагается в объеме 9-й, 7-й и 5-й изотопных стадий.

Верхнее звено

Верхнеоценовый ССК-II развит почти на всей площади шельфа за исключением зон донной абразии близ Новой Земли и на Адмиралтейской возвышенности, а также ряда структурно-денудационных останцов в Центральной впадине Баренцева моря и в Восточно-Новоземельском желобе Карского моря. Мощности ССК-II варьируют от первых метров на склонах орогена и валообразных внутришельфовых поднятий до 10—25 м во впадинах и прогибах, локально повышаясь до 40—50 м на участках ледниково-морской (конусы выноса) и ледниковой (краевые валы) аккумуляции. ССК-II обычно залегает согласно на подстилающих образованиях ССК-III при отметках от —210 до —250 м и выше, а на более мелководных участках слагающие его образования несогласно (по типу подошвенного прилегания) ложатся на ниже-среднеоценовые либо коренные породы, иногда опираясь на эрозионные врезы относительной глубиной до 20—30 м, причем последние наследуют положение палеодолин, выработанных в подошве четвертичного чехла. Отложения ССК-II на отметках до —120 м несогласно (а при больших глубинах — согласно) перекрываются верхнеоцено-голоценовыми или современными осадками, а на значительной площади они выведены на поверхность дна.

ССК-II объединяет в своем составе крайне разнородные в фациально-генетическом отношении осадки. Самые древние из них характеризуются ритмичнослоистой сейсмозаписью, представлены в литоральных морских фациях и коррелируются с верхней частью кумжинской свиты Новой Земли, микулинскими межледниковыми осадками Русской платформы и казанцевскими морскими отложениями Западной Сибири. Им соответствуют 60—65-метровые террасы Печорской низменности [29, 31, 50] и 55—60-метровые террасы п-ова Ямал [106, 113].

Данные отложения наблюдаются на сейсмоакустическом разрезе в пределах подводного склона Новоземельского кряжа. Пачка ритмичнослоистых осадков здесь перекрывается ледниковыми, ледниково-морскими осадками, формирующими гряды высотой до 10—15 м зырянского возраста. Характерна грубая, невыдержанная по латерали слоистость, что свидетельствует о высокой фациальной изменчивости отложений и аккумуляции их в условиях довольно высокой гидродинамической активности. Для этой толщи характерно уменьшение мощности на протяжении 10—12 км с 25—30 до 5—6 м и менее по направлению от палеоберега кумжинского моря, т. е. от источника сноса обломочного материала; возраст подтверждается тем, что данные осадки перекрыты рельефообразующими ледниковыми, ледниково-морскими отложениями, возраст которых не древнее позднеоценового. Последнее не вызывает сомнения из-за высокой степени сохранности слагаемых ими форм рельефа и положения по отношению к предполагаемым центрам оледенения.

В то же время пока не существует данных бурения, позволяющих отнести ритмичнослоистые толщи в основании ССК-II к среднему—позднему неоплейстоцену, т. е. ко всему объему кумжинской свиты. Поэтому возраст слагающих их осадков предполагается лишь в объеме 5-й кислородной стадии, т. е. первого позднеоценового межледниковья. Это полностью соответствует нижней сейсмочапке верхнего горизонта вто-

рого сейсмокомплекса (САП-II-1-3) Баренцево-Карской региональной шкалы [32, 186].

При картировании, однако, ритмичнослоистые морские отложения низов верхнего плейстоцена объединены с перекрывающими ледово-морскими осадками ранне-средневалдайского (на Русской платформе) и зырянско-каргинского (на Западно-Сибирской плите) интервала в единый горизонт нерасчлененных морских и ледово-морских образований (п, пгIII). Сделано это по двум причинам: во-первых, бореальные (казанцевские, микулинские) отложения нигде на шельфе не являются рельефообразующими и практически не выходят на поверхность дна; во-вторых, на подавляющей части сейсмоакустических профилей пунктирнослоистая сеймопачка ССК-II не отделяется от подстилающей ритмичнослоистой из-за недостаточной разрешающей способности низкочастотного канала НСП.

О довольно широком площадном распространении маломощных (менее 1 м) осадков, коррелятных отложениям кумжинской толщи, свидетельствуют результаты донного опробования. На станции 24 (профиль 22; листы S-39, 40) в районе Крестового поднятия нижняя часть 2-метровой колонки формировалась под влиянием атлантического течения, о чем свидетельствуют планктонные формы фораминифер (определения Н. И. Дружининой): *Neogloboquadrina pachyderma* и *N. bulloides*, а также океанический вид *Cassidulina laevigata*. Максимальное влияние теплового течения имело место во время формирования верхней части разреза. Контакт с подстилающими отложениями донным опробованием не установлен, но, судя по сейсмоакустической записи, ими являются образования ССК-III. Характеризуемый горизонт перекрывается слоем осадков с обедненным комплексом песчаных и известковых видов фораминифер, характеризующих весьма неблагоприятные условия обитания, т. е. вероятно, обстановку ледниково-морской аккумуляции в валдайское время. Венчают разрез осадки, содержащие комплекс с агглютинирующими доминантами, характерными для голоцена. Такой разрез полностью соответствует колонкам, вскрывшим бореальные отложения и описанным Н. И. Дружининой, Е. Е. Мусатовым (1992) на Центральной баренцевоморской возвышенности, В. Я. Слободным, С. В. Тамановой (1972) и Л. В. Поляком (1984) в Карском море. На побережьях архипелага выше кумжинской свиты по разрезу фрагментарно развиты морские верхнеплейстоценовые образования крестьяхинской толщи.

Ледниковые отложения (gIII₂) развиты на значительной площади и локализуются на положительных морфоструктурах — Адмиралтейской возвышенности, западном и восточном подводных склонах Новоземельского орогена, формируя холмисто-западный мезорельеф [64, 74, 98].

Зырянские ледниковые отложения обычно формируют конечно-моренные гряды относительной высотой до 25—30 м и хорошо распознаются на сейсмоакустических разрезах динамически интенсивной, как правило, нерегулярной записью осей синфазности в виде хаотически расположенных коротких отражающих площадок, что объясняется неоднородностью литологического состава, высокой латеральной изменчивостью и дискретностью распространения. Тело морены имеет хорошую выраженность в рельефе, отчетливые вертикальные и латеральные границы и залегает на подстилающих отложениях со стратиграфическим несогласием, образуя локальные раздувы мощностей. Мезорельеф кровли морены отличается высокой расчлененностью по сравнению с близлежащими участками шельфа.

Ледниковые отложения представлены, по данным пробоотбора, переплотненными (1,9—2,1 г/см³) песчано-алеврито-глинистыми миктитами с примесью плохоокатанного грубообломочного материала, влажность составляет от 20 до 35 %. Для тиллов характерны серые и темно-серые цвета; доля неокатанных обломков (щебня и дресвы) терригенных, карбонатных, изверженных и метаморфических пород Новоземельской области сноса достигает 90—100 %. Литологический состав (%): песок — от 1 до 15 (иногда 20—25), алеврит — 30—45 (в отдельных случаях до 50), пелит — 40—60. Содержание донного каменного материала достигает 5—10 % от общего объема породы. Осадки являются «немыми» в стратиграфическом отношении либо содержат явно переотложенные бедные количественно и в видовом отношении ассоциации фораминифер, где четвертичные виды смешаны с юрскими и раннемеловыми [32, 186]. Макрофауна практически отсутствует.

Возраст гляциальных образований валдайского оледенения уверенно определяется их хорошей выраженностью в современном рельефе и по положению в разрезе: на глубинах свыше 140—150 м они фациально замещаются ледово-морскими осадками холодного валдайского интервала. Характерная пилообразная запись на эхogramмах сближает мезорельеф конечно-моренных гряд на шельфе с таковым на суше, заведомо подвергавшейся вюрмскому (вислинскому) оледенению, например, Фенноскандии или Валдайской возвышенности. ССП-II-2 листов S-38—40 по своему стратиграфическому диапазону полностью соответствует САП-II-1-2 Баренцево-Карской региональной шкалы [71, 134].

Геолого-съёмочные работы позволили установить два ареала развития конечно-моренных комплексов последнего оледенения. Первый из них охватывает подводные склоны Новоземельского орогена, где поверхность моренных гряд к югу от 74° с. ш. характеризуется (по результатам донного фотографирования и донного опробования) широким развитием валунно-галечно-гравийной отмостки, образовавшейся во время послесартанской трансгрессии при прохождении над грядами зоны активного волнового воздействия. В результате этого процесса, с одной стороны, образовался «бронирующий» чехол перлювия, предохраняющий морену от более интенсивного размыва [2, 64]. С другой стороны, в результате селективного выноса и аккумуляции в западинах песчано-алеврито-пелитового материала произошла некоторая нивелировка мезорельефа и формирование мозаичного прерывистого, обусловленного размещением котловин на моренах, чехла палимпсестовых отложений невыдержанной мощности. Высокой сохранности моренных форм способствовал высокий темп послеледниковой трансгрессии, приведший к консервации субазального холмисто-грядового мезорельефа на глубинах 30—140 м. Кроме того, быстрый подъем уровня моря препятствовал завершению выработки профилей равновесия подводного склона. К северу от 74° с. ш. на подводных склонах Новой Земли и в обрамляющих Восточно-Новоземельском и Западно-Новоземельском желобах доминируют процессы активной нивелировки мезорельефа современными осадками неволновой аккумуляции («нефелоидами»), обусловленной выносом алевро-пелитового материала из ледников. Содержание мути (нефелоидов) в кутовых частях губ достигает здесь 100—300 мг/л [4].

Второй конечно-моренный комплекс установлен в пределах Адмиралтейского и Крестового поднятий, где закартированы относительно маломощные (до 10—20 м) моренные гряды, спускающиеся от северной границы листов в юго-западном направлении к широкой долине выводного шельфа

фового ледника на границе с Крестовым поднятием. Мезорельеф характеризуется меньшей расчлененностью, но присутствуют мелкохолмистые формы с крутыми склонами (до первых градусов) на участках поперечником до 1—5 км, разделенные пониженными и выровненными участками, сложенными предположительно ледниковыми отложениями (рис. 7).

Ложбину ледникового стока, пересекающую Адмиралтейскую возвышенность с юго-востока на северо-запад, замыкает фронтальная морена, за которой находится поле ледниково-морских осадков. Выводной ледник, так же как и стadiaльные морены на подводном склоне Новоземельского орогена, связаны с Новоземельским центром оледенения. Стадияльные моренные гряды ориентированы вдоль изобат и формируют крупные массивы длиной от 10 до 75 км, шириной 3—15 км; как правило, они имеют несколько более крутые проксимальные склоны (3—5° и более).

Дистальные склоны моренных гряд более пологие, часто представляют собой место фациального перехода к ледниково-морским осадкам.

Анализ полученной геолого-геоморфологической информации о верхнечетвертичных ледниковых отложениях, с учетом данных о характере современного оледенения, позволяет сделать вывод о структурно-тектонической обусловленности локализации аккумулятивных ледниковых форм — фронтальных (конечной и стadiaльной) морен на положительных морфоструктурах. С ослабленными зонами тектонических нарушений, ориентированными в северо-западном направлении, связаны денудационные ледниковые формы, такие как широкая экзарационная височая долина выводного ледника (севернее 75° с. ш.), разделяющая Крестовое и Адмиралтейское поднятия. Западно-Новоземельский желоб также несет определенные следы экзарации на склонах, напоминающих плечи трога.

По результатам ГСШ можно полагать, что в зырянское время на Крестовом и Адмиралтейском поднятиях существовали шельфовые ледники. На Северном острове архипелага Новая Земля развивалось сетчатое и, возможно, покровное оледенение, переходящее к западу в ледник подножия (типа маляспин), который в свою очередь, видимо, имел контакт с ледником на Адмиралтейской возвышенности через Западно-Новоземельский желоб, где край шельфового ледника располагался на плаву. Характерно, что конечно-моренные гряды на баренцевоморском склоне Новой Земли зафиксированы лишь до широт Малых Кармакул, т. е. до южного края низкогорной области архипелага. Возраст их может быть зырянским, но никак не сартанским, так как последнее оледенение уступало по размерам современному как на Новоземельском [53], так и на Североземельском [13] архипелагах. Уже на п-ове Гусиная Земля и на структурно-денудационной равнине к юго-востоку последнее оледенение отсутствовало, что подтверждается радиоуглеродными датировками торфа озерно-болотных отложений абросимовской свиты [53], охватывающими почти весь возрастной диапазон сартанского времени. Наши радиоуглеродные датировки (9920 ± 160 лет, ЛУ-2006 и др.) прослоев торфа из разрезов 18—20-метровых террас Северного Гусиного мыса свидетельствуют о безледных условиях уже в начале голоцена.

В пределах островов Новой Земли выделяется так называемая долгинская толща ($Q_{III dl}$), слагающая комплекс ледниковых аккумулятивных форм (донных, краевых морен). Эти отложения выстилают днища долин р. Русанова, верховий рек Мелкая, Промысловая, Безымянная и др., но имеют фрагментарное распространение, так как, по мнению А. С. Красножен, были размывы водами крестьяхинской трансгрессии. Представлена толща

ледниковыми и водно-ледниковыми валунными суглинками, песками и глинистыми песками с щебнем и дресвой. Мощность 4—20 м.

Ледниково-морские отложения ($gm_{III 2}$) зырянского времени выделяются на Баренцевоморском шельфе впервые. Они (ССП-II-1) представлены уникальными геологическими телами мощностью от 5—10 до 30—45 м и формируют в западной части листа S-38 в пределах Центральной впадины своеобразную сейсмпрозрачную толщу с отсутствием каких-либо внутренних рефлекторов, которая развита на огромном участке шельфа площадью свыше 5500 км² при глубинах 210—330 м.

Толща несогласно и с глубоким размывом лежит своей подавляющей частью на коренных породах нижнего мела, причём формирует не обычные для бассейновых фаций формы заполнения, а выгладит скорее «насыпанной» в современном рельефе с обратными углами склонов на контактах выклинивания. Точно такие же сейсмпрозрачные геологические тела небольших размеров установлены между 48 и 50° в. д., к юго-западу от замыкания Адмиралтейского мегавала, где они образуют в интервале глубин 210—250 м ландшафт островных столовоостанцовых возвышенностей, превышающих на 5—15 м, иногда более (до 35 м) поверхность абразионно-аккумулятивной равнины (рис. 8). Площадь их колеблется от 10—40 до 250 км², суммарная — около 1200 км². Склоны, ограничивающие возвышенности, крутые (до первых градусов), бровки и тыловые швы четкие, поверхность слабо расчленена.

Ранее в литературе высказывались различные точки зрения на генезис и возраст сейсмпрозрачной «караваеобразной» толщи в Центральной впадине. А. В. Старовойтов и др. (1987) предположили, что она может быть реликтами древних аллювиально-морских образований позднелипленового возраста, когда речная палеосеть распространялась с Русской платформы и Печорской плиты далеко в пределы шельфа [56, 62, 64]. Е. Е. Мусатов (1989) полагал, что данная толща накопилась в эпоху дегляциации максимального (ранне- либо среднеплейстоценового, возможно — рисского по альпийской шкале и заале — по средневропейской шкале) оледенения, когда отступающие ледники при таянии поставляли огромное количество мелкообломочного материала в практически единственный водный бассейн, сохранявшийся во внутренней части Баренцевоморского шельфа. Н. И. Степанов [164], проводивший съемку четвертичных отложений Приновоземельского шельфа, выдвинул гипотезу о криогенно-эоловом происхождении акустически прозрачных останцов у южного подножия Адмиралтейской возвышенности, сопоставив их с лессово-ледовыми отложениями едомной толщи, имеющей широчайшее развитие на островах и материковой суше Восточной Арктики от Новосибирских островов и устья р. Яна до устья р. Амгуэма на Чукотке. При этом Н. И. Степанов датировал сейсмпрозрачные толщи концом позднего неоплейстоцена (сартанским криохроном), когда в обстановке устойчивого антициклона, дефицита влаги и чрезвычайно низких температур широко проявились процессы дефляции, приведшие к образованию мощных толщ, сходных с таковыми на Арктическом побережье Аляски [125, 134]. Все эти точки зрения имели право на существование, ибо прозрачная волновая картина на сейсмограммах может соответствовать весьма различным типам нелитифицированных осадков — от однородных тонкозернистых до несортированных грубообломочных, а залегание данной толщи на мезозойских породах допускало любые предположения насчет их возраста.

После проведения ГСШ листов S-38—40 можно констатировать, что ближе всех к истине подошел Н. И. Степанов [164]. Детальные сей-

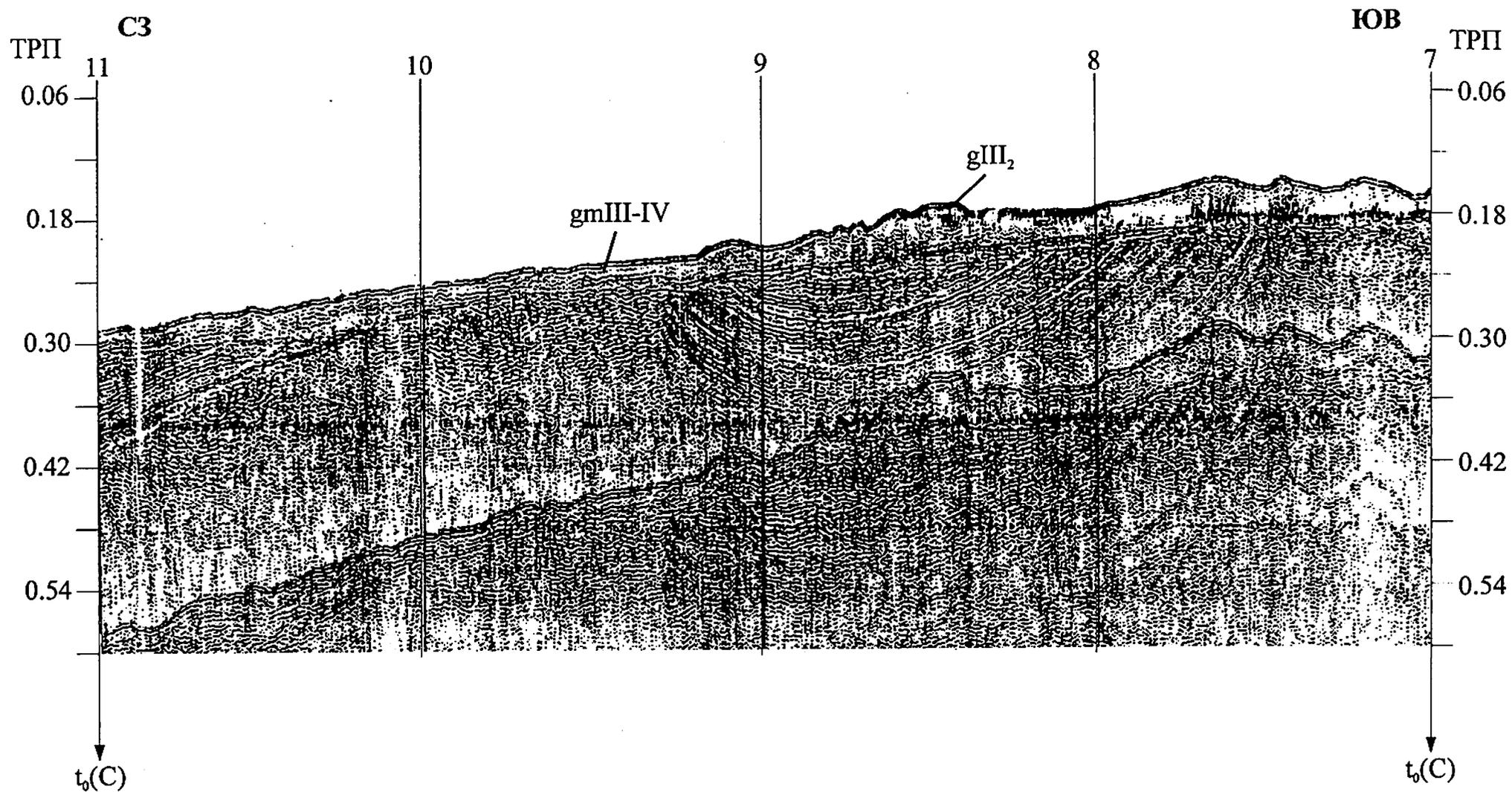


Рис. 7. Фрагмент сейсмоакустической записи по ПР 8818 (данные МАГЭ).

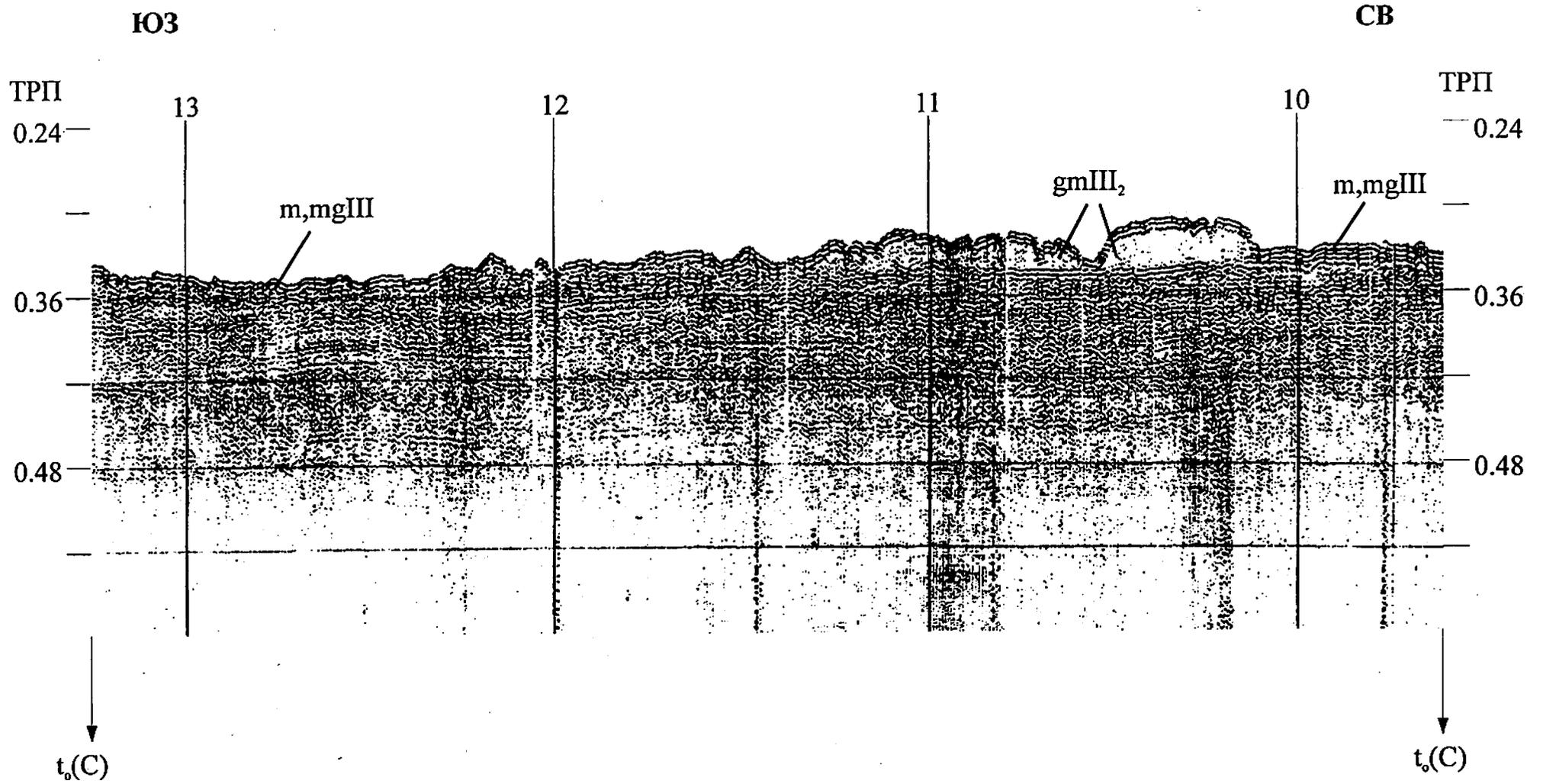


Рис. 8. Фрагмент сейсмоакустической записи по ПР 8768 (данные МАГЭ).

смоакустические работы позволили в одиночных случаях выявить налегание не только огромной по мощности и размерам сейсмопрозрачной толщи Центральной впадины (в ее краевых частях), но и отдельных останцов вблизи Адмиралтейской возвышенности (рис. 9) на палеонтологически охарактеризованные морские, ледово-морские осадки нижнего—среднего неоплейстоцена. Из этого следует молодой возраст этих образований, причем он не может быть голоценовым, так как при ничтожных темпах современной седиментации, не превышающих 2—3 см/тыс. лет [129] в удаленных от источников сноса внутренних частях Центральной впадины, невозможно представить образование там в голоцене осадочных тел мощностью во многие десятки метров. При размерах сартанского оледенения, уступающих современному, формирование таких ледниково-морских толщ в эпоху последнего оледенения также исключено. Поэтому возраст их скорее всего является зырянским.

В то же время для картирования этих толщ как криогенно-эоловых, на наш взгляд, пока нет достаточных оснований прежде всего потому, что интервал глубин их распространения (от —210 до —370 м) не соотносится со всеми допустимыми оценками величины предголоценовой регрессии (от —120 до —140 м), а если представить осушение этих площадей в сартанское время и последующее их погружение, то амплитуды голоценовых опусканий (до сотен метров) в этом сейсмически и тектонически спокойном районе выглядят совершенно фантастически. Кроме того, абсолютно непонятным становится отсутствие подобных отложений на участках мелководья, заведомо не подвергавшихся последнему оледенению, и на Южном острове, где в эту эпоху формировался перигляциальный комплекс абросимовской свиты, включающий в том числе и криогенные (делювиально-солифлюкционные) осадки, но никак не эоловые.

Поэтому наиболее вероятным представляется ледниково-морской генезис рассматриваемых толщ, которые накапливались не в максимум оледенения, а в начале дегляциации. При быстром темпе трансгрессии покровные ледники на Северном острове архипелага Новая Земля, Адмиралтейском и Крестовом поднятиях, видимо, оказывались на плаву, вследствие чего в условиях прогрессирующего потепления климата происходили катастрофические явления, описанные в литературе как сдвиг ледниковых щитов [17, 26] на их контакте с морским бассейном. При экстремально быстром (в геологическом смысле — одномоментном) их распаде и таянии в бассейн поступало гигантское количество осадочного материала типа «ледникового молока» [126]. Тогда понятным становится факт налегания сейсмопрозрачных толщ почти исключительно на коренные породы, так как потоки талых ледниковых вод, называемых в англоязычной литературе характерным термином «outwash», при высокой энергии рельефа на крутых склонах Новоземельского орогена, вала Адмиралтейства и Центральной впадины неминуемо должны были эродировать сохранившийся там маломощный рыхлый чехол. Этим же объясняются и спорадический характер распространения останцов этой толщи, и специфические углы ее склонов, так как талые воды прорезали многочисленные каналы в ее теле, которые затем подвергались дальнейшей интенсивной эрозии. И, наконец, отсюда же вытекает объяснение факта нахождения ледниково-морских толщ именно на максимальных глубинах бассейна близ подножий крутых склонов, где и была сосредоточена лавинная [60] гляциально-морская седиментация. Таким образом, геологически мгновенно формировались специфические конусы выноса тонкого обломочного материала, слившиеся воедино в Центральной впадине.

Литологический состав вскрытых донным опробованием сейсмопрозрачных толщ свидетельствует об их гляциально-морском происхождении. Они представлены микритами, пелитами алевроитовыми, алевроитами пелитовыми с примесью мелкозернистого песка различной консистенции (до тугопластичной) серого либо темно-серого цвета. Соотношение классов крупности характеризуется следующим образом: 0,25—0,05 мм — от 10—15 до 30—35 %; 0,05—0,005 мм — от 25 до 40 %; менее 0,005 мм — от 15 до 40 %, иногда до 5—70 %. Крупнозернистый песок содержится в очень незначительном количестве (не более первых процентов). Гравийно-галечный материал представлен обломками пород различной окатанности, что характерно для талых ледниковых вод. Бедные ассоциации фораминифер и остракод (заключение Н. И. Дружининой) указывают на обстановку морского приледникового бассейна.

В скважинах, пройденных по этим толщам, вскрыты пелитовые алевроиты, алевроитовые пелиты с примесью песка, с многочисленными щебнем, дресвой, галькой, с гнездами ожелезнения и мелкими сидеритовыми конкрециями. В нижней части толщи встречаются прослои песков с косою слоистостью [25].

Аллювиально-морские отложения (amIII₁) выделяются в пределах островной суши в приустьевых частях губ и заливов. Они представлены песчано-глинистыми и песчано-галечными образованиями мощностью 4—5 м.

Морские отложения (mIII). Крестьяхинская свита. По данным ГС [179], крестьяхинские отложения наиболее распространены на Баренцевоморском побережье Новой Земли от залива Норденшельда до мыса Сухой Нос. Они слагают фрагментарно развитый чехол (мощностью от 2—6 до 16 м) морской террасированной равнины на абс. отметках от +60 до +200 м, а также участвуют в строении доколей низких (2—40 м) голоценовых террас. В вещественном составе преобладают алевроиты, пелиты и пески, реже галечники. Крестьяхинские осадки согласно, а местами с размывом, залегают на кумжинских регрессивных осадках либо ложатся на коренные породы. Верхний контакт свиты характеризуется постепенным переходом к абросимовским озерно-болотным осадкам конца неоплейстоцена [179]. По заключению О. Ф. Барановской, отличительными чертами крестьяхинского комплекса фораминифер являются большая, по сравнению с кумжинскими отложениями, холодноводность и присутствие в значительных количествах характерных видов арктического мелководья — *Elphidiella arctica* (Park et Iones) и *E. groenlandica* (Cushm.). Крестьяхинские комплексы свидетельствуют также о меньшей солености палеобассейна.

Радиоуглеродным методом датирована древесина (зал. Басова) из отложений, лежащих на абс. отметках +120 м и охарактеризованных комплексом моллюсков и фораминифер как крестьяхинские (38620 ± 1220 лет), что дает возможность соотносить ее возраст со средневалдайским (молодо-шекснинским, ленинградским) временем на Русской платформе и каргинским на Западно-Сибирской плите. Крестьяхинской свите соответствуют осадки 35—40-метровых морских террас Печорской плиты [29, 30, 113] и 20—40-метровых террас п-ова Ямал [106]. Значительно превосходящие их отметки крестьяхинских террас свидетельствуют о гораздо большей современной тектонической активности Новой Земли по сравнению с побережьями материка.

Положение в разрезе на акватории между кумжинскими средне-верхне-неоплейстоценовыми морскими осадками, на которых они лежат согласно

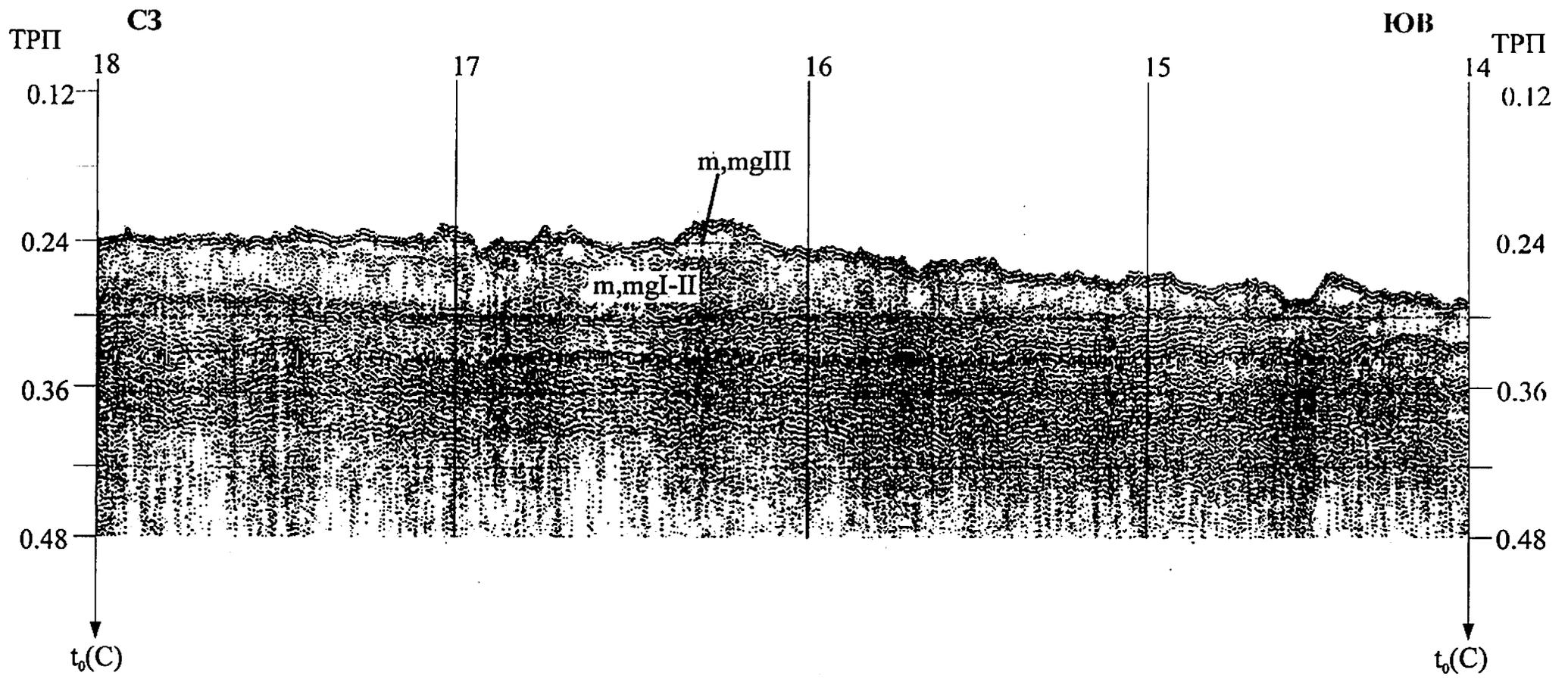


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустической записи по ПР 8834 (данные МАГЭ).

(что в свою очередь позволяет предположить стабильное существование морского бассейна на территории листа с конца среднего неоплейстоцена с тенденцией к его постепенной изоляции и опреснению в результате становления поздневалдайского оледенения), и перекрывающими их ледниково-морскими поздненеоплейстоценовыми осадками, а также малая мощность (вероятно, не более первых метров) не позволяют выделить аналоги крестьянских отложений в пределах акватории. Площадное распространение их, вероятно, невелико и имеет фрагментарный характер в результате широко проявившихся денудационных процессов (эрозионного, экзарационного и им сопутствующих) на субэаральном этапе развития в ходе сарганской регрессии.

Морские, ледово-морские отложения (m, mgIII). Донным опробованием на шельфе при глубинах моря 150—200 м под слоем современных осадков в ряде случаев (ст. 23, 25 на ПР 18, ст. 24 на ПР 22, листы S-39, 40) вскрыты осадки, в которых доминируют фораминиферы *Retroelphidium clavatum* Cushman, *Cassidulina reniforme* Nørg., *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob, что, по заключению О. Ф. Барановской, позволяет параллелизовать их с ниже-средневалдайскими морскими отложениями. Они, как и боральные осадки, закартированы на шельфе в виде нерасчлененной верхнеоплейстоценовой толщи морских и ледово-морских отложений.

В целом можно сделать вывод об относительно незначительном распространении в пределах изученной акватории кумжинских и крестьянских морских осадков; видимо, это явилось следствием как специфики литодинамических процессов в соответствующих палеобассейнах (удаленность от источников обломочного материала, т. е. Новоземельского орена), так и интенсивных последующих денудационных процессов, в значительной степени эродировавших и переотложивших эти осадки на субэаральной стадии развития в сарганскую эпоху.

Морские, ледово-морские отложения ССП-II-3 как картируемая единица на шельфе объединяет и морские осадки — аналоги верхней части кумжинской толщи, и несомненно ледово-морские образования холодного валдайского (зырянско-сарганского) времени, причем последние могут включать в себя и прослой морских осадков «безледного» валдая — аналог крестьянских толщ (каргинского времени). Такой достаточно сложный фациальный состав данного геологического тела отражен в различных типах волновой картины на сейсмограммах с закономерно либо, напротив, хаотически ориентированными короткими осями синфазности. Верхняя часть ССП-II-3 с крапчатым типом записи накапливалась, параллельно с образованием ледников на суше, в ледовитом относительно мелководном палеобассейне времени последнего оледенения (поздневалдайского или осташковского на европейской части России и сарганского в Западной Сибири) и прослеживается лишь свыше современных глубин 120—140 м, что полностью совпадает с оценками [127] величины предголоценовой регрессии. В этих геологических телах донным проботбором вскрыты осадки, характеризующиеся обедненными в видовом и количественном отношении комплексами фораминифер [32], где в наибольших количествах отмечены *Reophax scorpinus* Monf., *Ammotium cassis* (Parker); встречаются *Retroelphidium orbiculare* Bradi, *Protelphidium albibilicatum*, *Islandiella ex gr. teretis* R. et Tar. (заключение Н. Н. Дружининой). Они характеризуют крайне неблагоприятные условия обитания микрофауны. На мелководье верхнеоплейстоцен-голоценовые образования времени дегляциации с разрывом перекрывают эродированную кровлю

ССП-II-1. В целом слагающие ее осадки соответствуют сейсмоакустическим пачкам САП-II-1-3, 2 региональной сейсмостратиграфической шкалы верхнего кайнозоя [61, 134, 186].

Морские, ледово-морские образования (ССП-II-1) по результатам донного опробования представлены алевролитами пелитовыми, пелитами алевроитовыми либо миктитами с примесью песка, гравия, дресвы, гальки, щебня, т. е. материала ледового разноса в количестве 1—4 %. Осадки характеризуются высокой изменчивостью гранулометрического состава по laterали: во впадинах, прогибах и на шельфовых равнинах содержания (%): песка — 2—6, алевроита — 16—25, пелита — 66—81; влажность при этом варьирует от 46 до 68 %.

В то же время на близрасположенных внутришельфовых поднятиях состав осадков несколько иной (%): песка — 7—10, алевроита — 30—43 и до 66, пелита — 24—49 и до 58—67; влажность снижается до 28—36 %. Цвет осадков обычно серый либо темно-серый с различными оттенками, консистенция — мягкопластичная.

Такие вариации гранулометрического состава морских осадков, видимо, объясняются прежде всего их палимпсестовым характером, образованием за счет абразии и переотложения более древних осадков и криогенных процессов.

В пределах древней аккумулятивно-абразионной поверхности, сформировавшейся между уровнями временной стабилизации на глубинах —210 и —250 м (рис. 9), морские, ледово-морские отложения верхнего неоплейстоцена с размывом лежат на ледово-морских ниже-среднеоплейстоценовых осадках. На более низких батиметрических уровнях характеризуются осадки нивелируют холмисто-западинный рельеф кровли ССК-III (рис. 6). Мощность ССП-II-2 в западинах достигает 10—15 м, уменьшаясь в привершинной части холмов до первых метров.

Флювиогляциальные отложения (fIII) на архипелаге слагают зандровые конусы и наклонные равнины, расположенные перед внешним краем современных морен. Они представлены песками, гравийно-галечным материалом, галечниками с валунами и прослоями супеси и суглинка мощностью 1—5 м.

Аллювиальные отложения (aIII), относимые к верхнему звену неоплейстоцена, распространены в среднем течении р. Байдарка на восточном склоне Новой Земли. Представлены галечниками и песками с гравием. Мощность их не превышает 4—5 м.

Верхнее—современное звено нерасчлененные

Ледниково-морские отложения (gmIII—IV). Геологические тела, закартированные как переходный слой верхнеоплейстоцен-голоценовых осадков (рис. 10), характеризуются субгоризонтальной, параллельной системой слоистости в подошве самого верхнего в разрезе осадочного чехла ССК-I (ССП-I-2). Из практики геологического проботбора [32, 73, 87, 124] известно, что на глубинах свыше 120 м в Баренцевом и Карском морях развит переходный слой неоплейстоцен-голоценовых осадков, представленных «пестрыми» глинами (пелитами алевроитовыми) или миктитами с рассеянным гравием и с градационной турбидитоподобной слоистостью, обусловленной порционным поступлением кластического материала в осадки при таянии ледников на осушенных мелководьях. При потеплении климата, морской трансгрессии и таянии ледников в конце неоплейстоцена—начале голоцена на дне в интервале широкого спектра

глубин (от —40 до —350 м) сформировался достаточно мощный для выделения на сейсмограммах плащ бассейновых осадков, образованных при влиянии талых ледниковых вод. Это дало возможность Н. И. Степанову [164] закартировать такие отложения как флювиогляциальный аналог абросимовской свиты, развитой на архипелаге. Но так как отложены они все-таки в морской среде, то мы выделяем их в качестве пачки ледниково-морских осадков (ССП-I-2) времени завершающей стадии дегляциации и начала фландрской морской трансгрессии, когда в начале голоцена повышение уровня моря происходило очень высокими темпами — до 1—2 м/100 лет [127].

Важными обстоятельствами, обусловившими характер аккумуляции и сохранность перигляциального комплекса от последующей абразии, явились относительная изолированность приледникового бассейна, асинхронный характер дегляциации и высокий темп фландрской трансгрессии.

Волновая картина на сейсмоакустических разрезах (рис. 10) имеет пунктирнослоистый либо параллельнослоистый рисунок, иногда чередующийся с прозрачным, похожим на голоценовые осадки, но отличающимся от последнего тем, что осадки абросимовской толщи нивелируют неровности субстрата, а не облакают, что характерно для голоценовых морских нефелоидов.

Осадки характеризуемой толщи, вскрытые донным опробованием, представлены серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми и серовато-коричневыми пластичными, тугопластичными разностями. Они содержат (%): гальку и гравий — от 1—13 до 35—50, песок — от 1—7 до 35—60, алеврит — 18—49, пелит — 8—30, иногда до 50—76. Влажность составляет 20—41 %. Высокая изменчивость литологического состава в разрезе и по латерали объясняется сложным гидродинамическим режимом перигляциальной шельфовой зоны и асинхронностью их верхней возрастной границы, обусловленной последовательностью дегляциации в направлении с запада на восток.

Высокая энергия рельефа, обусловленная разностью высотных отметок Новоземельского орогена и Западно-Новоземельского желоба, позволила сформировать в пределах последнего обширный относительно маломощный (не более 5—12 м) наклонный шлейф ледниково-морских осадков. Западная граница распространения этого комплекса выражена очень четко, будучи ограничена естественным «барьером» — северо-западным бортом Западно-Новоземельского желоба. Осадки абросимовской толщи на берегу и акватории, в том числе в бухтах, перекрыты морскими голоценовыми осадками, датировка которых по результатам донного опробования и НСАП не вызывает сомнений.

Микрофаунистический анализ по результатам донного опробования в точках на ПР 23 ст. 30 и ПР 26 ст. 33; ПР 62 ст. 5 датирует ледниково-морские осадки началом послесартанской трансгрессии при отсутствии переотложенных мезозойских и океанических форм (заключение Н. И. Дружининой).

В ряде современных бухт Новой Земли (залив Норденшельда и др.), являющихся ловушками терригенного материала при наличии структурных порогов на дне и близости к источникам сноса, накопились гигантские толщи ледниково-морских верхнеплейстоцен-голоценовых осадков [4, 33], достигающие в отдельных депоцентрах седиментации 150 м.

В составе современного звена выделены морские, ледниковые, ледниково-морские, водно-ледниковые, аллювиально-морские, пролювиальные, озерно-болотные, озерно-ледниковые и аллювиальные отложения.

Морские отложения (mIV). Среди современных морских отложений обособляются осадки, сформированные в условиях низкой и высокой гидродинамической активности, причем последние характеризуют исключительно ряд прибрежных участков.

Картирование этих отложений выполнено по результатам интерпретации сейсмоакустических лент (ССП-I-1), если мощность осадков превышала 4—5 м, то есть разрешающую способность метода, и по материалам донного опробования. Применявшимися средствами донного пробоотбора морские голоценовые отложения вскрыты на глубину до 5 м. Подошва отложений устанавливается по резкой смене вещественного состава и физических свойств. На тех участках, где подстилающие отложения не были вскрыты, положение подошвы голоценовых осадков устанавливается экстраполяцией данных. Голоценовые осадки на Приновоземельском шельфе вскрыты на подавляющей части станций. Мощность их варьирует от 0,1—0,2 м на поднятиях до 5—10 м и более в отрицательных формах рельефа. Их вещественный состав, мощность, характер залегаания определяются морфоструктурным планом, спецификой последледниковой трансгрессии, составом субстрата, а также, в некоторых случаях, наличием современного покровного оледенения на Новой Земле.

В днище Западно-Новоземельского желоба осадки водонасыщены, влажность в среднем составляет 80 %, плотность 1,5—1,7 г/см³. Пелит обогащен гидротроилитом в виде вкраплений, реже стяжений и прослоев. Цвет в верхней части разреза (0,05—0,1 м) зеленовато-серый, ниже — серый, темно-серый, иногда с коричневатым оттенком. В ряде случаев вскрыты пелиты голубовато-серого цвета. Примесь грубообломочного материала незначительна (<1 %).

Мощность характеризуемых осадков на Адмиралтейской возвышенности и далее на запад в пределах Центральной впадины незначительна — от 0,1 до 1,0 м, увеличиваясь до 3 м в понижениях микрорельефа. Образовались они за счет размыва и переотложения дочетвертичных и чет-вертичных отложений различного вещественного состава. Поэтому голоценовые осадки этого района характеризуются различным составом: от пелитов алевритовых до песков алевритовых и миктитов. Примесь грубообломочного материала составляет 1—2 %. Цвет — зеленовато-серый, реже буровато-серый; наблюдаются включения гидротроилита. В некоторых случаях фракционный состав голоценовых осадков идентичен составу подстилающих и отличается только меньшей плотностью и большей влажностью.

Помимо процесса образования голоценовых отложений за счет размыва субстрата (эдафогенные и палимпсестовые голоценовые осадки) в бухтах, являющихся седиментационными ловушками, в результате абразии и селективного выноса алевро-пелитового и песчаного материала моря, а также разгрузки водно-ледниковых потоков и аллювиального выноса в голоцене сформировался слой осадков мощностью до первых десятков метров; в частности, в бухте Норденшельда он составляет 30 м [4]. Содержание взвеси при этом достигало 300 мг/л на севере (бухта Норденшельда), до 14 мг/л — южнее (бухта Северная Сульменова).

В открытом море на расстоянии нескольких километров от берега концентрация взвеси падает до 5 мг/л. Небольшая часть взвешенного

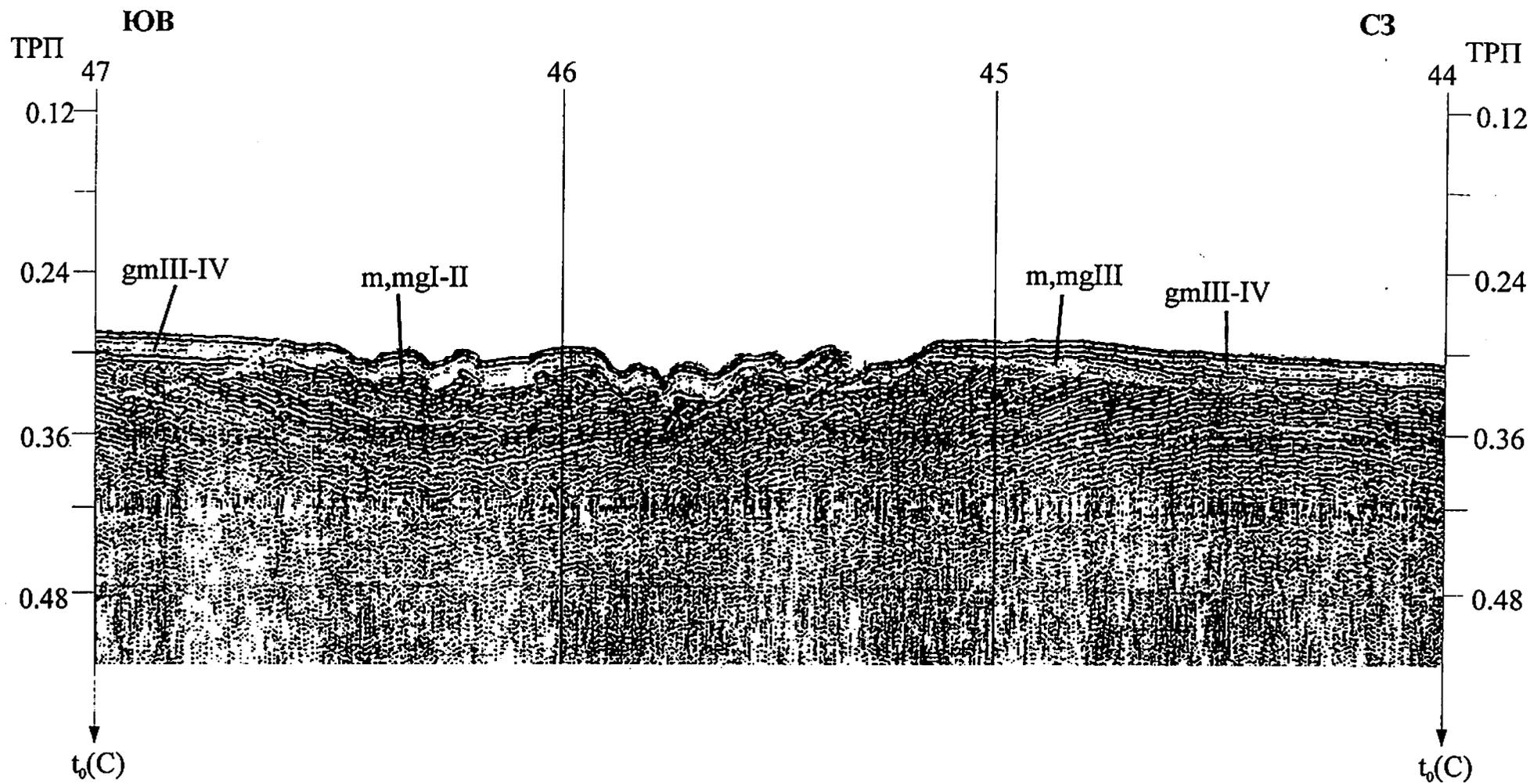


Рис. 10. Фрагмент сейсмоакустической записи по ПР 8740 (данные МАГЭ).

материала распространяется на более удаленные участки дна. Это отражается на составе маломощного (первые дециметры, метры) плаща голоценовых осадков, развитых практически повсеместно: южнее 71° с. ш. в составе их преобладают грубые фракции, встречается перлювий в виде отмоксти (по данным донного опробования и подводного фотографирования). К северу от 74° с. ш. доминируют более тонкие осадки — пелиты алевритовые и пелиты [4].

Материал дальнего разноса (так называемые нефелоиды) концентрируется ниже зоны волнового воздействия, формируя нормально-осадочные, облекающие рельеф ледниковых, водно-ледниковых верхнеплейстоценовых образований, акустически прозрачные толщи. Наиболее крупные поля развития их фиксируются в днище Западно-Новоземельского желоба, где мощность ССП-II-1 достигает 10—12 м. Голоценовые осадки формируют там облекающие рельеф субстрата акустически прозрачные толщи.

В пределах Баренцевского участка листа S-40 морские голоценовые осадки значительной мощности (до 4—5 м и выше) установлены лишь в прибортовых частях Западно-Новоземельского желоба, где они представлены пелитами, пелитами алевритовыми либо алевритами пелитовыми. Эти осадки обладают характерной градиационной слоистостью, что сближает их с турбидитоподобными отложениями.

Морские, сформировавшиеся в условиях высокой гидродинамической активности (преимущественно прибрежно-морские) осадки слагают фрагментарно развитый чехол аккумулятивно-абразионных террас высотой (м): 42—60 (до 80); 22—40; 12—20; 6—10; 3. Последняя терраса формирует пляж и лайду. Отложения представлены в основном плохосортированными полифациальными осадками широкого спектра: от пелитов до песчано-галечных мощностью от 3 до 20—25 м. Отложения 42—60-метровой террасы образовались в мелководном морском бассейне, в нижней части они палеонтологически охарактеризованы.

В нижней части разреза IV террасы (бухта Крестовая) вскрыта пачка песка с линзами и прослоями супеси и суглинка; комплекс палинофлоры определен как голоценовый [179]. При этом отмечено, что неоднократное чередование в разрезе различных по составу и фауне слоев свидетельствует о неустойчивом режиме осадконакопления в этот период и колебаниям глубин бассейна в интервале 3 (5)—18 (20) м. Современные береговые формы представлены формирующейся морской террасой (2,5—3,0 м), пересыпями, косами, пляжем со штормовыми валами и др.

Ледниковые отложения (gIV). Представлены отложениями конечных, боковых и срединных морен современных выводных ледников и широко распространены лишь на северной оконечности Северного острова Новой Земли. Тела морен сложены глыбово-валунно-галечным материалом с примесью гравия, щебня, песка, алеврита и глины мощностью от 5 до 50 м [179]. Размеры валунов и глыб составляют от 0,1 до 0,5 м (максимально 3 м).

Водно-ледниковые отложения (fIV). По данным ГГС масштаба 1 : 200 000 [179] они представлены отложениями конечных, боковых и срединных морен современных выводных ледников. Узкие моренные гряды (от 5—10 до 30 м) сложены валуно-щебнистым материалом с суглинистым заполнителем, залегают на различных породах, в том числе на осадках раннего голоцена. Среди моренных гряд на отметках ниже +60 м часто встречаются раковины моллюсков, как вымытые из субстрата, так и привнесенные в эпоху голоценовой трансгрессии. Возраст комплекса моллюсков — ранний—средний плейстоцен (определение В. С. Зархидзе). Раз-

рез ледниковых отложений представлен чередованием валунных суглинков, прослоев гравийно-галечного материала, пачек косослоистых песков (ледник Широкий).

Водно-ледниковые отложения слагают зандровые конусы и наклонные равнины, расположенные перед внешним краем современных морен. Они представлены песками, гравийно-галечным материалом, галечниками с валунами и прослоями супеси и суглинка мощностью от 1 до 5 м, иногда до 18 м.

Ледниково-морские отложения (gmIV) развиты по периферии конечных морен выводных ледников на абс. отметках ниже 40 м (близ ледников Архангельский, Вилькицкого, Норденшельда, Глазов, Низкий, Широкий, Шумный и др.), где они слагают террасовидные формы рельефа, сочлененные с моренными грядами. В отличие от ледниковых отложений, они представлены хорошоотсортированными и окатанными валунами и галькой с промытым песчано-древянным заполнением. Позднеголоценовый возраст ледниково-морских отложений подтверждается определением абсолютного возраста плавниковой древесины (губа Северная Сульменова), равным 3090 ± 70 лет. Мощность отложений 2—15 м.

Аллювиальные отложения (aIV) слагают низкие поймы всех рек архипелага, а также речные террасы высотой 3 и 6—8 м. Они представлены переслаивающимися в различных сочетаниях галечниками, гравийниками и песками. Пыльцевые комплексы первой и второй надпойменных террас указывают на тундру с господством моховых болот, присутствуют споры древесных пород и папоротников дальнезонального происхождения. Спорово-пыльцевые спектры пойм характерны для современных северных тундр. Мощность отложений 1—5 м.

Проллювиальные отложения (pIV) слагают конусы выноса и шлейфы у подножия склонов крупных речных долин в их горной части и у древних клифов на побережье. Они представлены щебнем, дрсевой, супесями, песками с галькой мощностью до 5 м. В масштабе карты эти отложения выделены у подножия гор Фрейберга (Панькова Земля), в долине р. Пуховая между Пуховым заливом и оз. Большое Пуховое, в приустьевой части р. Миллера и в других местах [179].

Аллювиально-морские отложения (amIV) локализуются в приустьевых частях долин и кутовых частях губ и заливов. Для них характерна быстрая смена фаций, хорошо выраженное линзовидное строение и песчано-глинистый состав, иногда с гравием. Видимая мощность осадков до 5—6 м.

Озерно-ледниковые отложения (lgIV) локализуются в озерных бассейнах перед фронтом современных ледников. Осадки обычно представлены песчано-глинистыми отложениями с характерной ленточной слоистостью. Мощность осадков 1—5 м.

Озерно-болотные отложения (lbIV) наблюдаются в немногочисленных осушенных эрозией озерных котловинах, развитых в пределах низких морских террас (северное побережье Гусиной Земли, Панькова Земля, в районе мыса Цебрикова и др.) и представлены главным образом песками и глинами с прослоями и линзами (0,1—0,2 м) темно-коричневого полуразложившегося торфа. Они содержат холодолюбивую диатомовую флору. Спорово-пыльцевой спектр характеризуется большим количеством пыльцы *Betula nana*, верескоцветных, присутствует дальнезональная пыльца ели и сосны. Абсолютный возраст торфа от 6340 ± 90 до 1620 ± 30 лет. Мощность 1,0—1,5 м.

К ним относятся элювиальные и делювиальные, а также смешанные — элювиально-делювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения. Они характеризуются незначительной мощностью и фрагментарным распространением, поэтому для упрощения их очень сложных контуров на карте четвертичных отложений показаны площади принципиальной приуроченности этих типов отложений к определенным формам рельефа Новой Земли.

Элювиальные отложения (e) на Новой Земле приурочены главным образом к плосковершинным формам рельефа на Южном острове и к выровненным поверхностям нунатаков на Северном острове. Главным фактором их образования является морозное выветривание и изменения температуры. Под действием этих агентов выветривания на поверхности коренных пород происходило растрескивание, приведшее к образованию каменных глыбовых и щебенчатых россыпей. В зависимости от состава пород элювиальные отложения представлены крупно- либо мелкоплитняковыми отдельностями, или щебнем.

Делювиальные отложения (d) на Новой Земле как на Южном, так и на Северном острове распространены ближе к побережьям, где контрастность рельефа гораздо выше, чем во внутренних районах островов, а соответственно больше крутых склонов. Однако на Южном острове в его центральной части делювиальные отложения, представленные щебнем и дресвой с песчано-алевритовым заполнителем, также распространены, но там на склонах с углами меньше 10° они плавно переходят в элювиальные, и здесь справедливее выделять элювиально-делювиальные отложения (ed).

Элювиально-делювиальные отложения (ed) представлены песками, реже супесями с включением обломков коренных пород. Границы этого комплекса проведены достаточно условно, поскольку даже под углом 5° элювиальные отложения перемещаются тальми водами, образуя делювиальные шлейфы. Плавный переход наблюдается также к делювиально-солифлюкционным отложениям у подножий склонов.

Делювиально-коллювиальные отложения (dc) выделяются в северной части Южного и в пределах Северного островов Новой Земли. Южной границей распространения их служит сквозная долина от р. Безымянная на Баренцевском побережье до р. Есипова на Карском, к северу от которой рельеф становится расчлененнее и изрезаннее, т. е. приобретает альпийский вид. К делювиально-коллювиальным относятся отложения обломочного материала на склонах гор: обальные накопления каменных глыб со щебнем и дресвой, а также материал осыпей. В нижней части склонов и у подножия их скопления обломочного материала образуют конусы осыпания, которые иногда сливаются своими основаниями, создавая сплошной осыпной шлейф. Отложения представлены угловатыми неокатанными обломками пород разной величины, иногда с песком и гравием.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds) выделяются в полосе между побережьем и склонами гор. Они приурочены к более пологим нижним частям склонов, наклонным поверхностям террас и развиты на пологих склонах междуречий в предгорной полосе. Они образуются в результате медленного течения вниз по склонам переувлажненных рыхлых осадков. Материал солифлюкционных потоков отличается от перекрывааемых четвертичных отложений несколько большим количеством частиц мелкой фракции — преимущественно алеврита.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные отложения имеют повсеместное распространение на изученной акватории и представляют собой фациальный ряд, крайними членами которого являются галечники, развитые в прибрежных районах Новой Земли, и пелиты, выполняющие наиболее глубокие впадины и котловины. На литологической карте поверхности морского дна по содержанию различных размерных групп фракций в соответствии с гранулометрической классификацией ВНИИОкеангеология [69] выделены следующие типы осадков: моногранулярные, переходные и смешанные.

Моногранулярные осадки, сложенные одной доминирующей группой фракций (более 75 %), занимают в пределах изученной акватории весьма ограниченные площади. К этому типу осадков относятся галечники, гравий, пески и пелиты.

Галечники и гравий распространены вдоль западного берега Новой Земли (вокруг п-ова Гусиная Земля, в районе от м. Дмитриева до м. Сухой Нос). Поля их развития ограничены изобатой 80 м. Более мелкие пятна галечников отмечаются к северу на траверзах п-ова Адмиралтейства, м. Борисов и др. В качестве примеси (до 6—8 %) в галечниках довольно часто присутствуют валуны, щебень, иногда ракуша. Галечники, как правило, очень хорошо сортированы [164]. Большая положительная асимметрия (табл. 2) показывает, что модальный размер частиц осадка больше среднего размера, а крупнозернистые фракции отсортированы лучше мелкозернистого матрикса. Большой положительный эксцесс означает, что при образовании этого типа отложений действуют кратковременные, но чрезвычайно мощные динамические силы, и скорость динамической переработки обломочного материала превышает интенсивность его привноса [68]. Эти выводы вполне соотносятся с расположением галечников в волноприбойных зонах.

Пески развиты в заливах и бухтах западного берега Новой Земли в районе от м. Северный Гусиный Нос до м. Сухой Нос на глубинах до 70—80 м. Представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми разностями, причем крупность их уменьшается с увеличением глубины моря. Вблизи берега в песках отмечается примесь (до 5—8 %) гальки, иногда щебня, представленных коренными породами, развитыми на Новой Земле. Пески, как правило, хорошо сортированы, коэффициент Траска около 1, характеризуются большими положительными асимметрией и эксцессом. Очевидно, определяющим фактором в накоплении песков является волновое воздействие. Хотя в заливах сила волнения ослаблена, по сравнению с выступающими участками берегов, где откладываются галечники, но оно действует постоянно, способствуя выносу более мелких фракций.

Средний гранулометрический состав и статистические параметры современных

Тип осадка	Галька	Гравий			Песок			
	>10	10—5	5—2,5	2,5—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	
<i>Моногранулярные</i>								
Галька	94	2,5	0,3	0,1	0,1	0,2	1,2	
Гравий	94		2,9			1,5		
	2,9	65,1	9,2	2,2	0,3	0,5	0,9	
Песок мелкий и средний	2,9		76,5			1,7		
	1,3	3,8	2,4	1,3	1,1	19,3	63,1	
Пелит	1,3		7,5			83,5		
	0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,5	1,1	
	0		0,4			1,7		
<i>Переходный тип</i>								
Гравийная галька	58,7	8,3	9,6	7,7	1,2	4,5	3,9	
Алевритовый песок	58,7		25,6			9,6		
	0,3	0,9	0,9	0,6	1,2	9,8	48,5	
Песчаный алеврит	0,3		2,4			59,5		
	0,5	0,2	0,8	0,8	0,9	3,7	21,2	
Пелитовый алеврит	0,5		1,8			25,8		
	0,2	0,3	0,8	0,5	0,5	2	10,3	
Алевритовый пелит	0,2		1,6			12,8		
	0,3	0,3	0,7	0,4	0,6	1,9	5,4	
	0,3		1,4			7,9		
<i>Миктиты</i>								
Гравийно-песчано-алевритовый	6,1	7,6	5,3	4,1	1,6	5,4	28,6	
	6,1		17,1			35,6		
Пелито-песчано-алевритовый	1,2	0,4	1	0,8	1,2	6,6	25,2	
	1,2		2,2			33		
Песчано-алеврито-пелитовый	0,3	0,5	0,5	0,6	1,1	5,9	24	
	0,3		1,6			31		
Песчано-пелито-алевритовый	0,3	0,3	0,5	0,4	0,6	7,5	17	
	0,3		1,2			25,1		
<i>Полимиктит</i>								
ПлГрПА	5,6	10	7	4,4	3,3	7,7	14,2	
	5,6		21,4			25,2		

Примечание. \bar{x} — средневзвешенный размер зерен; S — стандарт, мера

Однородные пелиты выделяются в отрицательных формах рельефа дна: в Западно-Новоземельском желобе и Центральной впадине [44] на глубинах 250—300 м и более. Осадки хорошо сортированы, коэффициент Траска составляет 1,4 (табл. 2), медианный диаметр не превышает 0,005 м. Отрицательная асимметрия отражает привнос в осадок чрезвычайно большого количества тонкозернистого материала, когда модальный диаметр в результате оказывается меньше среднего диаметра. Таким образом, формирование пелитов в Баренцевом море определяется выпадением пелитовых частиц из взвеси при условии повышенной скорости осадконакопления.

В Карском море пелиты покрывают практически полностью все дно Восточно-Новоземельского желоба глубже изобат 140—150 м. Отложения

донных отложений (размер фракций в мм; по Касабову [164])

Алеврит		Пелит			\bar{x}	S	A	E
0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001				
0,5	0,4	0,3	0,2	0	14,8	0,8	10,5	150
1,4	0,1	0	0,5	0	1,6	3	1,5	0,52
5	0,8	0	17,4	0	0,3	1	2	12,7
1,7	13,8	16,2	17,4	0	0,004	1,4	—0,8	0,79
			1,9					
			1,9					
			38,9	27,3				
			82,4					
1,7	0,7	1,4	2,2	0	3,9	2,2	1,3	0,7
			3,7					
16,8	8,5	2,4	5,7	4,4	0,09	1,6	1,2	2,2
			12,5					
36,5	17,9	3,3	7,6	6,4	0,05	1,7	0,7	1,1
			17,3					
32,8	24	5,2	12,1	11,3	0,04	1,8	0,5	—0,06
			28,6					
9,2	19,3	13,1	27,7	21,1	0,009	1,9	—0,5	—0,4
			61,9					
19,8	17,8	0	3,6	0	0,3	2	—0,5	—0,3
			3,6					
26,6	13,9	3,6	10,7	8,8	0,07	1,8	0,8	0,9
			23,1					
21,4	11,5	6,9	13,1	14,2	0,03	2	0,5	—0,6
			34,2					
20,8	16,6	6,6	16	13,4	0,02	2	0,1	—0,9
			36					
16,2	11,2	3,6	9,5	7,3	0,15	2,6	0,1	—0,4
			20,4					

отсортированности; A — асимметрия; E — эксцесс.

хорошо сортированы, содержание пелитовой фракции иногда составляет 80—85 %. На первый взгляд, аккумуляция столь тонкозернистых осадков на небольших глубинах и в зонах довольно заметного течения (5—10 см/с) труднообъяснима. Однако, если принять во внимание своеобразие условий седиментации в этой части Карского моря, то оказывается, что такое распределение вполне закономерно [49].

Во-первых, Карское море отличается большей ледовитостью, чем Баренцево. Поэтому волнения не достигают здесь большой силы и не вымывают тонкие фракции из донных отложений. Во-вторых, большая часть крупного терригенного материала, выносимого р. Обь, осаждалась в Обской губе, а до Восточно-Новоземельского желоба доходят лишь наиболее тонкие частицы. Кроме того, величина абразии берегов и речной терригенный

сток Новой Земли весьма незначительны, а поступающий с острова более крупнозернистый материал осаждается в непосредственной близости от берегов.

Осадки переходного типа (бигранулярные) сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (от 25 до 50 %) группами фракций. Эти отложения занимают большую часть изученной акватории Баренцева моря, представлены гравийной галькой, песчаным гравием, алевроитовым песком, песчаным и пелитовым алевроитом и алевроитовым пелитом и связаны фаціальными переходами между собой и соответствующими разностями моногранулярных осадков. Распределение отложений переходного типа характеризуется приуроченностью к определенным формам рельефа дна.

Гравийно-галечные разности развиты фрагментарно на участках западного подводного берегового склона Новой Земли, на подводном продолжении мысов Северный Гусиный Нос, Долгий, Сухой Нос и др. и ограничены изобатами 80—90 м. Пески алевроитовые и алевроиты песчаные распространены преимущественно на глубинах от 130 до 200 м. Южнее они отмечены на северном склоне Гусиной банки и в губах Митюшиха, Крестовая, Южная и Северная Сульменева, Машигина и др. Узкие полосы этих отложений тянутся вдоль всего восточного борта Западно-Новоземельского желоба. В центральном и северном районах алевроитовый песок и песчаный алевроит картируются в привершинных частях возвышенностей.

Пелитовый алевроит и алевроитовый пелит распространены на восточном и западном склонах Западно-Новоземельского желоба и в Центральной впадине Баренцева моря.

Условия образования осадков переходного типа определяются сочетанием неотектонического фактора и гидродинамического режима. Крупнозернистые разности переходной группы сортированы плохо, а тонкозернистые отличаются хорошей сортировкой. Сравнительно большой положительный эксцесс (табл. 2) в гравийных галечниках, алевроитовых песках и песчаных алевроитах отражает высокую гидродинамическую активность среды осадкообразования и превышение интенсивности переработки обломочного материала над скоростью его привноса [68]. Нулевой эксцесс в пелитовых алевроитах показывает, что объем поступающего материала и скорость его переработки находятся в состоянии равновесия. Отрицательное значение эксцесса в алевроитовых пелитах характеризует нестабильные условия среды седиментации и, в общем, слабую энергию динамических сил, когда привнос обломочного материала значительно превышает скорость его динамической обработки.

В Карском море распределение алевроитовых пелитов контролируется батиметрической зональностью. Эти осадки, примыкающие непосредственно к прибрежным песчано-гравийно-галечным образованиям, протягиваются полосой вдоль всего восточного берега Новой Земли до изобаты 140—150 м, они же сменяются моногранулярными пелитами. Мористее небольшие пятна алевроитовых пелитов также отмечены на более возвышенных участках дна.

К осадкам смешанного типа относятся тригранулярные (миктиты), сложенные тремя взаимно дополняющими группами фракций (25—50 %), и полигранулярные (полимиктиты), сложенные четырьмя и более взаимно дополняющими (25—50 %) и (или) сопутствующими (25—10 %) группами фракций. Эти осадки занимают обширную площадь изученной акватории.

Миктиты и полимиктиты, содержащие значительное количество крупно- и грубообломочных фракций (песчано-гравийно-галечные, гравийно-песчано-алевроитовые, галечно-гравийно-песчано-алевроитовые), развиты на глубинах до 100 м на западном прибрежном склоне Новой Земли от м. Северный Гусиный Нос до м. Сухой Нос, а также в северо-восточной части района на банке Горбовых островов.

Песчано-алевроито-пелитовые разности выполняют пространство между полями распространения осадков переходного типа, обнаруживая определенные закономерности. Так, песчано-алевроитовые отложения с примесью пелита тяготеют к районам распространения песков алевроитовых и алевроитов песчаных, с которыми они связаны фаціальными переходами (южный склон Адмиралтейской возвышенности, склон Южного острова Новой Земли).

Пелито-алевроитовые отложения с примесью песка характеризуются непрерывным переходом в пелит алевроитовый и алевроит пелитовый и развиты главным образом в южной половине Центральной впадины и на северном склоне Гусиной банки. Узкой полосой эти осадки окаймляют пелитовые алевроиты на восточном борту Западно-Новоземельского желоба.

Песчано-алевроито-пелитовые миктиты занимают площади между этими двумя разностями (западное подножие склона Южного острова Новой Земли на глубинах 200—250 м).

Формирование гранулометрического состава смешанных песчано-алевроито-пелитовых осадков определяется сочетанием двух главных факторов: выпадением пелитовых частиц из взвеси и сортировкой более крупных в волновом поле. Степень участия этих факторов отображается в преобладании тех или иных фракций.

Осадки смешанной группы обычно плохо сортированы (табл. 2). Близость к нулю значений асимметрии в полимиктитах и песчано-пелито-алевроитовых осадках отражает одновременный привнос крупнозернистых фракций и вынос мелкозернистых. Отрицательные значения эксцесса у большинства типов смешанных осадков свидетельствуют об образовании их в нестабильных условиях среды седиментации, слабой энергии динамических сил и преобладания скорости привноса обломочного материала над скоростью его переработки. Лишь песчано-алевроитовые миктиты с примесью пелита образовались в условиях высокой гидродинамической активности с превышением интенсивности переработки материала над скоростью его поступления.

В Карском море осадки смешанного типа представлены практически только песчано-гравийно-галечными миктитами, распределение которых также контролируется батиметрической зональностью. Они закартированы вдоль всего прибрежного склона восточного берега Новой Земли и располагаются между изобатами 0 и 20—30 м. Эти отложения являются продуктами береговой и донной абразии.

Следует отметить, что практически во всех перечисленных выше типах донных осадков как Баренцева, так и Карского морей присутствует рассеянный грубообломочный материал — валуны, галька и гравий. Количество его, как правило, невелико (2—3 %), преобладающая окатанность 1—2 балла. Наличие грубообломочного материала даже в тонкозернистых поверхностных осадках, находящихся в областях с низкой гидродинамической активностью, свидетельствует о таком факторе седиментогенеза, как ледовый разнос.

По вещественно-генетическому составу донные осадки подразделяются на терригенные, палимпсестово-терригенные, эдафогенно-терригенные, биогенно-терригенные и гравитационные [164].

Наибольшее распространение имеют терригенные осадки, не выделяемые на карте крапом. Основными источниками поступления терригенного материала являются реки архипелага Новая Земля, береговая и, в некоторой степени, ледниковая абразия. Значительная часть грубо- и крупнообломочного материала оседает в губах, заливах и вблизи них, чем и объясняется преобладание тонких гранулометрических фракций в поверхностных отложениях акватории.

Главным фактором седиментогенеза является гидродинамическая обстановка акватории, обусловленная совокупным действием постоянных и приливно-отливных течений и волнения, т. е. гидродинамическая активность. Перенос материала осуществляется путем волочения и качения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для гальки, гравия и, частично, песка, второй — для мелкопесчаных и алевритовых частиц, третий — для пелитовых. На характер перемещения, кроме гидродинамики, влияют особенности морфологии дна бассейна, фракционный размер и гидравлическая крупность частиц. При взаимодействии этих факторов происходит передвижение отдельных частиц до соответствующего им уровня гидродинамической активности.

Волновое воздействие является определяющим фактором терригенного седиментогенеза для отложений, распространенных до глубин 130—150 м, где формируются осадки преимущественно песчаного состава с медианным диаметром более 0,1 мм. Осаждение взвешенных в воде тонких пелитовых частиц, медианный диаметр которых не превышает 0,005 мм, без привноса материала, влекомого по дну, происходит преимущественно на глубинах более 250—300 м. Гидродинамическая активность здесь низкая и определяется в основном приливно-отливными явлениями, затрагивающими всю толщу воды.

На участках акватории, где глубина моря варьирует от 110—130 до 250—300 м, осадконакопление обусловлено сочетанием таких факторов, как транспортировка по дну в волновом поле и выпадение из взвеси в условиях пониженной гидродинамики. В этих случаях формируются смешанные песчано-алеврито-пелитовые осадки, отличающиеся более низкой степенью сортировки, медианный размер которых в целом уменьшается с увеличением глубины моря.

Палимпсестово-терригенные осадки [164] развиты в районах отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,2 м). Они образуются в основном у абразионных берегов и в сводовых частях неотектонических возвышенностей. Палимпсестово-терригенные отложения представляют собой остаточные разноразмерные накопления, формирующиеся в процессе размыва плейстоценовых отложений. Осадки характеризуются плохой сортировкой (коэффициент Траска более 3,0) и широким диапазоном гранулометрических фракций — от пелитовых до галечных. Палимпсестово-терригенные отложения выделены на Адмиралтейской возвышенности и Крестовом поднятии [44]. Не исключено, что полимиктиты, отмеченные в прибрежной зоне от м. Северный Гусиный Нос до м. Долгий, также являются продуктами размыва плейстоценовых образований [164].

В Карском море палимпсестово-терригенные отложения отмечены мористее заливов Чекина, Медвежий и Брандта, а также на возвышенных участках дна Восточно-Новоземельского желоба на глубинах 250—260 м. Вероятно, песчано-алевритовые пелиты на безымянной возвышенности вблизи юго-восточной границы акватории на глубинах 100—140 м также содержат палимпсестовую компоненту.

Эдафогенно-терригенные отложения представляют собой продукты разрушения долозднекайнозойских пород, где вероятны их подводные скальные выходы, и развиты в районах, где отсутствуют или имеют малую мощность четвертичные отложения. Механизм их формирования в целом схож с таковым для палимпсестово-терригенных образований. Эдафогенно-терригенные осадки приурочены к сводам неотектонических возвышенностей или к абразионным берегам. В Баренцевом море эти отложения отмечены на восточном склоне Адмиралтейской возвышенности и являются продуктами разрушения триасовых пород.

В Карском море песчано-гравийно-галечные миктиты, закартированные на прибрежном склоне вдоль всего восточного абразионного берега Новой Земли, вероятно, также имеют эдафогенное происхождение и являются продуктами разрушения палеозойских пород.

Биогенно-терригенные отложения распространены в юго-восточной части Баренцевоморской акватории в зоне относительного мелководья [164]. Биогенная часть осадка представлена раковинами *Bivalvia*, домиками *Balanus* и др., а также их детритом. Содержание карбонатной компоненты не превышает 25 % весовых. Заметная примесь ракуши присутствует в песчано-алеврито-пелитовых миктитах на южном склоне Адмиралтейской возвышенности.

Гравитационные отложения предположительно отмечены в юго-восточной части листа в Карском море на крутом склоне безымянной возвышенности.

Особенностью донных отложений Карского моря является присутствие железо-марганцевых конкреций. Поля их развития известны и закартированы [28]. Однако в пределах площади листа отмечены немногочисленные находки микроконкреций и корок в прибрежье Новой Земли и прилегающем склоне Восточно-Новоземельского желоба. Например, на станции с координатами 72°25' с. ш. и 58°55' в. д. на глубине 84 м конкреции представлены корками и каемками обрастания толщиной 0,5—1 см вокруг галек. Размеры галек достигают 5—10 см в диаметре. С известной долей условности железо-марганцевые конкреции можно отнести к хемогенным образованиям, а место их находок отображено на карте внемасштабным знаком.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования, преимущественно базитового состава, распространены на Новой Земле и в толще триаса Баренцевской плиты. Основными этапами интрузивной деятельности на Новой Земле являются: протерозойский, позднедевонский и позднетриасово-раннеюрский. В кайнозойскую магматическую деятельность проявилась в виде редких трубок взрыва трахибазальтового состава.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К интрузиям этого возраста отнесены породы пестрого состава, пространственно, а возможно и генетически, связанные с выходами протерозойских образований: раннерифейский якорнинский комплекс основных и ультраосновных пород и позднерифейский—вендский митюшевский гранитоидный комплекс.

К якорнинскому комплексу (νR_1jk) отнесены мелкие тела метабазитов и метаультрабазитов, обнажающихся на побережье губ Северная Сульменева и Митюшиха, а также дайкообразные тела метагабброидов и ортоамфиболитов, прорывающие нижнерифейские кристаллические сланцы.

В одном из наиболее крупных (1,0 × 0,4 км) тел на берегу губы Северная Сульменева, имеющем пластообразную форму, различаются метагабброиды, метадолериты, кварц-полевошпатовые амфиболиты и почти мономинеральные амфиболиты. Породы полосчатые, линзовидно-полосчатые, пятнистые, пронизаны гранитными жилами.

Условно к якорнинскому комплексу отнесены не показанные на геологической карте из-за мелкого размера штокообразные и дайкообразные сильно измененные породы базит-гипербазитового (пироксенитового) состава. Эти тела залегают вблизи Митюшевского гранитоидного массива и имеют, очевидно, тектонические контакты.

Раннерифейский возраст пород якорнинского комплекса предполагается по их прорыванию в районе губы Северная Сульменева дайками гранитов, в которых возраст определен U-Pb методом по циркону в 1300 ± 90 млн лет [48, 167].

Гранитоиды позднерифейского—вендского митюшевского комплекса (νR_2-Vm) слагают крупный массив Митюшев Камень на юго-западе Северного острова Новой Земли. В современном эрозионном срезе этот массив распадается на четыре выхода. Главное тело интрузива, площадью более 50 км², расположенное между р. Мутная и губой Серебрянка, ограничено разломами с крутыми наклонами сместителей на восток. Два других выхода (гора Приметная и м. Запасова) принадлежит сравнительно

маломощным субпластовым телам, также падающим к востоку. Для четвертого тела (гора Литке) предполагается штокообразная форма.

Гранитоиды представлены мелко-среднезернистыми, крупнозернистыми, а иногда пегматоидными и порфиоровидными аляскитами. К краевым частям тел наблюдаются переходы к преобладающим огнейсованным биотит-роговообманковым плагиогранитам и гранодиоритам. Контакты тел тектонические, чем, вероятно, и обусловлена гнейсовидность гранитоидов. Для плагиогранитов и гранодиоритов, кроме того, благодаря резко неравномерному распределению темноцветных минералов, характерны пятнистые текстуры.

К жильной фазе митюшевского комплекса отнесены аплитовые и маломощные пегматоидные тела, расположенные преимущественно в периферических частях крупного массива, и редкие дайки кварцевых порфиров.

Химический состав преобладающих пород комплекса — крупнозернистых лейкократовых гранитов — отвечает аляскитам (SiO_2 до 77 %, суммарная щелочность около 9 % при некотором преобладании калия над натрием, незначительное количество Fe и Mg). В химизме пород краевых фаций, обогащенных биотитом и роговой обманкой, отражены переходы от аляскитов к гранодиоритам.

Для пород митюшевского комплекса характерен интенсивный постмагматический кремниво-калиевый метасоматоз, выразившийся в образовании микроклиновых порфиробластов и кварц-полевошпатовых жил.

Возраст гранитоидов, установленный U-Pb методом по двум образцам циркона, составляет 680 и 735 (± 50) млн лет, что соответствует позднему рифею—венду [48, 167].

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

В начале позднего девона проявился интенсивный базитовый магматизм в форме базальтовых покровов в нижнефранской толще и комагматичных с ними силлов и даек долеритов, габбро-долеритов, кварцевых долеритов, верлитов и базальтов костиншарского интрузивного комплекса, обильно насыщающих толщу нижнего—среднего девона.

Позднедевонские магматиты отвечают преимущественно породам толлит-базальтового состава и в подчиненном количестве — оливин-базальтового, а также породам промежуточного состава, внешне мало отличающимся друг от друга. Интрузии сложены (в порядке уменьшения роли): долеритами, оливиновыми долеритами, микродолеритами, долеритовыми порфиритами, бесплагноклазовыми оливин-пироксеновыми породами.

Преобладают пластовые по форме тела (силлы), мощность которых колеблется от 1 до 50 м, изредка достигая 80 м, а протяженность обычно не превышает 15—20 км. Нередко образуются пачки из 8—10 силлов, разделенных маломощными слоями осадочных пород.

На геологической карте силлы показаны немасштабными знаками в местах их наибольших скоплений, преимущественно в толще D_{1-2} . Гораздо реже интрузии костиншарского комплекса залегают в низах разреза верхнедевонских отложений, в породах силура и в более древних толщах.

Маломощные силлы обычно однородны, с зонками закалки в эндоконтактах и иногда с миндалекаменными породами в кровле.

В крупных силлах центральные части сложены обычно среднезернистыми и крупнозернистыми габбро-долеритами, в кровельных частях появляются кварцевые разновидности, а в приподожвенных — микродоле-

риты. В оливиновых долеритах обособляются в виде шлиров субщелочные габбро-долериты.

На западном побережье Новой Земли в районе губ Митюшиха, Северная и Южная Сульменева распространены силлы, дайки и вулканические нескки субвулканических пород: порфировых и афировых пироксеновых базальтов, внешне неотличимых от эффузивных аналогов.

Дайки костиншарского комплекса маломощны и ввиду малых размеров на карте не показаны. Они прорывают главным образом породы силура и нижнего—среднего девона. В составе даек преобладают микродолериты и долеритовые порфириды. Породы костиншарского комплекса, как и их эффузивные аналоги, принадлежат к единой умеренно дифференцированной толцит-базальтовой серии. Это в общем мезо-меланократовые, умеренноглиноземистые породы, обладающие нормальной щелочностью при преобладании натрия над калием (табл. 3). Как в базальтах, так и в долеритах характерно повышенное, против кларковых значений, содержание ванадия.

Постмагматическая гидротермальная деятельность проявилась в эпидотизации, окварцевании, карбонатизации и сульфидизации. С этими же процессами связано образование кварцевых и кварцево-карбонатных жил мощностью до 1 м, несущих слабую сульфидную минерализацию.

Контактовое воздействие интрузий на вмещающие породы выражено в слабом ороговиковании терригенных пород и мраморизации известняков.

Позднедевонский возраст базитовых интрузий костиншарского комплекса очевиден из их соотношений с вмещающими породами и комагматичности с позднедевонскими (франскими) эффузивами. Не исключено, однако, что магматическая деятельность началась в конце среднедевонского времени, так как первые прослои туфов основного состава появляются уже в верхах среднего девона. В тектоническом плане этап позднедевонского основного магматизма рассматривается в связи с растяжением в период заложения рифтогенного трога [167].

Таблица 3

Средний химический состав позднедевонского костиншарского комплекса

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	48,89	45,10	47,53	45,20
TiO ₂	1,36	1,48	1,61	1,41
Al ₂ O ₃	14,49	15,25	14,67	15,41
Fe ₂ O ₃	2,16	3,38	2,33	2,34
FeO	7,46	8,77	8,72	9,09
MnO	0,20	0,21	0,18	0,18
MgO	7,07	9,20	7,86	8,81
CaO	9,28	8,80	9,00	9,50
Na ₂ O	2,10	2,60	2,94	2,84
K ₂ O	0,22	0,29	0,35	0,38
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,19	0,13
П. п. п.	—	—	4,73	4,69
Сумма	—	—	100,11	99,98
Число анализов	14	19	33	38

Примечание. 1 — базальты, 2 — оливиновые базальты, 3 — долериты, 4 — оливиновые долериты. Данные ПМГРЭ [167].

Интрузивная деятельность этого времени, связанная с коллизийным этапом развития Новоземельской складчатой системы, проявилась очень слабо и представлена гранитоидами черногорского гранит-гранодиоритового и сарычевского аляскит-гранитового комплексов.

К черногорскому комплексу (γT_3-J_1c) отнесены: мелкая интрузия горы Черная, штокообразное тело вблизи ледника Рождественского, а также серия даек в районе заливов Циволько и Медвежий на восточном побережье Северного острова.

Интрузия горы Черная имеет в плане сложные очертания, вытянута в субмеридиальном направлении на 5 км при ширине 1,5—2,0 км. Контакт интрузии на юге с известняками нижнего девона крутой, а на востоке, севере и западе с терригенными породами среднего девона, карбона и нижней перми — пологий. Центральная и северная части интрузии сложены мелко- и среднезернистыми диоритами, монцодиоритами, в меньшей степени — гранодиоритами, а в приконтактной зоне — гибридными породами диоритового состава. В строении южного участка интрузии преобладают крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты и гранодиориты.

Интрузия вблизи ледника Рождественского имеет в плане округлые очертания, несколько вытянутые в северо-восточном направлении вдоль тектонического нарушения, и сложена гранодиоритами. Площадь этого штокообразного тела около 0,8 км².

Большинство даек черногорского комплекса, не показанных на карте ввиду мелкого размера, сложено гранодиоритами, меньше диоритовыми порфиридами, микродиоритами и микрогаббро-диоритами. Мощность их от 1 до 8 м при протяженности от первых десятков метров до 2 км.

Соотношения между породами черногорского комплекса свидетельствуют о трех фазах внедрения. В первую очередь внедрились диориты и монцодиориты северной и центральной частей интрузии горы Черная, во вторую фазу — гранодиориты и граниты тела вблизи ледника Рождественского и южного участка массива горы Черная, а также дайки микрогранитов, аплитов, гранит- и гранодиорит-порфиров. К третьей фазе отнесены дайки диоритовых порфиров, микродиоритов и габбро-диоритовых порфиров.

По химическому составу (табл. 4) породы первой фазы соответствуют диоритам и кварцевым диоритам, умеренно обогащенным щелочами. Породы второй фазы имеют состав нормальных гранодиоритов, а химизм даек третьей фазы отражает их разнообразный состав.

К сарычевскому комплексу (γT_3-J_1s) отнесены штокообразные тела площадью от 3 до 15 км², вытянутые по простиранию структур вмещающих пород, и мелкие дайки в районе зал. Енисей, губ Крестовая, Южная и Северная Сульменева. В целом интрузии сарычевского комплекса приурочены к зоне Главного Новоземельского разлома. Штоки и дайки сложены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, реже биотитовыми и аплитовидными равномернозернистыми гранитами. В краевых частях тел граниты обладают порфировидными структурами. Граниты по химическому составу отвечают аляскитам и лейкогранитам с доминирующей калиевой щелочностью (табл. 4).

Интрузии черногорского и сарычевского комплексов прорывают все отложения, включая пермские, и оказывают на них контактовое воздействие. Их возрастные датировки К-Аг методом по биотиту, амфиболу и

Таблица 4

Средние химические составы позднеэриосовых—раннеюрских гранитоидов

Оксиды	Черногорский комплекс ($\gamma\delta T_3-J_1c$)							Сарычевский комплекс (γT_3-J_1s)		
	I фаза		II фаза		III фаза					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59,49	67,78	70,32	70,77	58,62	61,76	65,06	75,84	77,87	74,46
TiO ₂	0,47	0,42	0,35	0,31	0,61	0,69	0,42	0,19	0,06	0,27
Al ₂ O ₃	16,85	15,46	17,86	14,49	16,90	16,80	18,30	12,18	11,57	13,27
Fe ₂ O ₃	1,92	0,79	0,79	0,73	2,11	1,60	1,08	1,42	1,30	1,41
FeO	4,19	2,89	2,07	2,09	5,15	3,45	1,64	1,14	1,01	1,24
MnO	0,11	0,07	0,02	0,07	0,18	0,26	0,05	0,08	0,12	0,05
MgO	4,14	1,40	0,48	0,92	4,37	3,36	1,18	0,36	0,34	0,61
CaO	5,44	2,78	1,95	2,02	5,30	4,70	4,51	0,76	1,22	0,60
Na ₂ O	4,48	4,03	2,22	3,73	4,10	4,36	6,34	3,29	2,08	2,51
K ₂ O	2,70	4,26	3,84	4,77	2,49	2,81	1,28	4,71	4,42	5,51
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,10	0,10	0,17	0,21	0,14	0,03	0,01	0,07
Число анализов	8	4	1	4	3	4	2	10	1	1

Примечание. 1—7 — черногорский комплекс: 1 — диориты, 2, 3 — гранодиориты (2 — гора Черная, 3 — район ледника Рождественского), 4 — граниты, 5 — кварцсодержащие монодиориты, 6 — кварцевые диориты и микродиориты, 7 — альбитизированные гранодиорит-порфиры; 8—10 — сарычевский комплекс: 8, 9 — аляскитовые граниты и гранит-порфиры (горы Сарычева, Соседка), 10 — гранит-порфиры (губа Северная Сульменева). Данные ПМГРЭ [167].

валовому составу варьируют от 180—196 до 210—230 млн лет, что соответствует границе триаса и юры [48, 167]. Получены и более древние (244—256 млн лет) датировки методом Ar_{39}/Ar_{40} . В целом же образование гранитоидов черногорского и сарычевского комплексов связывается с завершающей стадией раннимерийского тектогенеза, сформировавшего современную складчатую структуру Новой Земли.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К мезозойским нерасчлененным по возрасту отнесены пластовые интрузии габбро-долеритов и долеритов (βMZ), показанные на разрезе к геологической карте в пермо-триасовой толще Баренцевской плиты по сейсмическим данным. Габбро-долериты вскрыты и изучены в скв. Лудловская-1, где они слагают два силла мощностью 27 и 8 м в интервале 288—330 м. Силлы залегают в песчано-алевролитно-аргиллитовых отложениях (T_{2-3}), ороговикованных на контактах с габбро-долеритами. Мощность кварц-слюдяных роговиков колеблется от 2 до 6 м [45, 155].

Вскрытые габбро-долериты представляют собой зеленовато-серые мелкозернистые породы с офитовой, долеритовой и порфиroidной структурами; сложены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Количество рудных минералов (магнетита и ильменита) достигает 15 %. В красных

Таблица 5

Химический состав мезозойских габбро-долеритов

Оксиды	Скважина Лудловская-1 [155]		Желанинский комплекс (βMZg) [167]	
	1	2	3	4
SiO ₂	54,40	50,16	51,78	52,76
TiO ₂	2,13	2,78	1,57	2,42
Al ₂ O ₃	13,27	12,48	15,34	14,67
Fe ₂ O ₃	4,76	5,42	1,76	4,33
FeO	7,75	8,81	10,19	8,89
MnO	0,25	0,31	0,21	0,20
MgO	4,01	3,77	6,88	4,28
CaO	7,48	7,36	9,48	7,93
Na ₂ O	2,88	2,73	2,24	2,40
K ₂ O	1,41	0,80	0,41	1,61
P ₂ O ₅	0,29	0,40	0,14	0,51
П. п. п.	1,62	4,94	4,15	—
Сумма	100,25	99,96	100,00	98,39
Число анализов	1	1	9	4

частях силлы сложены миндалекаменными базальтами с интерсертальной, участками вариолитовой, структурами. Миндалины зонально выполнены кальцитом, хлоритом и кварцем.

По химическому составу (табл. 5) габбро-долериты близки к основным породам, вскрытым скважинами на Земле Франца-Иосифа и к дайкам желанинского комплекса [167], распространенным на северо-западном побережье Северного острова Новой Земли, за пределами закартированной площади. Вероятно, все эти пластовые интрузии и дайки принадлежат к единому комплексу основных интрузий, залегающих на разных горизонтах осадочного чехла Восточно-Баренцевского мегапрогиба и его обрамления.

Возраст этого комплекса, судя по трем определениям K-Ar методом из керна габбро-долеритов скв. Лудловская-1: 131, 139 и 159 млн лет [45, 46], отвечает J_3-K_1 . Учитывая недостаточную изученность этого комплекса и его распространение в разных структурно-геологических обстановках, мы придаем ему нерасчлененный мезозойский возраст.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Кайнозойские интрузии представлены несколькими трубками взрыва (показаны немасштабными знаками), выполненными агломератовыми и шлаковыми базальтовыми лавами и лавобрекчиями (βKZ).

Трубки находятся на восточном побережье Северного острова у зал. Бацова. Они имеют неправильные в плане очертания и падение близкое к вертикальному. Размер трубок в поперечнике не превышает 15 м. Породы трубок состоят из хаотично распределенных стекловатых и в различной степени раскристаллизованных трахибазальтов, рудных минералов, ксенолитов вмещающих пород, пироксенитов и долеритов. Вулканические шлаки обладают пузырчатыми текстурами, высоким содержанием рудных

Таблица 6

Химический состав кайнозойских базальтовых лав и лавобрекчий

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	50,00	30,20	48,26	55,25
TiO ₂	0,26	0,33	0,35	0,44
Al ₂ O ₃	6,25	9,31	7,64	7,39
Fe ₂ O ₃	25,29	27,56	14,45	3,56
FeO	2,62	0,57	17,30	13,68
MnO	0,05	0,05	0,02	Сл.
MgO	4,74	6,98	1,06	2,95
CaO	8,76	14,51	8,25	12,50
Na ₂ O	0,08	0,08	0,08	0,09
K ₂ O	0,20	0,10	1,55	2,35
P ₂ O ₅	0,51	0,60	0,51	0,50
П. п. п.	0,63	0,91	0,74	1,23
Сумма	99,39	100,20	100,22	99,94

Примечание. По данным ПМГРЭ [167].

минералов, красновато-коричневой окраской и представлены двумя разновидностями: плагиоклаз-эгирин-маггемитовыми и амфибол-маггемитовыми.

Для проанализированных образцов вулканитов характерно высокое содержание Fe и CaO при дефиците Al₂O₃, MgO и TiO₂. В некоторых разновидностях повышено содержание K (табл. 6). Возраст базальтов, определенный K-Ar методом по валовому составу базальта, составил 1,6 млн лет [167].

ТЕКТОНИКА

По особенностям строения фундамента и осадочного чехла в структуре рассматриваемой области с запада на восток выделяются три фрагмента главных тектонических элементов: Баренцевская (Свальбардская) плита (с добайкальским фундаментом), Новоземельский раннекембрийский коллизонный пояс и Карская часть Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты. Внешними признаками геологического единства платформенных областей является сплошное развитие терригенных мезозойских (триас-верхнемеловых в Баренцевом море) и мезозойско-кайнозойских (юрско-палеогеновых в Карском море) отложений чехла, слагающих обширные синеклизы, получившие развитие над рифтогенными трогами.

Тектоническая схема, представленная в масштабе 1 : 2 500 000, была построена на принципах выделения крупных блоков литосферы, которые ассоциируются с преобладающими геодинамическими обстановками, определявшими формирование и дальнейшее преобразование структурно-вещественных комплексов на протяжении геологической истории.

Поверхность, соответствующая кровле фундамента или подошве осадочного чехла в Баренцевом и Карском морях, устанавливается главным образом по геофизическим данным, среди которых ведущую роль играют материалы ГСЗ, ШГСП, МПВ и моделирования структуры земной коры по результатам гравиметрических съемок. Представления о структуре осадочного чехла шельфа также складываются преимущественно на основе данных сейсморазведки МОВ ОГТ, дополненных сравнительно небольшим числом конкретных разрезов, полученных по материалам глубокого морского бурения и описания обнажений Новоземельского архипелага.

БАРЕНЦЕВСКАЯ ПЛИТА

Согласно имеющимся данным [10, 22, 81, 103, 144] фундамент плиты на большей ее части представлен добайкальскими комплексами. Стратиграфические объемы осадочного чехла плиты достаточно изменчивы и в общем плане могут быть представлены отложениями от позднего протерозоя—кембрия до мела и кайнозоя.

В изученной части плиты (см. тектоническую схему) в качестве основных структур выступают относительно стабильные платформенные блоки (с палеозойско-раннемезозойскими формациями эпиконтинентальных бассейнов), которые разделены областью рифтогенной деструкции земной коры (со среднепалеозойско-триасовыми терригенно-вулканогенными формациями выполнения рифтогенных прогибов). На схеме районирования платформенного чехла (см. врезку к геологической карте) «стабильным»

блокам соответствуют Центральная зона поднятий (на западе) и Предновоземельская структурная область (на востоке), ограничивающие Восточно-Баренцевский мегапрогиб (мегасинеклизу — по юрско-меловым отложениям).

Контуры этих главных структур рельефно очерчиваются в аномальном гравитационном поле резкоградиентными ступенями, совпадающими с бортами мегапрогиба. Зоны сопряжения мегапрогиба с обрамляющими структурами трассируются цепочками контрастных (от +10 до -15 мГал) остаточных аномалий Буге (плотность промежуточного слоя 2,30 г/см³), а его центральной области соответствует региональный максимум поля силы тяжести со значениями аномалий (редукция Буге, $\sigma = 2,30$ г/см³) от 10—15 до 35—40 мГал. Этот максимум объясняется [10, 16] подъемом поверхности высокоплотных нижнекоргово-мантийных пород.

В аномальном магнитном поле приподнятые структурные элементы характеризуются как положительным, так и отрицательным фоном. В пределах Центральной зоны поднятий преобладают положительные изометричные аномалии интенсивностью до 200—300 нТл, а большей части Предновоземельской области соответствуют отрицательные значения от -50 до -200 нТл. Восточно-Баренцевский мегапрогиб выражен менее контрастным полем с преобладающими значениями аномалий от +50 до -75 нТл. В рисунке аномалий магнитного поля в большей степени проявляются элементы разрывной тектоники: региональные разломы (швы между блоками фундамента) северо-западного и северо-восточного простирания.

Центральная зона поднятий субширотного простирания в структуре фундамента представлена своей восточной периклиальной частью, погруженной до глубин 10—13 км. В сводах поднятий Центральной зоны, расположенных к западу от изученной области, поверхность докэмбрийского фундамента воздымается до отметок 5—6 км [139]. Стратиграфический диапазон чехла здесь может охватывать отложения от девона по нижней мел включительно. В мезозойских отложениях над периклиальным выступом фундамента обособляется крупная, изометричная в плане, Ферсмановская локальная структура.

Восточно-Баренцевский мегапрогиб в рельефе поверхности фундамента выражен субмеридиональным трогом с глубинами 14—18 км, а на уровне верхней части осадочного чехла — мегасинеклизой, очерчиваемой на геологической карте в наиболее общем виде контурами распространения юрских и ниже-верхнемеловых отложений.

Во внутренней структуре мегапрогиба выделяются две впадины — Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская, разделенные Лудловской перемычкой. Характерной особенностью мегапрогиба, отмечаемой многими исследователями, является наличие областей геофизически аномальной земной коры и верхней мантии. На глубинах более 14—16 км подошва чехла (поверхность фундамента) однозначно не определяется. В одних случаях на профилях КМПВ и МОВ ОГТ в бортовых зонах обнаруживаются признаки «нормального» складчато-кристаллического основания, в других — создается впечатление, что низы осадочного выполнения залегают непосредственно на «базальтовых окнах». Нередко какого-либо сейсмического раздела между осадочными комплексами и субстратом обнаружить вообще не удается и тогда вероятностное положение этой границы устанавливается по результатам магнитно-плотностного моделирования.

Относительный тектонический возраст фундамента, ввиду его переработки в течение нескольких этапов рифтогенеза и большой глубины

залегания [118], достоверно определить невозможно. Однако по ряду косвенных признаков, в частности, по морфологическому сходству его отдельных элементов со структурами прилегающих областей и по возрасту нижних горизонтов осадочного чехла, которые их перекрывают, можно предполагать, что время становления фундамента в Южно-Баренцевской впадине (в ее крайней южной части) отличается от такового в Северо-Баренцевской. Фундамент Южно-Баренцевской впадины, расположенной в пограничной зоне Печорской и Баренцевской (Свальбардской) плит, по крайней мере в самой южной ее части, мог быть переработан тектоно-магматическими процессами байкальского этапа. Основание Северо-Баренцевской впадины, за Лудловской перемычкой, образовано раздробленными и насыщенными основными интрузиями добайкальскими комплексами. Помимо фундамента, наибольшей блоковой раздробленностью отличаются нижние части разреза — от низов палеозоя до триаса включительно. Большая часть мощности отложений, заполняющих мегапрогиб, приходится на верхнепермско-мезозойские толщи — до 14—15 км.

Разрез осадочного чехла изучен бурением на отдельных поднятиях до 4,5 км, а сейсмическими методами наиболее достоверно прослежен до глубин 12—14 км. Фрагменты отражающих сейсмических границ обнаруживаются и на больших глубинах — 16—17 км [83]. Максимальная мощность (до 8—10 км) приходится на терригенные верхнепермско-триасовые отложения. Они залегают на сравнительно маломощных (до 1 км) каменноугольно-пермских карбонатах, ниже которых, в осевой части трого, предполагается существенное увеличение мощностей девонских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений и, вероятно, более древних толщ.

Суммарные мощности юрско-нижнемеловых терригенных отложений составляют около 2—2,5 км. Сейсмические разрезы показывают, что Лудловская перемычка, разделяющая Южно- и Северо-Баренцевскую впадины, выражена именно в этих отложениях. Она представляет собой в целом поперечную к трого структуре, связанную с разломами северо-западного и юго-восточного простираний и осложненную серией антиклинальных и синклинальных складок.

Переходя к характеристике структурных планов основных поверхностей раздела осадочного чехла, необходимо отметить, что стратиграфическая привязка опорных сейсмических горизонтов, в частности палеозойских, опирается лишь на возможность их непрерывного прослеживания на сотни километров от районов, где они привязаны к скважинам (Печорское море, Адмиралтейская возвышенность).

Анализ материалов показывает, что непрерывная корреляция даже самого «надежного» опорного отражающего горизонта Ia, относимого на шельфе Печорского моря к поверхности нижнепермского карбонатного комплекса, в Южно- и Северо-Баренцевской впадинах затруднительна. Потеря корреляции этого опорного горизонта наблюдается при переходе от бортов к наиболее глубокой части Южно-Баренцевского бассейна, где на более низком стратиграфическом уровне, в кровле карбона, прослеживается горизонт I—II. В бортовых частях Южно-Баренцевской впадины горизонты Ia и I—II могут создавать единый динамически выраженный волновой пакт, что, в совокупности с высокими (до 6 км/с) интервальными скоростями, свидетельствует о карбонатном составе каменноугольно-нижнепермских отложений и малой мощности нижнепермского интервала разреза. Учитывая данное обстоятельство, следует относить структурные схемы

по горизонтам Ia и I—II к подошве пермского терригенного комплекса или к кровле верхнепалеозойского карбонатного комплекса.

Построения по опорным сейсмическим горизонтам Ia и I—II, как по кровле диахронного карбонатного нижнепермско-каменноугольного комплекса, отражают главные особенности поведения этой важнейшей структурной поверхности. Восточно-Баренцевский мегапрогиб выражен в этой поверхности по изогипсе 10 км. Южно-Баренцевская впадина характеризуется уплощенным дном, с глубинами залегания горизонта I—II от 12 до 14 км. Анализ сейсмического материала указывает на то, что в центральной части впадины отложения, к кровле которых относится горизонт I—II, представлены скорее всего глинистыми депрессионными фациями. В соответствии с максимальной мощностью верхнепермского клиноформного комплекса над этой поверхностью, возможная глубина палеобассейна в осевых зонах Южно- и Северо-Баренцевской впадин находилась в пределах 1,0—1,5 км. Распределение мощностей отложений терригенного комплекса (заключенных между горизонтами Ia, I—II и B) в пределах Лудловской перемычки практически не изменяется при прослеживании с юга на север. Это обстоятельство свидетельствует о том, что Лудловской перемычки, как ясно выраженного поднятия, по меньшей мере даже в раннемезозойское время еще не существовало. В противном случае она бы влияла на распределение мощностей осадков.

Отражающий горизонт Б, относимый в бортовых частях Восточно-Баренцевского мегапрогиба к резкому несогласию на границе триаса—юры, во внутренних зонах Южно- и Северо-Баренцевской впадин прослеживается в верхней части триасовых отложений. Максимальные отметки его залегания закартированы в северо-восточной части Южно-Баренцевской впадины, где изолиниями 4,4—4,6 км очерчивается узкий прогиб, которому соответствуют наибольшие значения мощностей юры — 1,7—1,9 км. Другим районом, где наблюдаются аналогичные соотношения рельефа поверхности горизонта Б и распределения мощностей юрских отложений, является Лудловская перемычка. Гипсометрические отметки расположенного на ее месте прогиба достигают 3,4—3,7 км, а мощность отложений юры составляет 1,4—1,5 км.

Наиболее устойчивый и уверенно прослеживаемый в Восточно-Баренцевском бассейне отражающий горизонт В приурочен к кровле верхнеюрских отложений, представленных кимеридж-волжским комплексом. Материалы сейсморазведки и бурения в Баренцевом море показывают широкое распространение этой депрессионной черносланцевой фации [121], сменяющейся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями берриаса—готерива.

Сложившийся структурный план кровли юрских отложений (см. геологическую карту дочетвертичных образований) во многом отличается от рассмотренных ранее поверхностей раздела осадочного чехла. Гораздо более детальная его изученность позволяет говорить, что в этой поверхности запечатлено подавляющее число локальных поднятий, получивших развитие над структурными носами по кровле карбонатного комплекса (Штокмановское, Ледовое) или же вовсе не имеющих корней (Арктическое, Туломское). Распределение мощностей юрских отложений и сейсмические данные свидетельствуют о завершающей фазе образования Лудловской перемычки, разделяющей Южно- и Северо-Баренцевскую впадины, а также многих локальных поднятий в позднеюрское—раннемеловое время [119]. Следует заметить, что главный депоцентр Северо-Баренцевского бассейна в меловое время был несколько смещен относительно Южно-Баренцевского

по системе левосторонних сдвиговых нарушений северо-западного простирания, транслируемых из района Кармакульской седловины Новой Земли в район Лудловской перемычки. Юрско-меловые отложения в этом районе интенсивно нарушены северо-западными разломами. Отмеченное событие связано с позднеюрско-раннемеловой фазой воздымания и развития Новоземельского орогена.

Характерной чертой строения осадочного чехла является его насыщенность магматическими образованиями основного состава [115, 116, 119]. Признаки магматической активности, обусловленной проявлением рифтогенных этапов развития, связываются с так называемыми «аномальными сейсмическими горизонтами», которые зафиксированы в отложениях мегапрогиба сейсмическими методами (рис. 2), а на Новой Земле — геологическим картированием.

Устанавливается несколько возрастных уровней магматизма, близкого по составу к базитовым трапповым формациям.

Самый нижний и соответственно наиболее древний относится к рифею. Его распространение отмечено в пределах Новоземельского архипелага. Здесь фрагментарно распространены дайки и sillы диабазов и габбро-диабазов, учитывая их соотношения с вмещающими породами [102], укладываются в позднепротерозойский интервал тектоно-магматической активизации.

Следующий из ареалов базитового магматизма связывается по времени со средне-позднепалеозойским этапом. Средне-позднесловенские базальтоиды пользуются на Новой Земле наибольшим распространением среди прочих магматитов и представлены как эффузивами, так и интрузивами [102]. Эти образования были выделены в костиншарский комплекс [122]. По своему химическому составу базальты и диабазы комплекса близки к океаническим [104].

В акваториальной части Южного Предновоземелья базитовый магматизм в девонских отложениях отмечается на сейсмических разрезах в виде отдельных своеобразных отражений, динамически ярко выраженных [115, 116]. Они тяготеют к разрывным нарушениям северо-западного простирания. Эти аномальные сейсмические горизонты обладают сравнительно незначительной протяженностью, акустически шероховаты и в этой связи похожи на локальные поверхности размыва.

Наиболее значительный ареал базальтоидных образований выявлен в верхнепермско-триасовых терригенных отложениях Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Сейсмические горизонты, с которыми связываются пластовые тела магматических пород, характеризуются высокой отражающей способностью, горизонтальной изменчивостью, нередко несогласным положением в разрезе вмещающих отложений, перескоком с одного уровня разреза на другой и широким распространением (см. геологический разрез).

В пермско-триасовых отложениях выделяются четыре серии аномальных горизонтов: L₀, L₁, L₂, L₃, прослеживаемых как бы на двух основных возрастных уровнях. Горизонты L₀ и L₁ наблюдаются в верхнепермско-нижнетриасовом интервале разреза, а горизонты L₂ и L₃ — преимущественно в среднем и верхнем триасе (рис. 2).

В районе Лудловской перемычки, разделяющей Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины, устанавливается максимальное число этих горизонтов, и они занимают наиболее высокое гипсометрическое положение.

Не исключено, что нижняя группа магматических тел (горизонты L₀ и L₁) отвечает позднепермско-триасовому этапу проявления тектоно-маг-

матической активизации. Подтверждением этому являются обнаруженные в пределах восточной бортовой зоны мегапрогиба прослой и горизонты вулканогенных образований, представленные туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами среднего—основного состава. В обнажениях пород крайнего запада Новой Земли и в разрезе морской скважины Адмиралтейская они залегают в терригенных отложениях верхней перми и нижнего триаса (шадровская и адмиралтейская свиты).

Верхний возрастной уровень распространения основных интрузий более определенно связан с юрско-меловым тектоно-магматическим этапом, получившим отчетливое развитие в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. На распространение магматитов этого возраста указывают аномальные сейсмические горизонты серии L_2 и L_3 , располагающиеся в верхней части разреза триасовых отложений. Из Южно-Баренцевской впадины через Лудловскую перемычку они прослеживаются в Северо-Баренцевскую впадину, занимая при этом все более высокие уровни в разрезе, вплоть до выходов на поверхность дна вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа. О том, что это более молодая генерация интрузивных тел, по сравнению с нижними горизонтами L_0 и L_1 , свидетельствуют результаты бурения морской скважины Лудловская-1 [46], пройденной в пределах одноименной перемычки. Здесь в терригенных отложениях верхнего триаса были вскрыты два пласта магматических пород мощностью 27 и 5 м, представленных габбро-диабазами и габбро-долеритами. По химическому составу они близки к трапповым образованиям архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген и относятся к умеренно- и высококалийным базальтоидам. По положению на сейсмических разрезах встреченные в районе скважины пласты магматических образований относятся к самым верхним из аномальных отражающих горизонтов серии L — рефлекторам L_2 и L_3 [115, 116].

Определение абсолютного возраста магматических пород калий-аргоновым методом дали следующие величины: верхний пласт (27 м) — 131—139 млн лет, нижний — 159 млн лет. Эти значения соответствуют временным интервалам в середине юры и на рубеже юры и мела.

Проявление юрско-мелового магматизма имело место и в пределах Предновоземельской структурной области. На северной оконечности Адмиралтейского горста сейсмическими работами выявлено крупное субвертикальное интрузивное тело шириной около 2 км, прорывающее осадочные отложения вплоть до границы юры и мела [120].

В аномальном магнитном поле участкам развития «аномальных горизонтов» соответствуют его повышенные значения, а по гравиметрическим данным они характеризуются избыточной плотностью.

Распространение ареалов разновозрастного магматизма в Восточно-Баренцевском тропе свидетельствует об устойчивой закономерности его омоложения с юга на север и имеет непосредственное отношение к развитию полициклического рифтогенеза.

В Предновоземельской структурной области крупнейшими элементами являются Адмиралтейский горст (мегавал) и Гусиноземельский блок (ступень).

Адмиралтейский горст (мегавал) представляет собой крайний юго-западный элемент в поясе блоковых поднятий добайкальского фундамента, который протягивается через северную оконечность Новой Земли в направлении Северо-Западного Таймыра. Стратиграфический диапазон осадочного чехла охватывает отложения как раннего палеозоя до триаса, а в краевых частях включает юру и нижний мел. Суммарная

мощность отложений в сводовой эродированной части мегавала составляет 5—6 км, а в локальных отрицательных структурах — 7—8 км.

Гусиноземельская ступень отделена от Адмиралтейского мегавала желобообразным прогибом Седова и протягивается вдоль фронта Западно-Новоземельской зоны надвигово-взбросовых дислокаций. Она представляет собой участок глубоких (12—14 км) погружений фундамента, поверхность которого разбита на поперечные к простиранию ступени блоки. Выше лежащий разрез в интервале 0—12 км включает отложения от нижнего палеозоя до юры—нижнего мела. При этом деформация доюрской толщи имеет веерообразную структуру, обусловленную надвиговыми и взбросовыми перемещениями на запад блоков Новоземельского пояса.

В Предновоземельской области многочисленные локальные структуры четко выражены по поверхности верхнепалеозойского карбонатного комплекса. Они осложнены разрывными нарушениями типа сдвигов, взбросов и взбросо-надвигов. На ряде профилей, где эти дизъюнктивные и пликативные формы проявились отчетливо, выше лежащие доюрские отложения деформированы конформно с карбон-нижнепермскими, причем изменения мощностей не наблюдается. Юрско-неокомский комплекс, с резким угловым несогласием перекрывающий ниже лежащие отложения, залегает в сводовых частях складок на глубоко эродированных верхне-среднетриасовых отложениях. Это свидетельствует о том, что основные фазы деформации произошли здесь в послепермское, но в домеловое время.

НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ РАННЕКИММЕРИЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ПОЯС

Новая Земля представляет собой складчатую область сложного строения, сформировавшуюся в результате нескольких актов тектогенеза в различных геодинамических обстановках. Современный структурный рисунок этой области был создан в раннем мезозое, когда на северо-западной периферии Урало-Монгольского складчатого пояса начала формироваться Пайхойско-Новоземельская складчатая система. Северная часть последней представлена Новоземельским орогеном, продолжающим структуры Пай-Хоя и Вайгача. Общая тенденция преобладания восходящих движений сохранялась весь мезозой и продолжается в кайнозое, в результате чего сегодня Вайгач и Новая Земля представляют собой орогенную островную гряду, разделяющую седиментационные бассейны шельфов Карского (на востоке), Баренцева и Печорского (на западе) морей. Фланговым ограничением Новоземельского орогена с запада является сравнительно узкая зона, отвечающая передовому фронту надвигового пояса, где происходит сочленение с платформенными структурами Баренцевской плиты. На востоке киммерийские структуры широкой полосой (~150—170 км) прослеживаются под мезозойско-кайнозойским чехлом акваториальной части Западно-Сибирской плиты. Северное продолжение Пайхойско-Новоземельской складчатой системы не вполне ясно, но наличие очевидных структурных связей с Таймырской складчатой системой (через Сибирский порог) представляется несомненным [108].

В составе Новоземельского отрезка складчатой системы выделяются три тектонические единицы, различающиеся по характеру, возрасту допалеозойского фундамента и своей геологической истории: южный, центральный и северный блоки (ЮБ, ЦБ и СБ соответственно). В единый ансамбль эти блоки были объединены в разное время. Южный и Цент-

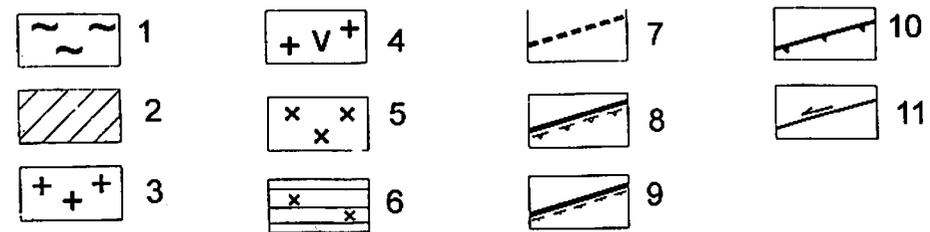
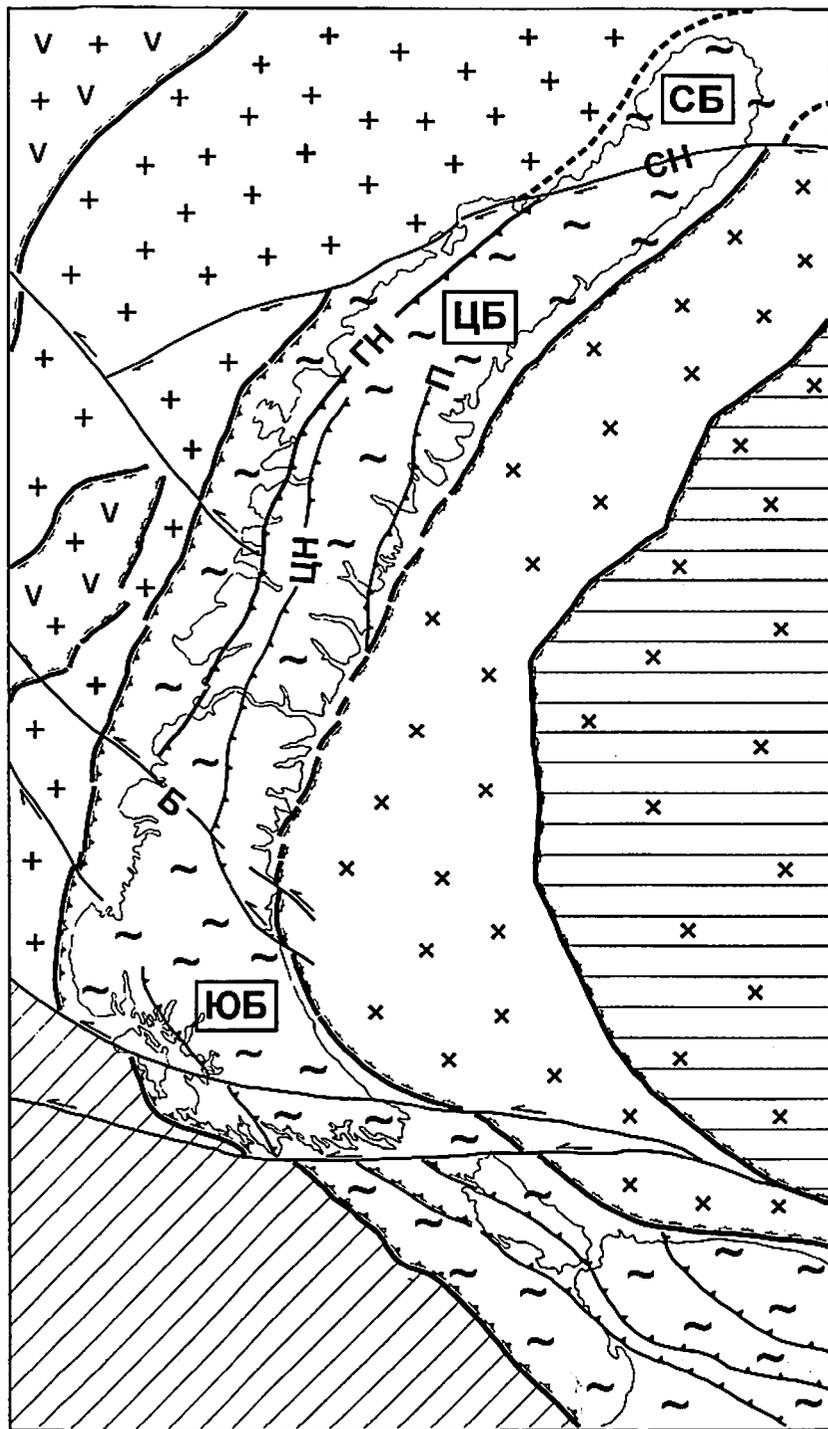


Рис. 11. Схема районирования Пайхойско-Новоземельского региона [102, 103].

1 — Пайхойско-Новоземельская складчатая система (ЮБ — Южный блок, ЦБ — Центральный блок, СБ — Северный блок); 2 — Тимано-Печорская эпибайкальская плита; 3—4 — Баренцевская плита; 3 — блоки фундамента добайкальской консолидации, 4 — области рифтогенной переработки фундамента; 5—6 — Западно-Сибирская эпипалеозойская плита; 5 — карельский блок фундамента, переработанный герцинским и раннекаммерийским тектогенезом, 6 — область проявления триасового рифтогенеза; 7—9 — границы плит и крупных блоков фундамента; 7 — предполагаемые, 8 — осложненные взбросо-надвигами и взбросами, 9 — осложненные сбросами; 10—11 — разломы: 10 — главные надвиги (ГН — Главный Новоземельский разлом, ЦН — Центрально-Новоземельский разлом, П — Пахтусовский разлом); 11 — сдвиги (СН — Спорноволокский разлом, Б — Байдарацкий разлом).

ральный блоки были сочленены по Байдарацкому глубинному разлому (БР) в конце докембрия—кембрии, Северный блок присоединился по зоне Спорноволокского разлома (СНР) в раннем мезозое. Сегмент Пайхойско-Новоземельской складчатой системы, ограниченный северной и южной рамками описываемой группы листов, расположен почти целиком в пределах центрального блока (рис. 11).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В качестве структурно-вещественных комплексов (СВК) выделяются образования осадочных и магматических формаций, от раннего рифея до мезозоя, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках (см. тектоническую схему).

Обстановка становления протоконтинентальной коры в раннем рифее (R₁)

Древнейшие образования Новой Земли, участвующие в строении комплекса кристаллического основания, обнажаются только в районе губы Северная Сульменева. Они локально распространены в зоне Главного Новоземельского разлома (ГНР) на площади около 5 км².

Протоплатформенный СВК основания представлен группой формаций мраморов и кристаллических сланцев. Контакты с подстилающими и перекрывающими толщами не обнажены, с окружающими комплексами — тектонические. Породы пронизаны многочисленными инъекциями пегматоидных гранитов и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Большая часть образований относится к парапородам: мраморы имеют первичную карбонатную природу, кварциты и кристаллические сланцы образовались за счет осадочных пород пелитовой и алевро-псаммитовой размерности. Ам-

фиболиты скорее являются ортопорадами. Из этого следует, что первичный субстрат образований СВК представлял собой ассоциацию пород терригенно-карбонатной группы формаций окраины шельфа.

Значения абсолютного возраста, полученные U-Pb методом по циркону, составляют 1550 ± 80 и 1490 ± 100 млн лет, что отвечает низам рифея. Суммарная мощность ~ 1100 м при допущении нормального залегания образований СВК. Породы подвергнуты интенсивному динамометаморфизму в зоне ГНР, где широко проявлены будинирование, милонитизация, зеленокаменные изменения. Тела плагиогранитов, пегматитов и мигматитов, пронизывающие образования СВК, по химическому составу ближе всего стоят к мигматит-плагиогранитовой формации. Изотопные датировки по циркону (U-Pb метод) дают значение абсолютного возраста гранитоидов 1300 ± 90 млн лет [102]. Комплекс вмещает как автохтонные палингено-метасоматические и анатектические граниты, так и аллохтонные граниты, интрузирующие вмещающие породы. Подобные гранитоиды типичны для ультраметаморфизма воздымания. Здесь они фиксируют завершающую стадию коллизионной обстановки, приведшей к становлению континентальной коры (фундамента Центрального блока) в раннем рифее.

Коллизионная обстановка позднего рифея—венда (R_3-V)

Митюшевский гранитовый позднепротерозойский (вендский) СВК представлен интрузивом площадью более 50 км^2 в Центральном блоке, в зоне ГНР. Основное тело массива, зажатое между разломами, представляет собой пластину, наклоненную к востоку под углами $30-60^\circ$. Контакты с вмещающими породами — тектонические. Комплекс сложен аляскистыми и лейкократовыми гранитами, а также гнейсированными, более меланократовыми гранодиоритами, тяготеющими к периферии интрузива и разломным зонам. В формационном отношении граниты Митюшевского СВК принадлежат к аляскитовой гранитовой формации. Изотопные датировки (U-Pb метод по циркону) дают значения 680 ± 50 и 735 ± 50 млн лет [48]. Внедрение митюшевских S-гранитов связано с ранними стадиями байкальского орогенеза, проявившегося в Южном блоке.

Обстановка пассивной континентальной окраины (PZ)

СВК, сформировавшиеся в условиях пассивной континентальной окраины, широко развиты в пределах Новоземельского коллизионного пояса и отвечают различным возрастным интервалам.

Условия континентального шельфа раннего—среднего палеозоя (PZ_{1-2})

Шельфовые СВК формировались в Центральном блоке от кембрия до среднего девона. На западе, в Баренцевской структурно-фациальной зоне, шельфовые условия сохранялись в течение всего среднего палеозоя, до перми.

Карбонатно-терригенный шельфовый СВК кембрия—раннего девона развит в ядре Северо-Новоземельского антиклинория. В кембрии—раннем ордовике сформировалась регрессивная серия осадков. Максимум регрессии приходится на конец ордовика, когда западнее ГНР существовала область размыва, а морское осадконакопление сохранялось

лишь к востоку от зоны ГНР. В силуре—раннем девоне формируется трансгрессивная серия отложений: в начале прибрежно-морские толщи, а затем нормально-морские отложения карбонатного шельфа.

Регрессивная серия низов СВК представлена группой сероцветных мелководных карбонатно-глинистых и пестроцветных прибрежно-морских псаммитовых формаций. Она сложена филлитовидными и глинистыми сланцами, пестроцветными и сероцветными кварцитовидными и полевошпато-кварцевыми песчаниками. Присутствуют прослои доломитов и известняков.

Трансгрессивная серия верхней части СВК представлена группами прибрежно-морских груботерригенных, пестроцветных терригенных и мелководных терригенных и карбонатных формаций. Верхняя часть СВК сложена полимиктовыми конгломератами и гравелитами, пестроцветными и сероцветными кварцитовидными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, седиментационными доломитами и органогенными известняками. Отмечается косая слоистость, знаки ряби, в самой верхней части — обилие органогенных построек.

Формирование СВК завершается в раннем девоне — эпохе выравнивания для всего архипелага. В Рогачевской и Карской СФЗ этот комплекс завершает шельфовый этап развития.

Карбонатный шельфовый СВК позднего девона—карбона развит на западе в пределах Баренцевской СФЗ. Представлен группой прибрежно-морских и мелководных карбонатных и терригенно-карбонатных формаций, причем первые слагают нижнюю и среднюю части комплекса, а вторые — верхнюю часть. В нижней и средней частях СВК преобладают органогенные и органогенно-обломочные известняки, распространены органогенные постройки (биогермы, рифы). На западном побережье Южного острова (Алебастровы острова) зафиксировано тело эвапоритов (гипсы) мощностью 50 м [178]. Верхняя часть СВК представлена более глубоководными осадками: резко возрастает роль биокалькаренинов, появляются силициты, а в кровле — карбонатные конглобрекчии. Мощность комплекса уменьшается от ~ 2000 м на юге до ~ 1700 м на севере. Формированием данного комплекса завершается шельфовый этап развития в Баренцевской СФЗ, где шельфовая обстановка сохранялась весь поздний девон и большую часть карбона, в то время как расположенные восточнее районы (Рогачевская и Карская СФЗ) уже в среднем девоне вступили в этап рифтогенной дивергенции. Резкой границей Баренцевской и Рогачевской СФЗ служит зона ГНР.

Условия внутриплитной рифтогенной дивергенции среднего девона—перми (D_2-P)

Стадия заложения рифтогенного трога

На рубеже раннего и среднего девона в регионе резко возрастает тектоническая активность. В мелководном шельфовом бассейне начинается дифференциация по скоростям прогибания, что приводит к образованию зон с различным характером осадконакопления. На западе (Баренцевская СФЗ) сохраняется область мелководного шельфового карбонатонакопления, в центральной и восточной частях территории закладывается рифтогенный прогиб.

Вулканоогенно-осадочный рифтогенный СВК позднего девона развит на крыльях и периклинах Северо-Новоземельского антиклинория. Представлен группой мелководных, прибрежно-морских и

относительно глубоководных вулканогенно-осадочных (карбонатно-терригенных) формаций. В состав комплекса входят разнообразные породы: толеитовые базальты и их туфы (костиншарского магматического СВК), туффиты, туфопсчаники, туфоалевролиты, кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже гравелиты, конгломераты. Отмечается косая слоистость, пестроцветность, знаки ряби. Органические остатки представлены бентосом и планктоном [187]. Комплекс отличается пестротой состава, значительной латеральной изменчивостью, сильными колебаниями мощности, обусловленными резким возрастанием эффузивной и тифроидной составляющих при приближении к центрам извержений. К этим же участкам приурочено распространение прибрежных и мелководных формаций (конгломераты, гравелиты, пестроцветные породы). При удалении от центров вулканизма резко уменьшается роль вулканитов и разрез представлен более глубоководными (карбонатно-алевропелитовыми) формациями.

Вдоль западного побережья, в зоне ГНР, извержения протекали в субаэральных условиях. Очевидно, здесь существовала цепочка вулканических островов и поднятий, подвергавшихся размыву. В этой области в основании комплекса развиты базальные полимиктовые конгломераты, фиксирующие поздне-среднедевонский (живетский) размыв верхов подстилающего комплекса и маркирующие зоны наиболее контрастных вертикальных тектонических движений. На северной границе Центрального блока поля развития вулканогенно-осадочного рифтогенного СВК резко обрезаются Спорнаволоцким разломом. Мощность комплекса 350—1200 м.

Вулкано-интрузивный базальт-долеритовый костиншарский позднедевонский СВК развит на крыльях Северо-Новоземельского антиклинария, в ядрах Пахтусовской и Литкенской антиклиналей. Комплекс представлен интрузивными, субвулканическими и вулканическими образованиями, являющимися производными толеитовой базальтовой и трахибазальтовой магм.

Вулканические образования представлены базальтами и их туфами, лавобрекчиями. В западной части, на Баренцевском побережье, извержения происходили в субаэральных и мелководных условиях. Здесь присутствуют шлаки, характерна столбчатая отдельность. В центральном и восточном районах преобладали глубоководные условия, на что указывает шаровая отдельность лав. Интрузивные образования представлены субсогласными формами (силлами) и дайками габбро-долеритов и долеритов. Присутствуют ультраосновные породы — пироксениты. Возраст вулканитов надежно определяется как франкий (D_{3f}) из соотношений с вмещающими породами. По петрохимическим характеристикам базальтоиды девона обнаруживают сходство как с толеитовыми базальтами океанических поднятий (Гавайский тип), так и с примитивными базальтами СОХ.

Стадия формирования рифтогенного трога

Депрессионный СВК позднего девона—перми развит в Центральном блоке, в Рогачевской и Карской СФЗ. Образования комплекса выполняют обрамления антиклинальных структур восточнее ГНР. Нижняя часть комплекса представлена группой глубоководных кремнисто-карбонатных, кремнисто-глинистых и углеродисто-кремнистых формаций. Верхняя часть представлена группой глубоководных аспидных глинистых и глинисто-псаммитовых формаций.

Нижняя часть СВК имеет груборитмичное строение. Фиксируются три ритма, имеющих существенно кремнистый состав в основании и карбонатный в кровле. Ведущую роль играет хсмогенное и планктоногенное осадконакопление при крайне малых скоростях седиментации. Угнетенный бентос характерен лишь для низов СВК, выше органические остатки представлены планктонными и нектонными группами. Отмечается градационная слоистость (карбонатные турбидиты), текстуры оползания. Все это свидетельствует о формировании нижней части СВК в батимальной зоне, в глубоководных условиях склона и его подножия, в режиме некомпенсированного интенсивного прогибания. Латеральные изменения говорят о нарастании глубинности к востоку. Анализ вертикальных рядов формаций свидетельствует о стремительном прогибании. Если в конце девона глубины в Рогачевской СФЗ составляли около 1 км [187, 195], то в среднем карбоне они уже приближались к критической глубине карбонатакопления (более 3,5 км). Мощность нижней ритмичной части СВК составляет 250—400 м, время ее формирования D₃—C₂.

Верхняя часть СВК формировалась в интервале времени от среднего карбона до поздней перми и представлена в основном монотонными глинистыми толщами, накапливавшимися у подножия материкового склона. На общем аргиллитовом фоне выделяются отдельные вариации состава, выражающие определенные пространственные и временные различия условий формирования отложений. В Рогачевской СФЗ на Южном острове на гжельско-ассельском уровне широко развиты карбонаты марганца (родохрозиты). В Карской СФЗ на средне-верхнекаменноугольном уровне отмечаются кремнистые породы, силициты, широко развиты олистостромы. Карбонатные олистолиты (обычно раннекаменноугольного возраста), включенные в средне- и верхнекаменноугольный глинистый матрикс уже в литифицированном состоянии, имеют размеры от десятков сантиметров до сотен метров и даже первые километры в поперечнике.

Нижнепермская часть комплекса в значительной степени сложена отложениями мутьевых потоков — алевропелитовыми турбидитами, отмечаются косая слоистость, в кровле появляются хлидолиты. Для верхней части СВК характерно абсолютное отсутствие бентоса. Фаунистические остатки представлены спикулами губок, радиоляриями, планктонными фораминиферами и редкими нектонными формами. В ранней перми, по сравнению с карбоном, резко возрастают скорости осадконакопления вследствие активного поступления тонкого глинистого материала с растущих горных сооружений Урала [89, 107].

В конце карбона—начале перми в пределах Центрального блока продолжается деструкция карбонатного шельфа, импульсивно продвигающаяся в западном направлении. Вместе с шельфом в деструктивное прогибание вовлекается и склон пассивной континентальной окраины (в пределах Рогачевской СФЗ), который тоже отступает на запад. В ранней перми рельеф дна бассейна существенно нивелируется, склон становится более пологим. Местами возникают застойные зоны, где происходит садка карбонатов марганца. В ранней перми резкое возрастание поступления Уральского пелитового материала окончательно подавляет западный деградирующий источник сноса. Транзит осуществляется в значительной мере мутьевыми и суспензионными потоками. На рубеже ранней и поздней перми в пределах Южного острова начинают разгружаться первые псаммитовые поступления Уральского грауваккового материала. Мощность верхней части СВК составляет 500—1000 м с

тенденцией увеличения в северо-восточном направлении. Общая мощность СВК изменяется от ~600 до ~2000 м.

Стадия заполнения рифтогенного трога

Проградационный СВК поздней перми выполняет отрицательные структуры — Кармакульскую седловину, мульды крупных синклиналей в Карском синклинории. К началу поздней перми субмеридиональная фациальная зональность, наследуемая со среднего палеозоя, перестает ощущаться. В поздней перми наблюдается уже субширотная зональность, обусловленная поступлением терригенного материала с юга и юго-востока, а состав отложений и характер аккумуляции определяются прежде всего удаленностью от источников сноса.

Комплекс формируется в условиях лавинной седиментации и представляет собой мощную регрессивную серию осадков проградационной призмы, заполнявшей глубоководный бассейн и продвигавшейся в северном и северо-западном направлении. Время формирования СВК относительно невелико, чуть менее 10 млн лет. За это время накопилась мощная осадочная толща — от 4,5—6 км в районе Кармакульской седловины до 3,5 км в районе п-ова Адмиралтейства. В целом отложения СВК обладают ярко выраженным проградационным характером: вверх по разрезу глубоководные осадки сменяются все более мелководными; по мере удаления от области сноса в разновозрастных образованиях наблюдается смена мелководных фаций более глубоководными. В этом же направлении фиксируется уменьшение мощностей.

Нижняя часть комплекса представлена группой глубоководных флишеидных глинисто-псаммитовых формаций. В ее составе преобладают полимиктовые (граувакковые) песчаники, хлидолиты, аргиллиты. Широко распространены песчаные и глинистые турбидиты, олигостромы, песчаные и карбонатные олигостолиты, текстуры оползания. В северном направлении наблюдается уменьшение количества псаммитового материала и замещение песчаных турбидитов — глинистыми. Органические остатки представлены, кроме планктонных видов, редким бентосом; на юге — отпечатками листовой флоры (скорее перенесенной). Время формирования нижней части СВК — середина уфимского века. Мощность комплекса от 2800 м на Южном острове уменьшается до 1500 м на севере Центрального блока. Для данного интервала характерны максимальные скорости осадконакопления.

Верхняя часть СВК представлена группой относительно мелководных флишеидных карбонатно-псаммитово-глинистых формаций. Для нее характерно груборитмичное и ритмичное строение; она сложена известковистыми, часто косослоистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и хлидолитами. Органические остатки представлены бентосом (количество и разнообразие видов резко увеличивается вверх по разрезу), листовой флорой, водорослями. Время формирования верхней части комплекса — конец уфимского—казанский века (P_{2u_2} — P_{2kz}).

Молассоидный СВК поздней перми—раннего триаса развит на Барещевском побережье. Комплекс представлен группой прибрежно-морских и субаэральных молассоидных параллических пестроцветных формаций. Он сложен пестроцветными и красноватными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, валунно-галечными конгломератами. Количество песчаников и конгломератов убывает в северном направлении. Галька представлена кремнистыми породами и кварцитами.

В основании верхней части комплекса, на возрастном уровне, примерно соответствующем рубежу перми и триаса, присутствуют горизонты туфов базальтового и андезибазальтового состава. Размерность и форма пирокластического материала говорят о значительной транспортировке и, соответственно, большой удаленности от центров извержения (десятки—сотни километров). Время формирования СВК — татарский век поздней перми—ранний триас. В течение последней стадии (заполнения рифтогенного трога) произошла стабилизация режима растяжения, и в конце перми—раннем триасе начинается подъем территории, знаменующий начало процессов сжатия.

Обстановка орогенической конвергенции раннего мезозоя (MZ_1)

Сарычевский аляскит-гранитовый СВК позднего триаса—ранней юры развит локально в Центральном блоке на западном побережье в зоне ГНР. Комплекс представлен штоками аляскитовых гранитов и лейкогранитов, а также дайками гранит-порфиров и аллитов. Изотопные датировки (K-Ag метод) дают значения от 180 до 230 млн лет; и 214 ± 2 млн лет (Ar_{39}/Ar_{40} метод). Сарычевские гранитоиды обнаруживают сходство с гранитовой и аляскитовой формациями, отличаются высоким содержанием S-компоненты (переплавленного корового вещества), что обычно свидетельствует о принадлежности к континентальным коллизионным складчатым поясам.

Черногорский гранит-гранодиоритовый СВК позднего триаса—ранней юры развит в Центральном блоке на восточном побережье, в зоне Пахтусовского разлома. Комплекс сформирован в три фазы. Первая фаза представлена штокообразными интрузиями диоритов и моноклиоритов, вторая — штоками гранитов и гранодиоритов и дайками лейкогранитов. Дайки третьей фазы сложены породами диоритового ряда — диоритовыми порфиридами, гранодиорит-порфирами и габбродиоритовыми порфиридами. Возрастные датировки (K-Ag метод) располагаются в интервале 196—210 млн лет. Породы черногорского комплекса занимают промежуточное положение между диорит-гранодиоритовой и гранитовой формациями. В целом же мезозойские гранитоиды представляют собой типичные магматические образования позднеорогенного этапа, сформировавшиеся в зоне континентальной коллизии.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Структуры этапа рифейской консолидации ($R_1?$)

Структуры этого этапа локально проявлены в блоке кристаллических пород протоплатформенного СВК, обнажающихся в зоне Главного Ново-земельского разлома в Центральном блоке. Внутреннее строение блока кристаллических толщ не расшифровывается, установлено лишь крутое падение пластов к востоку—юго-востоку и наличие мелких (до плейчатовости) складок, которые возможно связаны и с динамометаморфизмом в зоне ГНР. Нельзя абсолютно исключать и бескорневую, аллохтонную позицию этого блока, особенно учитывая слабую проявленность в потенциальных полях. Раннерифейский (?) возраст становления платформенной структуры основания Центрального блока основывается на изотопных датировках Северосульменевских гранитоидов (~1300 млн лет), маркирующих скорее

всего формирования земной коры континентального типа. Это подтверждается и тем, что среднерифейские отложения в Центральном блоке неизвестны.

Складчатые структуры раннекеммерийского (T_3-J_1) тектогенеза

Все основные структуры Новой Земли были сформированы в результате коллизионных процессов раннекеммерийского этапа развития. Возраст складчатых дислокаций устанавливается на основании следующих фактов: в единую систему дислокаций вовлечены все толщи от верхнепротерозойских до нижнетриасовых; докеммерийские комплексы формировались в обстановке пассивной континентальной окраины, а раннетриасовые представлены молассоидными параллельными формациями; морские мезозойские отложения моложе нижнетриасовых на архипелаге отсутствуют; возраст коллизионных S-гранитоидов, прорывающих палеозойские толщи, составляет 180—210 млн лет, т. е. соответствует T_3-J_1 ; возраст складчатости Пайхойского сегмента также является раннекеммерийским.

Пайхойско-Новоземельская складчатая область представляет собой антиформную надпорядковую структуру, разделяющую Баренцевскую и Западно-Сибирскую плиты. Центральный блок Новоземельского орогена, являющийся главным объектом описания, имеет в основании кристаллический фундамент рифейской консолидации. Анализ аномального гравитационного и магнитного полей, а также положение ГНР (главного структурного шва Центрального блока), заложившегося в протерозое, позволяет говорить о субмеридиональном простирании структур фундамента. Позднедевонские рифтогенные процессы наследовали этот структурный план — бровка шельфа и склон трога, западная граница ареала девонских магматитов также имеют субмеридиональное простирание. Кеммерийская складчатая структура в пределах Центрального блока также наследует субмеридиональный структурный план, и, таким образом, Центральный блок является хорошо структурно согласованным.

В складчатом (первично-осадочном) комплексе Центрального блока отчетливо выделяются три относительно однородные пластины: нижняя, сложенная терригенными и карбонатными шельфовыми комплексами кембрия—нижнего девона; средняя, представленная вулканогенно-осадочным средне-верхнедевонским рифтогенным комплексом; верхняя, сформированная флишидными и молассоидными толщами среднего карбона—раннего триаса. Эти пластины разделены горизонтами высокопластичных кремнисто-углеродисто-глинистых пород на уровнях нижнего—среднего девона, верхнего девона—нижнего карбона. Именно по этим контрастным по своим реологическим свойствам интервалам разреза наиболее часто и интенсивно разряжались коллизионные напряжения, к ним приурочены поверхности срывов.

В пределах Новоземельского сегмента складчатой области выделяются структуры первого порядка — Южно-Новоземельский (за рамками листов) и Северо-Новоземельский антиклинорий, разделенные Кармакульской седловиной. С антиклинориями сопряжены отрицательные структуры: Западно-Новоземельская зона дислокаций (на западе) и Карский синклинорий (на востоке). Эти структуры осложнены складками более высоких порядков (см. врезку на геологической карте дочетвертичных образований).

Северо-Новоземельский антиклинорий (СНЗА) занимает северную часть Южного острова и Северный остров. При этом южная и центральная части СНЗА, расположенные в пределах Центрального

блока, существенным образом отличаются от северной части, приуроченной к Северному блоку, выходящему за рамки карты.

СНЗА в южной и центральной частях характеризуется сложным асимметричным поперечным профилем, неоднородным внутренним строением. Зоны интенсивного сжатия, с развитием изоклиальной складчатости и образованием надвиговых чешуй, чередуются с зонами относительно спокойного залегания, где преобладают открытые складки и менс значительные перемещения по разломам [137]. Зоны дислокаций разной интенсивности ограничены разломами и образуют продольные тектонопластины со своим внутренним структурным планом, который теряется при переходе через ограничивающие разломы. Степень интенсивности дислокаций максимально возрастает в зонах крупных разломов, которые представляют собой структурные швы шириной до 5—12 км, не всегда имеющие четкие границы. По таким шовным зонам антиклинорий сочленяется с сопряженными синклинориями; кроме того, внутри него выделяются еще два крупных шва — зоны Главного Новоземельского разлома (ГНР) и Центрального Новоземельского разлома (ЦНР), разделяющие свод и крылья (рис. 11).

Свод СНЗА сложен терригенными и карбонатными шельфовыми и вулканогенно-осадочными рифтогенными комплексами. В пределах свода наиболее интенсивные дислокации приурочены к зоне ГНР. Для этой зоны характерно широкое развитие надвигов и взбросо-надвигов с падением сместителей к востоку, тектонические перекрытия, напряженная изоклиальная складчатость с запрокидыванием осевых плоскостей на запад, северо-запад. Здесь выведены на дневную поверхность наиболее древние образования — рифейский кристаллический фундамент и нижнепалеозойские осадочные толщи. Для расположенной восточнее осевой зоны свода характерна значительно лучшая сохранность структур, большая выдержанность по простиранию и слабая асимметрия. Осевые плоскости либо субвертикальны, либо слегка запрокинуты на запад. Дислокации, приуроченные к зоне ЦНР, близки по интенсивности к западной зоне (ГНР), но имеют отчетливую обратную vergentность. Здесь широко развиты изоклиальные и особенно лежащие складки. Слои и поверхности сместителей часто сложно и причудливо изогнуты, в целом погружаясь на восток. Восточная зона свода, как и осевая, отличается менее интенсивными дислокациями и высокой сохранностью структур. Для нее характерны раскрытые, слегка асимметричные складки с запрокидыванием на восток, осложненные гофрировочной складчатостью высоких порядков. В целом для складчатых структур свода характерна раздробленность, сопровождающаяся послойными срывами и расслоением по пластичным горизонтам.

Западное крыло антиклинория ограничено Западно-Новоземельской зоной разломов, где наблюдаются разнообразные по форме и степени напряженности складки — от симметричных до изоклиальных, запрокинутых на запад. Восточное крыло построено намного проще западного и представляет собой моноклиаль, осложненную пликативными структурами высоких порядков, запрокинутых на восток.

Южное периклиальное замыкание СНЗА, расположенное на юге Центрального блока, в бассейнах рек Безымянная и Есипова, имеет клиновидно-фестончатый характер. На западе в районе губы Безымянная структуры СНЗА косо срезаются разломами Байдарацкой шовной зоны, ступенчато погружающейся к югу—юго-западу. Для периклиального замыкания, как и для антиклинория, характерно запрокидывание осевых

плоскостей складок: в западной части — на запад, в восточной — на восток.

Кармакульская седловина представляет собой поперечную отрицательную структуру, разделяющую Южно-Новоземельский и Северо-Новоземельский антиклинории. Седловина в первом приближении пространственно совпадает с Байдарацкой шовной зоной. В магнитном поле она выражается цепочкой положительных аномалий, в поле силы тяжести — гравитационной ступенью с общим погружением на юг—юго-запад [163, 188]. Киммерийские структуры Кармакульской седловины в целом имеют субмеридиональное простирание и кулисно эшелонированы в плане, пересекаясь Байдарацкой системой разломов. Седловина сложена депрессионными и проградационными комплексами позднего палеозоя. Крупные складки второго порядка, как правило, раскрытые, пологие, малоамплитудные, симметричные, осложнены дисгармоничной складчатостью, для которой на западе характерно западное запрокидывание, а на востоке — сочетание зон симметричных деформаций с зонами различной вергентности.

Западно-Новоземельская зона дислокаций протягивается вдоль западного побережья, сопрягаясь с антиклинориями. В более ранних описаниях она известна под названием Баренцевского синклинория [102]. Сейсмические данные свидетельствуют об отсутствии общей синформности и раскрытии этой структуры к западу. Зона сложена депрессионными и проградационными комплексами перми и раннего триаса. Наиболее интенсивные дислокации приурочены к Западно-Новоземельскому разлому. Собственно зоне дислокаций свойственны складки с разной степенью раскрытости и масштабом амплитуд, разнообразной сохранностью крыльев.

Карский синклинорий (КС) протягивается вдоль восточного побережья, также выполнен депрессионными и проградационными комплексами позднего палеозоя и осложнен крупными структурами второго порядка — Пахтусовской и Литкенской антиклиналями, сложенными шельфовыми и рифтогенными комплексами среднего палеозоя.

Пахтусовская антиклиналь обладает сложным внутренним строением. Ее западное крыло, граничащее с КС по зоне Пахтусовского разлома взбросо-надвигового типа, интенсивно дислоцировано и имеет резко асимметричный характер. Осевые плоскости складок и сместителей разрывов падают на восток, запрокинуты к западу. Истинные размеры этой структуры не ясны, поскольку на архипелаге вскрывается только ее западная часть. Структура отчетливо выражена в физических полях положительными аномалиями.

Литкенская антиклиналь — крупная структура второго порядка изометричной формы, имеет асимметричный профиль. Ее западное крыло узкое и крутое, восточное — широкое и пологое, т. е. наблюдается общее запрокидывание к западу. К западному флангу приурочены и наиболее интенсивные дислокации, развитие мелких надвигов с перемещением масс в западном направлении. С юго-запада Литкенская антиклиналь ограничена северо-западными разрывами Байдарацкой шовной зоны.

Кроме Пахтусовской и Литкенской антиклиналей, КС осложнен рядом крупных линейно вытянутых синклиналей и антиклиналей. Эти складки в свою очередь осложнены напряженной высокопорядковой гофрировочной, часто изоклиальной, складчатостью. В северной части КС (в пределах Центрального блока) отмечаются широкие зоны асимметричных, иногда дисгармоничных складок, запрокинутых чаще на восток. Восточное продолжение КС скрыто под водами Карского моря. По геофизическим данным предполагается, что кровля киммерийских складчатых комплексов про-

слеживается к востоку на значительное расстояние, образуя ряд террасовидных и флексурных перегибов, и несогласно перекрывается мезозойским недеформированным плитным чехлом.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Юго-восточный угол карты захватывает акваториальные структуры Карской части Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты с гетерогенным основанием. Здесь осадочный чехол образует обширную изометричную Южно-Карскую синеклизу, в центре которой расположена впадина с перекрестной системой пермско-триасовых рифтов (северо-западного и северо-восточного простираний) в основании. Западная периферия плиты, непосредственно прилегающая к Пайхойско-Новоземельскому поясу, представлена Приновоземельской моноклиалью, под плитным чехлом которой находится жесткий древний блок фундамента. В совокупности этот элемент можно рассматривать как эпикарельскую микроплиту, фундамент которой был затронут герцинским и раннекиммерийским тектогенезом. В таком варианте геотектонической трактовки находит объяснение факт образования в триас-юрское время складчато-надвиговой структуры Новоземельского пояса, расположенного в области геодинамического взаимодействия плит.

Фундамент Приновоземельской моноклинали залегает здесь на глубинах от 1 до 5 км. Учитывая вышесказанное, не исключается, что он представляет собой лишь верхний этаж сложно построенной тектонически расслоенной коры, образованной за счет многофазных дислокаций платформенного чехла, который был накоплен в палеозое в условиях или внешнего шельфа, или узкой и протяженной относительно глубоководной котловины.

По гравимагнитным данным, в структуре домезозойского фундамента (складчатого основания) Приновоземельской моноклинали находят свое продолжение основные тектонические элементы Новоземельского пояса: складчатые формы и ограничивающие их системы разломов. Пахтусовская антиклиналь на шельфе выражена положительными аномалиями в магнитном и гравитационном (остаточные аномалии Буге) полях, а зона сочленения Карского синклинория и Кармакульской седловины — интенсивной отрицательной остаточной аномалией Буге. В рисунке аномального магнитного поля и вертикального градиента силы тяжести отражены простирания разломов: северо-западных (Байдарацкой шовной зоны и субпараллельных ей сдвигов) и близмеридиональных, отклоняющихся к востоку в виде «конского хвоста», продолжений киммерийских надвигов.

Стратиграфический диапазон доплитных комплексов, судя по геологическому строению восточного побережья архипелага, может включать отложения от нижнего палеозоя до перми—триаса. При этом пермские—триасовые отложения могут не создавать сплошного покрова, а локализоваться в грабенах или пологих синклиналях между гребневидными складками, ядра которых образованы породами ордовика—девона. По отложениям осадочного чехла, моноклиаль в изученной части осложнена лишь малоамплитудными структурными носами юго-восточного простирания и редкими концентрическими разломами.

В рамки тектонической схемы входит только самая крайняя часть Южно-Карской синеклизы, но следует осветить ее строение несколько

шире для лучшего представления об общей структурной и геодинамической позиции рассматриваемых элементов. Основание осадочного чехла в границах впадины погружено местами на 12—14 км. В центральной ее части отмечено несколько приподнятых блоков, над которыми мощность отложений сокращена до 6—8 км. Блоки разделены перекрестной системой узких грабенов, которые соответствуют северному замыканию Западно-Сибирской рифтовой системы.

Сейсморазведкой МОВ ОГТ изучены лишь верхнепермско-триасовый и юрско-кайнозойский комплексы, ниже которых залегает так называемый домезозойский (палеозойский) фундамент. В рифтовых структурах этого фундамента мощность пермско-палеогеновых отложений достигает 12 км. К положительным гравитационным аномалиям здесь, как правило, приурочены интенсивные положительные магнитные аномалии. Это обстоятельство связано с глубокой переработкой земной коры в узких рифтогенных зонах с проявлением основного магматизма, что подтверждается сейсморазведкой [114].

Как и в Восточно-Баренцевском мегапрогибе, в Южно-Карской впадине мощность земной коры сокращена до 28—30 км в результате рифтогенных преобразований. Бурением изучена только самая верхняя мел-палеогеновая часть терригенного разреза. Развитие рифтовых зон в Южно-Карской впадине сыграло значительную роль в формировании дислокаций Приновоземельской микроплиты и Новоземельского пояса в течение киммерийского цикла тектогенеза.

ОСНОВНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Анализ основных систем разрывных нарушений платформенной области шельфа проведен на основе изучения структурно-геологических и геофизических данных. В целом, в объеме верхов фундамента и толщи осадочного чехла, наибольшей нарушенностью отличаются сам фундамент и нижние части разреза осадочного чехла. В юрско-меловых отложениях в большинстве случаев происходит затухание разломов, превращение нарушений в малоамплитудные или безамплитудные.

Значительная часть этих систем представляет собой скорее всего новообразования, возникшие в течение рифтогенного и океанического циклов развития структуры региона путем связывания активизированных отрезков древних разломов в новых полях напряжений. Касаясь геометрии и кинематических характеристик разломов, следует особо отметить широкое развитие в центральной и южной частях изученной области сдвиговых и взбросо-надвиговых нарушений.

Две серии эшелонированных сдвигов приурочены к северной и южной оконечности архипелага Новая Земля. Оценка горизонтальных амплитуд сдвигов, выполненная по смещению осей складок и древних ядер антиклинорий, позволяет определить их значения от 20 до 70—100 км. [93]. Следует отметить, что субширотные сдвиги вдоль южной оконечности Новой Земли в направлении на запад отклоняются к северу, как бы утыкаясь в массивы Свальбарда, и постепенно теряют амплитуду. То же, но с отклонениями к югу, происходит с предполагаемыми сдвигами вдоль северной оконечности Новой Земли. Разломы северо-западного простирания, секущие Центральный блок Новоземельского орогена, отличаются значительно меньшими амплитудами горизонтальных смещений. В целом, разломы северо-западного направления имеют трансструктурный

характер и древний, видимо байкальский, возраст заложения. Они «просвечивают» под осадочным чехлом в структуре потенциальных полей, выделяясь по смещениям осей аномалий и зонам высоких градиентов, и отражают древние сдвиги блоков докембрийского фундамента. На позднейших этапах тектонической перестройки региона (раннекиммерийском—неотектоническом) активизация этих разломных систем проявилась в большей мере вертикальными подвижками, нежели сдвиговой компонентой. Вследствие этого киммерийские структуры Центрального блока Новой Земли, надвинутые поверх жесткого докембрийского цоколя, не имеют явно выраженных сдвиговых смещений.

Надвиговые системы приурочены в основном к Пайхойско-Новоземельскому поясу и главным образом к его западной зоне. На архипелаге они описаны еще в 70-е годы, а в акваториях стали обнаруживаться на сейсмических разрезах лишь в последнее время [12]. В указанном поясе и примыкающих к нему с запада зонах Тимано-Печорской плиты и Восточно-Баренцевской мегасинеклизы может быть выделено от трех до четырех надвиговых эшелонов, в разной степени выраженных, прерывистых по простиранию и смещенных поперечными сдвигами. Наиболее восточный эшелон связан с западным краем Пахтусовской антиклинали Новой Земли. Второй эшелон соответствует Главному Новоземельскому разлому, продолжением которого следует считать, вероятно, надвиговый фронт складчато-орогенного Урала. Третий эшелон связан с надвиговыми структурами гряд Чернова и Чернышова на востоке Тимано-Печорской плиты [96], надвиговыми комплексами Приуральской зоны дислокаций на морском продолжении плиты, а также с вдольбереговыми зонами у западного побережья Новой Земли. Наконец, четвертый эшелон предполагается параллельно Новой Земле на расстоянии 50—150 км от побережья. На тектонической схеме ему соответствует шовная зона — граница Баренцевской плиты с Пайхойско-Новоземельским поясом.

Кроме вышеописанных типов разломных систем, значительная роль в формировании тектонической структуры региона принадлежит сбросам. Сбросы широко развиты в бортовых зонах Восточно-Баренцевского мегапрогиба, нарушая в основном фундамент и ниже-среднепалеозойские отложения чехла. Их заложение связано с рифтогенными этапами развития — позднесевонским и позднепермско-триасовым. Отдельные эшелоны сбросов проникают в самые верхние горизонты осадочного чехла, что, наряду с морфологическими чертами рельефа дна, подтверждает унаследованную, вплоть до современного этапа, тектоническую активность рифтогенных структур.

Пограничная зона сбросов с общей амплитудой порядка 1,0—1,5 км (выражающая шов между Пайхойско-Новоземельской складчатой системой и Западно-Сибирской плитой) ограничивает распространение мезозойского плитного чехла. Эта зона сбросов состоит из множества сегментов, заключенных между разломами близмеридионального и северо-западного направления. Она была заложена после завершения коллизионной стадии, в юрское время. При этом часть листрических и нормальных сбросов развивалась по старым ослабленным зонам — плоскостям раннекиммерийских надвигов и северо-западных разломов. Субпараллельно шовной зоне в фундаменте Приновоземельской моноклинали и на границе с Южно-Карской синеклизой прослеживается серия концентрических сбросов, формирующих ступени.

Основные черты новейшего тектонического этапа в регионе определялись, с одной стороны, молодым воздыманием Новоземельского орогена, начавшегося с олигоцена [37, 71], а с другой — рифтогенезом и спредингом в обрамляющих Баренцевскую плиту Норвежско-Гренландском и Евразийском океанических суббассейнах, осуществлявшимися со среднего палеоцена и приведшими к чередованию геодинамических обстановок растяжения и сжатия на смежном шельфе. При этом в новейшей структуре как орогена, так и прилегающего шельфа совершенно отчетливо проявлены ярко выраженные черты унаследованности от мезозойского и позднемезозойского структурно-тектонического плана.

Так, Северо-Новоземельскому антиклинорию соответствует зона максимальных неотектонических воздыманий с амплитудами до +1000—1500 м, приведших в олигоцене—антропогене к возрождению там низкого рельефа. Меньшие амплитуды (+100—300 м) новейших поднятий характеризуют Кармакульскую седловину, Литкенскую и Пахтусовскую антиклинали, Карский синклиний и Западно-Новоземельскую зону красных дислокаций. Такое совпадение раннимерийского, с одной стороны, а с другой — неотектонического структурных планов тем более впечатляет, если вспомнить (см. раздел «История геологического развития»), что регион пережил платформенный этап, сопровождающийся депрессией в юрско-эоценовое время.

Подобные же черты унаследованности присущи и Баренцевской плите в пределах площади листов S-38—40. Здесь знакопеременными неотектоническими движениями с амплитудами от +100 до —100 м характеризовались Адмиралтейский мегавал и Гусиноземельская ступень. Разделяющий их прогиб Седова испытал новейшее опускание (от —150 до —200 м). На протяжении всего новейшего этапа Южно-Баренцевская впадина устойчиво и унаследованно погружалась с амплитудой опускания в Арктической котловине до —350 м. Несколько меньшие (от —200 до —300 м) величины новейших погружений характеризовали Северо-Баренцевскую впадину. Лудловская перемычка и Центральная зона поднятий испытывали знакопеременные движения с максимальными амплитудами опусканий до —100 и —200 м.

В то же время шельф Карского моря на площади листа S-40 характеризуется явной автономностью новейшего развития вне всякой связи со структурой мезозойского платформенного чехла. Южно-Карской синклизе соответствует новейшее поднятие с амплитудой +50—100 м. В то же время Приновоземельская моноклинал выражена в рельефе глубоким Восточно-Новоземельским желобом, наложенным на мезозойский структурный план и погруженным в новейшее время на —250 до —300 м.

В целом неотектонический этап благоприятствовал сохранению и переформированию в регионе уже сформированных к кайнозою запасов углеводородов. Особенно это относится к валу Адмиралтейства, Лудловской перемычке и Центральной зоне поднятий, характеризующихся умеренными градиентами новейших движений, унаследованностью структурного плана, отсутствием тектонических перестроек и значительными объемами позднемелового—кайнозойского эрозионного среза, что повело к снижению пластовых давлений и явилось депрессионным фактором. Кроме того, новейший этап привел к росту большинства локальных структур, что также является благоприятным фактором нефтегазоносности.

Прежде всего следует подчеркнуть, что Пайхойско-Новоземельский пояс занимает ключевую позицию в регионе, выступая в качестве естественного тектонического ограничения крупнейших осадочных бассейнов, лежащих по обе стороны от него. Своеобразие сложившейся тектонической ситуации, как видно, заключается в том, что взаиморасположение этих разнородных и контрастных структур литосферы носит характер зональной концентрической системы. В региональном плане центральным элементом этой системы является изометричная впадина Южно-Карского бассейна, промежуточным — оборачивающая ее поясом антиформа Пайхойско-Новоземельского орогена, а периферийным — широкая полоса впадин Восточно-Баренцевского мегaproгиба. Отмеченные черты свидетельствуют о том, что в рассматриваемом регионе на заключительных отрезках развития преобладал однонаправленный геодинамический режим, приведший к согласованности и соподчиненности перечисленных тектонических структур.

Восточно-Баренцевский мегaproгиб и Южно-Карская впадина обладают чрезвычайно сложной внутренней рифтогенной структурой основания и нижней части осадочного чехла, представленной сочетанием грабен и горстов, очерченных общими тектоническими границами в виде высокоамплитудных сбросовых зон и отличающейся высокой плотностью разломно-трещинной тектоники. Вместе с тем имеет место ветвление рифтовых структур, связанное с огибанием крупных жестких блоков земной коры, в изученной области представленных выступами докембрийского и палеозойского фундамента.

Рифтовые системы рассмотренных бассейнов в том или ином виде выражены в мощностях позднемезозойских и кайнозойских отложений и в рельефе морского дна в виде обширных и протяженных грабен-долин и желобов, отпрепарированных ледниковыми и другими эрозионными процессами, что указывает на их длительную эндогенную активность, которая простирается во времени до неотектонического этапа включительно. Значительная насыщенность разновозрастными базитовыми интрузиями разреза отложений Восточно-Баренцевского мегaproгиба свидетельствует о высокой проницаемости его земной коры, деструктурированной рифтогенными процессами, обеспечивающей активный вещественно-энергетический обмен между мантией и осадочным чехлом.

В целом же субмеридиональная полоса развития палеозойско-мезозойских базальтоидных магматитов, омолаживаясь и расширяясь, протягивается к архипелагу Земля Франца-Иосифа, маркируя таким образом полосу утонения земной коры. В пределах Новой Земли и Южно-Карской впадины базальтоидный магматизм проявился в сравнительно меньших масштабах и связан, соответственно, со средне-позднедевонским и пермско-триасовым этапами рифтогенеза.

Палеозойские отложения, залегающие ниже горизонта Ia (I—II) в Восточно-Баренцевском мегабассейне, характеризуются, вероятно, преобладанием карбонатных и глинистых формаций, и их мощности на порядок меньше расположенных выше верхнепермско-мезозойских отложений. При этом как в Восточно-Баренцевском, так и в Южно-Карском бассейнах пермско-триасовое осадконакопление имело лавинную или близкую к нему скорость. С позднепермского рубежа и по кайнозой включительно в обоих были сформированы толщи практически одинаковой мощности (12—14 км), тогда как за весь оставшийся палеозойский отрезок времени в Южно-Баренцевской впадине накопилось не более 5—6 км отложений.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая схема шельфа листов S-38—40 строилась по структурно-геоморфологическому принципу в соответствии с методикой, предложенной А. Н. Ласточкиным (1978, 1987, 1991). В соответствии с ней на батиметрической карте выделялись линии выпуклых и вогнутых перегибов, соответствующие бровкам и тыловым швам подводных террасовидных уровней. Таким образом, на схеме отображалась структура рельефа дна, ибо по сути она и состоит из чередования террас и их склонов. Кроме того, при структурно-геоморфологическом принципе составления схемы исключалась авторская ошибка при ее построении, которое проводилось на формализованной основе: естественно, что бровки и тыловые швы террас не могут переходить друг в друга, так как разделены склонами различной крутизны. При любой ошибке в прослеживании отличительных линий выпуклых и вогнутых перегибов на схеме появились бы «лишние» линии, что не давало бы возможности замкнуть контуры. В качестве дополнительных на батиметрической основе прослеживались также килевые и гребневые линии, соответствующие тальвегам палеодолин и гребням палеоводоразделов субаквального рельефа.

После выделения структурного каркаса подводного рельефа, состоявшего из вышеописанных отличительных линий, т. е. его морфологии, схема «наполнялась» геолого-геоморфологическим содержанием: поверхности террасовидных уровней разделялись не только по их абсолютным отметкам, но и по генезису и возрасту. По происхождению рельефа в зависимости от мощностей плаща новейших осадков в пределах подводных террас среди последних распознавались выработанные, денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности. Среди первых из них по преобладающему агенту денудации выделялись абразионные, экзарационно-абразионные, денудационно-абразионные и денудационно-тектонические поверхности. Среди аккумулятивных поверхностей в зависимости от генезиса рельефообразующих четвертичных отложений были выделены морские, прибрежно-морские, ледниково-морские и ледниковые. В этом плане геоморфологическая схема полностью соответствует карте четвертичных отложений.

Гораздо сложнее было определить возраст поверхностей донного рельефа. В целом был принят принцип «чем глубже, тем древнее», подразумевающий, что самые молодые аккумулятивные и выработанные поверхности сформировались в ходе послеледниковой (фландрской) трансгрессии на глубинах меньше величины последней (сарганской, позднесвалдайской) регрессии, т. е. 120 м. Остальные поверхности были образованы в ходе единого плиоцен-плейстоценового регрессивно-трансгрессивного цикла, начавше-

гося после глобальной мессинской регрессии в конце позднего миоцена, когда уровень моря падал до абс. отметок от —350 до —400 м [71, 100]. В эту эпоху море отступало в пределы континентального склона, а в осушенных районах шельфа происходило интенсивное врезание палеодолин на сформированной еще в палеогене [61] поверхности выравнивания. Впоследствии в ходе неравномерной прерывистой трансгрессии плиоцен-плейстоценового времени при интенсивных неотектонических подвижках от этой единой в доценовую эпоху поверхности отчленились отдельные уровни, ныне погруженные на глубины от 120 до 420 м. Естественно, что самые глубокие из них были затоплены значительно раньше, чем находящиеся на небольших глубинах, и первые имеют более древний возраст относительно вторых.

Помимо вышеперечисленных поверхностей, на геоморфологической схеме отображены разделяющие их склоны различной крутизны. Границы между крутыми и пологими склонами на шельфе проводились чисто морфологически по уклонам более 10°. Так как склоны, в отличие от поверхностей, относятся к незавершенным формам рельефа, чье формирование происходит и поныне (как и на суше), то естественно, что склоны не имеют ни возраста, ни генезиса.

Так как геоморфологическая схема составлялась в масштабе 1 : 2 500 000, то даже на рабочем макете в масштабе 1 : 1 000 000 невозможным было отображение суши и шельфа в единой легенде. Это неудивительно, так как в условиях интенсивного современного субаэрального денудационно-эрозионного расчленения архипелага Новая Земля и субаквального выравнивания на шельфе все самые крутые склоны в пределах последнего чисто морфологически (т. е. по углам наклона) будут соответствовать идеально горизонтальным поверхностям в пределах первого. Кроме того, разнообразие гипсометрических уровней на суше превосходит на несколько порядков таковое для шельфа. Поэтому единый структурно-геоморфологический принцип на акватории и архипелаге солидности не представлялось возможным, и на суше выделялись лишь типы рельефа.

В зоне позднеплейстоцен-голоценового воздействия абразионно-аккумулятивной деятельности моря до высот 100—200 м, т. е. величины максимальной позднеплейстоценовой трансгрессии (борсальной, микулинской, казанцевской) [53] на архипелаге закартирована аккумулятивно-абразионная равнина с соответствующим возрастом. На абс. отметках от 100—200 до 600—800 м, где на палеозойских породах развиты высоко поднятые в эолейстоцен-позднеплейстоценовое время выровненные поверхности, на карте показаны структурно-денудационные плато. Возраст рельефа низких альпийских гор на высотах от 600—800 до 1400—1600 м определен как олигоцен-неогеновый. Известно [22], что на Новой Земле днища олигоценных долин врезаны в поверхность позднемезозойско-эоценового пенеплена на глубину до 600—800 м, что дает возможность предполагать начало новейшего воздымания архипелага и возрождения горно-складчатых сооружений ранних киммерид именно в олигоцене. Наконец, существующие на высотах до 1400 м горно-долинные и покровные ледники как геологические тела были сформированы по большей части лишь в голоцене, как и на Северной Земле [13]; только небольшая часть из них может являться реликтами сарганских (позднесвалдайских) и более древних ледников, возраст рельефа которых и определен в рамках миоцен-голоценовой эпохи.

Низкогорный рельеф распространен в пределах крупного горного сооружения в центральной части архипелага с абсолютными высотными отметками горных вершин 700—1300 м (максимально 1546 м). Глубина расчленения здесь достигает 200—1000 м. Зона предгорий окаймляет центральный горный массив с внешней стороны, причем ширина полосы предгорий на Южном острове составляет 50—70 км, сокращаясь к северу до 10—20 км. Уплощенные, ступенчатые водоразделы предгорий занимают гипсометрический уровень 300—600 м, а глубина эрозионного вреза колеблется в пределах 100—400 м.

Прибрежная равнина сменяет предгорную зону, прослеживаясь вдоль береговой кромки островов. Ширина равнины составляет 20—50 км на юге архипелага и 10—20 км — на севере. Абсолютные отметки террасированной поверхности прибрежной равнины находятся в пределах 0—300 м, относительные превышения невелики и редко достигают 200 м.

Купол ледникового покрова занимает центральную часть Северного острова Новой Земли. Ширина купола 30—50 км, длина 350 км. Поверхность его полого-выпуклая, слабоволнистая с высотными отметками 450—600 м по краям и 700—800 м (максимально 930 м) по линии ледораздела.

Становление современной Новоземельской морфоструктуры произошло в обстановке активизации и перестройки Западно-Арктического шельфа в кайнозое, обусловившей неоднократные трансгрессии на территории Новой Земли, развивавшиеся в условиях тектонического вздымания архипелага, начавшегося с олигоцена [53].

В прибрежной части шельфа близ Новой Земли локально развиты прибрежно-морские аккумулятивные позднеголоценовые поверхности на глубинах от 0 до 40 м и широко выработанные абразионные и экзарационно-абразионные и аккумулятивные морские раннеголоценовые уровни на глубинах 40—80 м. Абсолютные отметки от —80 до —120 м характеризуют ледниково-морские аккумулятивные уровни, развитые на возвышенности Адмиралтейства и близ Новой Земли, образованные на начальных стадиях фландрской трансгрессии в эпоху низкого стояния уровня Мирового океана на рубеже позднего неоплейстоцена и раннего голоцена. Гораздо раньше — в зырянское время — формировались аккумулятивные ледниковые поверхности на локальных телах конечных морен до глубин 120 м.

Террасовидные уровни на глубинах 120—160 и 160—180 м были выработаны в ходе поздненеоплейстоценовой трансгрессивно-регрессивной фазы неоген-четвертичного (эвстатического) цикла. Среди них на Баренцевоморской части листов выделяются абразионные, денудационно-абразионные и денудационно-аккумулятивные поверхности, отделенные от вышележащих террасовидных уровней крутым уступом, вытянутым субпараллельно очертаниям Новой Земли и возвышенности Адмиралтейства. Аккумулятивная ледниково-морская поверхность поздненеоплейстоценового возраста развита в краевой части Южно-Карской синеклизы.

Субгоризонтальные поверхности на глубинах 180—240 м были сформированы в эпоху трансгрессивно-регрессивной среднеоплейстоценовой фазы. Выработанная денудационно-абразионная поверхность этого уровня локально развита на юго-восточном борту Восточно-Новоземельского желоба, где она фиксирует соответствующую стадию проседания днища и склонов желоба. Денудационно-аккумулятивная поверхность уровня 180—240 м распространена как осложняющая терраса на пологих склонах воз-

вышенности Адмиралтейства, обращенных к Центральной впадине Баренцевоморского шельфа. Такое же гипсометрическое положение занимает ледниково-морская аккумулятивная поверхность в днище Западно-Новоземельского желоба, который начал формироваться со среднего неоплейстоцена. Аккумулятивные ледниковые поверхности характеризуют привершинные части конечных морен диспровско-московского (самаровско-тазовского) оледенения, которые были сформированы в эпоху гляциоэвстатической регрессии второй половины (среднерусский надгоризонт) среднего неоплейстоцена до глубин 200 м.

Террасовидные уровни на глубинах 240—300 м, очевидно, с начала неоплейстоцена развивались в субкавалных условиях. Денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные ледниково-морские поверхности на таких абсолютных отметках широко развиты в Центральной впадине, составляя около половины ее площади в пределах листов S-38, 39. Там же в виде отдельных останцов с крутыми склонами прослежены и реликты денудационно-абразионной (240—300 м) террасы, возвышающейся над более глубоко погруженной поверхностью. В Карском море на листе S-40 денудационно-тектонический уровень на глубинах 240—300 м наблюдается на западном борту Восточно-Новоземельского желоба, фиксируя собой раннеоплейстоценовую (?) фазу погружения днища желоба и его склонов.

Денудационно-аккумулятивные и денудационно-тектонические уровни с абс. отметками от —300 до —340 м распространены в Центральной впадине Баренцевоморского шельфа, где слагают плоскую выровненную поверхность ее днища. Мощности четвертичных отложений там ничтожны по сравнению с современными глубинами, что отражает процесс некомпенсированного погружения осевой зоны Восточно-Баренцевского мегапрогиба, начавшегося, как минимум, в эоплейстоцене.

Денудационно-аккумулятивная поверхность с глубинами от 340—360 до 380 м, перекрытая маломощным полифациальным плащом неоген-четвертичных отложений, слагает наиболее погруженную часть Центральной впадины с минимальными абс. отметками —380 м в районе 74° с. ш., 44° в. д. Она отделена пологими склонами от основной площади днища впадины с глубинами 300—340 м. Столь большие глубины центральной части впадины заставляют предполагать начало погружения еще в неогене.

Такой же возраст (неоген) предполагается и для денудационно-тектонической поверхности днища Восточно-Новоземельского желоба на глубинах 340—360 и 360—420 м, почти лишенного рыхлых осадков. Склоны желоба отличаются исключительной крутизной (в среднем 0,63°, на отдельных глубинах до 1° и выше), причем восточные борта — более пологие, чем западные. Расчлененность рельефа днища желобов не превышает 5 м. Более расчлененная кровля палеозойско-мезозойских пород стивелирована маломощным чехлом четвертичных осадков, формирующихся в условиях неволновой аккумуляции.

В литературе существует несколько взаимоисключающих точек зрения о происхождении морфоструктуры Восточно-Новоземельского желоба. Отдельные исследователи связывают его осевую часть с палеодолиной крупной реки (палео-Оби ?) [56], протекавшей здесь в регрессивные эпохи позднего кайнозоя, другие — с экзарационной деятельностью плейстоценовых ледников [9], третьи — с молодыми высокоамплитудными проседаниями земной коры [72, 168], четвертые — с унаследованным погружением желоба в ходе всего неоген-четвертичного времени [33, 74].

При составлении геоморфологической карты была принята последняя гипотеза, хотя молодой (позднеплейстоценовый) возраст рыхлых осадков в днище желоба свидетельствует в пользу третьей из вышеперечисленных точек зрения. Но если бы амплитуды позднеплейстоценово-голоценовых движений на пассивной материковой окраине составляли многие сотни метров, то магнитуды современных землетрясений на архипелаге и в Восточно-Новоземельском желобе достигали бы не 3—4, как это известно из наблюдаемых данных [1, 6], а 10 баллов.

Таким образом, в целом морфоструктура Приновоземельского шельфа на площади листов S-38—40 была сформирована в ходе единого неоген-четвертичного регрессивно-трансгрессивного цикла, протекавшего на фоне общего погружения материковой окраины.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия рассматриваемого района изучались в основном в региональном плане по косвенным данным. В 1963 г. Н. И. Толстихиным совместно с И. К. Зайцевым с учетом идей М. М. Василевского разработан структурно-гидрогеологический подход [36], открывший возможности прогноза гидрогеологических условий Северного Ледовитого океана. Первый опыт гидрогеологического районирования арктических шельфов с выделением артезианских областей и бассейнов, гидрогеологических складчатых областей связан с именем Н. И. Толстихина [105]. Применение структурно-гидрогеологического подхода совместно с историческим, заключающимся в анализе формирования и эволюции подземных вод, позволило ему и его ученикам Я. В. Неизвестнову, К. И. Обидину, О. Н. Толстихину в 1971 г. составить частичное описание Баренцевской артезианской области и Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой области [79].

В 1973 г. сотрудниками ВСЕГЕИ, ЛГИ и НИИГА была составлена карта основных типов гидрогеологических структур масштаба 1 : 7 500 000 [35], охватывающая не только всю территорию СССР, но и прилегающие акватории (включая описываемый нами район) [11]. Подробная характеристика гидрогеологических бассейнов Баренцево-Карского шельфа и Новоземельского архипелага приведена в отчете НИИГА (авторы Я. В. Неизвестнов, В. С. Зархидзе, И. С. Постнов, В. Е. Мельницкий), посвященном составлению монографии «Инженерная геология СССР» [174, 176].

В 1975—1977 гг. гидрогеологи НИИГА провели более тесную увязку границ гидрогеологических структур арктических акваторий и территорий, изучили особенности динамики подземных вод верхнего гидрогеологического этажа бассейнов, находящихся в различных структурно-геологических и мерзлотных условиях, особенности солевого и газового состава подземных вод [175].

Составленная в 1980 г. Ю. Е. Погребницким схема структурно-тектонического районирования арктических морей СССР позволила уточнить контуры гидрогеологических бассейнов рассматриваемой территории [77]. Результаты подводного бурения ПО «Архангельскгеология», ГП «Арктик-морнефтегазразведка», АМИГЭ подтверждают гидрогеологические региональные особенности водоносных пластов Баренцево-Карской артезианской области, прогнозируемые в 70—80-х годах Я. В. Неизвестновым, К. И. Обидиным, Н. И. Толстихиным, О. Н. Толстихиным, Е. А. Басковым, В. С. Зархидзе и др. [11, 77, 79, 175, 176].

Рассматриваемая площадь Западно-Арктического шельфа представляет собой Баренцево-Карскую и Западно-Сибирскую артезианские области,

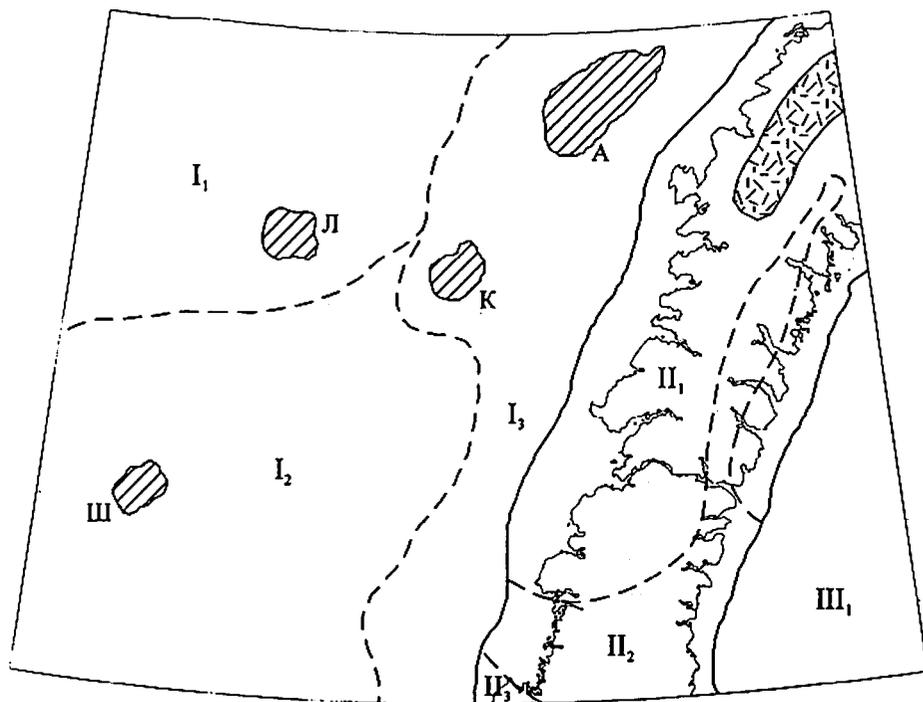


Рис. 12. Структурно-гидрогеологическая схема района. Составил С. А. Козлов.

I — гидрогеологические структуры (*I*₁ — Восточно-Баренцевоморский артезианский бассейн, *I*₂ — Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн, *I*₃ — Предновоземельский артезианский бассейн, *II*₁ — Северо-Новоземельский адмассив, *II*₂ — Кармакульский адартезианский бассейн, *II*₃ — Южно-Новоземельский адмассив, *III*₁ — Южно-Карский артезианский бассейн; 2 — площади бурения на шельфе (А — Адмиралтейская, К — Крестовая, Л — Лудловская, Ш — Штокмановская); 3 — покровный ледник; 4 — границы гидрогеологических областей; 5 — границы артезианских и адартезианских бассейнов, адмассивов.

состоящие из крупных артезианских бассейнов платформенного типа, разделенных Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой областью. Основные гидрогеологические бассейны района показаны на рис. 12.

БАРЕНЦЕВО-КАРСКАЯ АРТЕЗИАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Баренцево-Карская артезианская область занимает основную часть Баренцевоморского бассейна и наибольшую, западную часть листа S-38—40. Фундамент области — гетерогенный, байкало-каледонский с глыбами добайкальской консолидации (последние преобладают на площади листа) слагает нижний гидрогеологический этаж с преимущественно трещинно-жильными водами [77, 170]. Наиболее древние из платформенных —

нижнепалеозойские отложения мощностью 1—2 тыс. м вмещают водоносные комплексы с трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод, содержащие преимущественно рассольные существенно хлоридные воды, минерализация которых может достигать 140—200 г/кг [175].

Основные водоносные комплексы палеозойских и мезозойских отложений представлены в табл. 7. Водоносные комплексы средне- и верхнепалеозойских (девонско-нижнепермских) отложений мощностью от 1,5 до 3,5 тыс. м включают скопления трещинно-пластовых вод, минерализация которых в терригенных отложениях может не превышать 35 г/кг, а в карбонатно-рифогенных формациях Предновоземельской области, по видимому, распространены крепкие хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией свыше 200—250 г/кг.

Верхнепермские и мезозойские терригенные и вулканогенно-терригенные отложения мощностью до 8—11 тыс. м, распространенные повсеместно, содержат трещинно-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления подземных вод преимущественно хлоридных натриевых и сульфатно-хлоридных магниево-натриевых с минерализацией до 90 г/кг.

Водоносные комплексы верхнемеловых и кайнозойских отложений, распространенные фрагментарно при общей мощности первые сотни метров, содержат скопления порово-пластовых и поровых вод. Воды, как правило, соленые хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные магниево-натриевые с минерализацией до 35 г/кг.

Баренцево-Карская артезианская область на площади листа разделяется на три бассейна первого порядка, существенно отличающихся по своим гидрогеологическим условиям: Восточно-Баренцевоморский (*I*₁), Южно-Баренцевоморский (*I*₂) и Предновоземельский (*I*₃) [77].

Восточно-Баренцевоморский артезианский бассейн (*I*₁) состоит из трех гидрогеологических этажей. Нижний представлен добайкальским фундаментом, залегающим на глубине 10—14 тыс. м. Фундамент, возможно, содержит лишь незначительные скопления подземных вод трещинно-жильного типа. Средний этаж сложен карбонатными и терригенными отложениями палеозойского возраста мощностью до 5,5 тыс. м и состоит из водоносных комплексов, содержащих трещинно-пластовые скопления слабосольных вод. Устойчивое погружение, которое бассейн испытывает на протяжении своего развития, не позволяет предполагать сколько-нибудь существенную закарстованность карбонатных отложений.

Наиболее водоносный верхний гидрогеологический этаж Восточно-Баренцевоморского артезианского бассейна, сложенный преимущественно терригенными отложениями мезозойского и кайнозойского возраста, обладает мощностью свыше 6 тыс. м. Водоносные комплексы его содержат в основном порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления соленых вод. Условия осадконакопления в бассейне позволяют предполагать достаточно высокую фильтрационную способность песчаных отложений и наличие мощных надежных водоупоров. Учитывая характер погружения бассейна, напоры подземных вод могут значительно превышать нормальные гидростатические [175].

Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн (*I*₂) также имеет трехэтажное гидрогеологическое строение. Нижний этаж сложен кристаллическими породами допозднерифейского возраста, в значительной степени переработанными процессами рифтогенеза, которые образуют фундамент бассейна. Глубина залегания фундамента составляет 12—18 тыс. м [170]. Значительную мощность (до 9—11 тыс. м) имеет средний этаж, сложенный палеозойскими терригенно-карбонатными и триасовыми терригенными от-

Водоносные комплексы палеозойских и мезозойских отложений Баренцевоморского бассейна [175]

Номер водоносного комплекса	Характер пласта*	Возраст	Тип отложений	Максимальная пористость песчаных пород, %	Типы скоплений подземных вод	Минерализация, г/л	Химический тип вод по В. А. Сулину
I	Водоупор	K _{1a1} —K ₂	Алеарито-глинистые	20—40	Порово-пластовые	До 35	Хлорматневый
	Коллектор (водоносный пласт)	K _{1a} —al	Песчано-алеаритовые				
II	Водоупор	K _{1b} —br	Глинисто-алеаритовые	20—40	Порово-пластовые	7—47	Гидрокарбонатно-натриевый и хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)	J ₂₋₃	Алеарито-глинистые				
III	Водоупор	J ₁₋₂	Алеарито-песчаные	15—25	Порово-трещинно-пластовые	55—90	Хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)	T ₃	Алеарито-песчаные				
IV	Водоупор	T ₁₋₃	Глинисто-алеаритовые	10—25	Порово-трещинно-пластовые	35—250	Хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)	T ₁	Песчано-алеаритовые				
V	Водоупор	P ₂	Алеарито-песчаные	10—13	Трещинно-пластовые	140—200	Хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)	P _{1a} —k	Алеарито-глинистые				
V	Водоупор	P _{1a} —s	Карбонатные, рифогенные	< 10	Трещинно-пластовые	140—200	Хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)	C ₁₋₃	Карбонатные				
V	Водоупор	D ₃ —C ₁	Песчано-алеаритовые	< 10	Трещинно-пластовые	140—200	Хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)	D _{3f}	Алеарито-глинистые				
V	Водоупор	O—D _{3f}	Карбонатно-терригенные	< 10	Трещинно-пластовые	140—200	Хлоркальциевый
	Коллектор (водоносный пласт)						

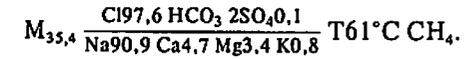
* Показаны водоупоры и коллекторы только регионального уровня.

Результаты опробования водоносных горизонтов Штокмановского газоконденсатного месторождения (усредненные данные) [166]

Возраст	Параметры пластов		Минерализация, г/л	Плотность воды, г/см ³	Дебит скважины, м ³ /сут	Пластовое давление, МПа	Депрессия, МПа
	Глубина залегания, м	Температура, °С					
J ₂	1993—2013	53	31,40	1,023	44	20,2	0,2
	2284—2308	59	36,05	1,026	171	23,6	4,7
	2320—2333	59	35,01	1,025	192	23,6	5,6
J ₁	2465—2485	61	35,36	1,025	—	—	—

ложениями. Водоносные комплексы промежуточного этажа содержат, видимо, трещинно-пластовые скопления соленых и рассольных подземных вод [175].

Верхний гидрогеологический этаж мощностью 2—3,5 тыс. м, состоящий из водоносных комплексов юрско-меловых и четвертичных отложений, содержит порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления соленых и слабосоленых вод. В водоносных горизонтах терригенных отложений Южно-Баренцевоморского артезианского бассейна на Штокмановском газоконденсатном месторождении в интервале 2645—2485 м вскрыты хлоркальциевые воды следующего состава [78]:



Более широко гидрогеологические показатели пластовых вод Штокмановского месторождения охарактеризованы в табл. 8 и 9.

Предновоземельский артезианский бассейн (I₃) принадлежит к одноименной структурной области, расположенной на стыке Баренцевской плиты с Пайхойско-Новоземельской горно-складчатой системой [8, 117]. Эта область включает в себя поднятия, прогибы и полузамкнутые структуры различной величины, морфологии и генезиса, что определяет повышенную сложность гидрогеологических условий. Существенную роль в формировании гидрогеологических условий осадочного чехла Приновоземельского шельфа играют разрывные нарушения. Большинство из развитых здесь разломов прослеживаются практически на полную мощность осадочного чехла и затухают лишь в верхних горизонтах верхнего структурного яруса [7]. Разломы Предновоземельской области на протяжении всей истории развития осадочного чехла играли роль естественных путей миграции воды.

Нижний гидрогеологический этаж Предновоземельского артезианского бассейна представлен предположительно раннерифейским фундаментом с водами трещинно-жильного типа. Глубина залегания фундамента от 5—6 до 12—14 тыс. м [8]. К среднему гидрогеологическому этажу можно отнести кембрийско (?)—триасовые отложения с преимущественно пластово-трещинным типом подземных вод. Вскрытые скважинами на Крестовой и Адмиралтейской площадях каменноугольные, пермские и триасовые отложения характеризуются низкими пористостью (не более 10—13 %), проницаемостью (менее 0,3 мД) и высокой плотностью

Таблица 9

Химический состав подземных вод Штокмановского газоконденсатного месторождения [166]

Параметры пластов			Химический состав воды, мг/л					
Возраст	Глубина залегания, м	Температура, °С	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺
J ₂	1993—2013	53	0,0	854,0	18403,2	14,9	300,7	158,0
	2284—2308	59	0,0	976,0	21229,0	21,8	551,5	243,0
	2320—2333	59	12,0	1134,0	20341,5	130,9	481,2	188,3
J ₁	2465—2485	61	0,0	628,3	21023,1	121,0	580,0	267,5

Окончание табл. 9

Параметры пластов			Химический состав воды, мг/л					
Возраст	Глубина залегания, м	Температура, °С	Na ⁺	K ⁺	J ⁻	Br ⁻	B ³⁺	NH ₄ ⁺
J ₂	1993—2013	53	11500,0	55,0	6,3	64,5	6,6	36,0
	2284—2308	59	12800,0	117,0	17,9	61,5	6,5	28,8
	2320—2333	59	12500,0	117,0	18,4	51,5	6,5	23,4
J ₁	2465—2485	61	12400,0	189,0	4,8	135,7	3,2	15,0

(2,40—2,78 г/см³) [7]. Единственным надежным водоупором среднего гидрогеологического этажа, слабо дислоцированным разломами, можно предполагать аргиллиты нижней перми. Эта более чем 60-метровая толща черных аргиллитов, вскрытая на Адмиралтейской площади, перекрывает трещиновато-кавернозные известняки карбона, содержащие воды со сверхгидростатическими пластовыми давлениями (градиент пластового давления 0,183 г/см³). Вскрытие этой карбонатной толщи на глубине 3700,2 м сопровождалось водопоявлением с выделением газа (метана и сероводорода) [7]. Отложения юрско-кайнозойского возраста, принадлежащие к верхнему гидрогеологическому этажу, на Приновоземельском шельфе развиты несовместно, содержат в основном порово-пластовые воды.

УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Урало-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область имеет двухэтажное строение. Нижний гидрогеологический этаж сложен метаморфизованными массивными, интенсивно дислоцированными образованиями позднепротерозойского возраста с весьма незначительными скоплениями рассольных трещинно-жильных вод [175].

Верхний этаж сложен главным образом палеозойскими (в небольшом объеме нижнетриасовыми) карбонатными, терригенными, в меньшей степени — вулканогенно-терригенными отложениями с преимущественно трещинно-жильными скоплениями подземных вод различного состава и минерализации. По результатам валовых исследований образцов верхнепалеозойских и нижнетриасовых пород на западном побережье архипелага Новая Земля коллекторские свойства проницаемых разностей пород весьма низкие. Здесь максимальные значения пористости (7—8 %) зафиксированы лишь в единичных образцах верхнепермских—нижнетриасовых алевропесчаников. В среднем пористость как карбонатных, так и терригенных разностей пород не превышает 1—3 % при проницаемости до 0,1 мД [7].

На гидрогеологические условия области существенное влияние оказывает наличие многолетнемерзлых пород. Водоносный комплекс верхнедевонских отложений, содержащий трещинно-жильные, пластово-трещинные и карстово-трещинные скопления подземных вод, опробован на Новой Земле под мерзлой зоной, в интервале 253—332 м. По результатам исследований статический уровень составил 22,6 м от устья скважины (абс. отметка —6,1 м), понижения 50, 65 м, дебит 1,98 л/с. Средний коэффициент проницаемости водоносной толщи, составляющий 1—4 мД, увеличивается в трещиноватых зонах до нескольких сотен миллидарси; пористость кавернозных известняков достигает 3,5—4 %. Воды рассольные, следующего химического состава:

$$M_{191,2} \frac{C_{198} SO_4 2}{(Na+K) 75 Mg 21 Ca 3} T + 1^\circ C pH = 7,6.$$

Содержание (мг/л): брома — 410,2, йода — 4,23, растворенных органических веществ — 4,5—4,6 [175].

Подземные воды зоны многолетнемерзлых пород Новой Земли, свободной от покровных ледников, по отношению к мерзлой толще пород подразделяются на подмерзлотные, внутримерзлотные и надмерзлотные. Среди подмерзлотных вод широко развиты трещинно-жильные и, возможно, трещинно-пластовые скопления. Подземные воды девонских, каменноугольных и нижнепермских карбонатных и терригенных отложений, залегающие непосредственно под мерзлой зоной в интервале 50—278 м, характеризуются отрицательной температурой и аналогичным вышеприведенному соотношением макрокомпонентов химического состава при минерализации 40—115 г/л [76, 79]. Пьезометрическая поверхность подмерзлотных вод вблизи морского побережья характеризуется абсолютными отметками от 0 до —6 м.

Внутримерзлотные воды в виде рыхло- и прочносвязанной влаги характерны для верхней части мерзлых глинистых пород, где их содержание достигает наивысших значений: 20—22 % летом при температурах пород, близких к 0 °С. Наличие внутримерзлотных вод обуславливает в ряде случаев значительную коррозионную активность мерзлых глинистых отложений к алюминиевым оболочкам кабелей [39].

Надмерзлотные воды принадлежат к сезоноталому слою и надмерзлотным таликам. С июля по сентябрь воды сезоноталого слоя формируют маломощные (не более 2 м) водоносные горизонты. Воды их пресные, с минерализацией до 0,3—0,4 г/л, преимущественно гидрокарбонатные. Иногда наблюдается выщелачивающая и общекислотная (при pH < 6,5) агрессивность к бетону [174].

В деятельном слое аллювиально-морских отложений, слагающих узкие косы, отчленяющие лагуны, присутствуют воды морского типа, обладающие магnezиальной и сульфатной агрессивностью к бетону [39].

Надмерзлотные подошрные талики обводнены с поверхности в течение круглого года. Их мощность может достигать 30—35 м [79]. Воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 1,2—1,3 г/л. Агрессивность к бетону отсутствует, к черным и цветным металлам — низкая и средняя.

Гидрогеологические условия зоны покровного оледенения на Новой Земле определяются, по данным наблюдений 1958—1959 гг. [110], «теплым» характером льда, имеющего температуру, близкую к 0 °С. Температура льда под слоем сезонного снега на выводном леднике в области абляции на глубине 29—30 м в течение года остается практически постоянной (—2,0—2,1 °С). Поэтому на подошве покрова, очевидно, происходит донное таяние ледника, что дает основание предполагать отсутствие мерзлой зоны под его подошвой и приуроченность водоносных горизонтов с пресными водами к дочетвертичным образованиям [39]. Часть талых вод по глубоким трещинам в теле ледника возможно подпитывает пресные подледниковые водоносные горизонты. Воды ледника характеризуются общей минерализацией 20—40 мг/л и агрессивны к бетону.

Гидрогеологические условия субмаринной части Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой области, простирающейся на листе S-38—40 узкой полосой вдоль западного и восточного берегов Новой Земли, определены строением мерзлой зоны. Общая мощность пояса отрицательных температур, составляющая у берегового уреза 100—400 м, с удалением от берегов быстро уменьшается до нескольких десятков метров. Подмерзлотные воды на шельфе преимущественно трещинно-жильного и пластово-трещинного типа, напорные. Высота напора может превышать уровень моря, дебит при самоизливе составляет около 0,06 м³/ч. Минерализация и состав вод, насыщающих осадки, мало отличаются от морских [39].

Урало-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область на площади листа, исходя из геолого-структурных предпосылок [19], подразделяется на Северо-Новоземельский (I₁) и Южно-Новоземельский (I₂) гидрогеологические адмассивы пластово-трещинных, трещинно-жильных, местами трещинно-карстовых вод, приуроченные к антиклиналиям. Между адмассивами выделен Кармакульский адартезианский бассейн (II₂) пластово-трещинных, трещинно-пластовых, трещинно-жильных, местами трещинно-карстовых скоплений подземных вод, расположенный в пределах Кармакульской седловины [175].

Северо-Новоземельский и Южно-Новоземельский адмассивы в прибрежной части характеризуются развитием подмерзлотных рассолов вымораживания морского типа на всю зону открытой трещиноватости. При этом состав рассолов мало зависит от характера водовмещающих пород, общая минерализация их интенсивно увеличивается с глубиной.

Кармакульский адбассейн также характеризуется развитием мощной зоны подмерзлотных рассолов вымораживания, минерализация которых превышает 200 г/л [24, 79]. Однако глубже 700—1000 м к водоносным комплексам терригенных отложений верхнего палеозоя приурочены, видимо, соленые и слабосоленые воды.

Южно-Карский артезианский бассейн (III₁) Западно-Сибирской артезианской области занимает юго-восточную часть листа, примыкая к срединной части Новой Земли со стороны Карского моря (рис. 12). В разрезе артезианского бассейна выделяются три гидрогеологических этажа, нижний из которых сложен метаморфизованными образованиями архея — протерозоя и дислоцированными породами палеозоя. Это разнообразные кристаллические сланцы, кварциты, известняки, песчаники, аргиллиты, базальты, характеризующиеся трещинно-жильным типом скопления подземных вод. С увеличением глубины залегания домезозойского складчатого фундамента наблюдается общее снижение статических уровней и увеличение минерализации вод. Наиболее характерны соленые и слабосоленые хлоридные натриевые воды с минерализацией до 25 г/л. Состав растворенных газов преимущественно метановый, реже азотно-метановый [175].

Средний (промежуточный) этаж слагает эффузивно-осадочная терригенная толща триаса, которая выполняет грабенообразные впадины. Породы промежуточного этажа характеризуются преимущественно трещинно-пластовым, пластово-трещинным и трещинно-жильным типами скопления подземных вод с удельными дебитами скважин, как правило, не выше 0,001 л/с/м. Воды соленые и слабосоленые хлоридные натриевые с минерализацией до 50 г/л. Состав растворенных газов преимущественно метановый, реже азотно-метановый. Содержание углекислого газа может достигать 5—51 %.

Верхний гидрогеологический этаж сложен терригенными породами мезозойского и кайнозойского возраста — алевролитами, глинами, аргиллитами, песчаниками, опоками общей мощностью до 4,5 тыс. м, характеризующимися порово-пластовыми, трещинно-пластовыми и пластово-поровыми типами скопления подземных вод. Водообильность пород изменяется в широких пределах. Так, пески и песчаники нижнемелового возраста, обладающие хорошими коллекторскими свойствами (пористость около 20 %, проницаемость более 500 мД) при испытании дают притоки в скважинах 50—400 м³/сут при понижениях от 3—5 до 40—50 м [175]. Встречающиеся невысокие фильтрационно-емкостные свойства обусловлены повышенной глинистостью некоторых прослоев, вплоть до перехода в глинисто-алевритовые непроницаемые породы. Для всех водоносных комплексов верхнего гидрогеологического этажа характерно снижение напоров в северном направлении.

Пластовым водам готерив-аптского водоносного комплекса свойственна пониженная минерализация (5—7 г/л), гидрокарбонатно-натриевый тип [27]. Альб-сеноманский водоносный комплекс отделяется от готерив-аптского глинистой толщей альбского яруса. Слаболитифицированные преимущественно алевроитовые и песчаные породы полимиктового состава альб-сеноманского возраста характеризуются высокой пористостью (средняя 24,8 %), могут быть отнесены к коллекторам с пониженной и средней проницаемостью. Выше залегает региональный водоупор — преимущественно глинистая толща турон-палеогенового возраста мощностью не менее 500 м [27]. В целом для верхнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирской артезианской области характерны хлоридно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые воды с минерализацией в среднем до 20 г/л. Содержание карбонатов колеблется от 1 до 3 экв. %, иногда увеличиваясь до 7—18 экв. %. Характерно обогащение вод хлоридами кальция в северном направлении [175].

Поровые воды четвертичных отложений и донных осадков Баренцево-Карской и Западно-Сибирской артезианских областей по своему химическому составу являются хлоридными магниевыми и натриевыми и практически не отличаются от морской воды. Присутствие сульфатов магния свыше 1—2 г/л обуславливает агрессивность вод к бетону. За исключением самого поверхностного покрова (до глубины 3—5 мм), во всей толще господствует закисная среда, что находит свое отражение в зеленовато-черном цвете грунтов и процессах сульфат-редукции вплоть до образования сероводорода и роста кристаллов аутигенного пирита [174]. Коррозионная активность среды к черным и цветным металлам высокая.

Высокольдистые четвертичные отложения, протаявшие в результате перехода в субаквальное состояние, содержат также линзы пресных и слабосоленых вод, которые в поддонной области отрицательных температур могут вновь подвергнуться промерзанию с образованием гидроакколитов.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Основным источником информации при изучении геоэкологической обстановки в акватории листа S-38—40 послужили материалы, полученные в ходе комплексного геоэкологического картирования на научно-исследовательских судах «Академик Карпинский» и «Геолог Ферсман» в 1991—1992 гг. [152], а также все доступные нам сведения из фондов ВНИИОкеангеология по геоэкологическим исследованиям за последние годы. Общее количество станций, учтенных при работе, составило 55 штук. В большинстве проб выполнены комплексные определения техногенных компонентов в трех природных сферах: донные отложения, придонные воды, макробентос. Набор определяемых компонентов и число проб приведены в табл. 10.

Техногенные компоненты современных отложений — это поступившие в бассейн седиментации побочные продукты и отходы индустриальных технологий природопользования. Важнейшую группу составляют химические загрязнители: нефть и нефтепродукты, тяжелые металлы и радионуклиды, а также промышленные сливы, удобрения, пестициды, обладающие способностью в морских условиях создавать различные комплексные соединения. Помимо привноса техногенных компонентов, бассейновая седиментация постоянно усложняется техногенной турбацией донных осадков и биоценозов траловым вооружением, при сбросе шламов, буровых растворов.

Загрязнители (поллютанты) попадают в акваторию с ливневыми, бытовыми и промышленными стоками, при авариях во время разведки и добычи на буровых платформах, с промышленными выбросами в атмосферу и кислотными дождями, при авариях на водном транспорте, утечках из АЭС, при захоронении радиоактивных отходов и т. д. Крупным источником загрязнения Баренцева моря является Нордкапская ветвь Северо-Атлантического течения.

В море поллютанты распределяются неравномерно, способствуя повышенному загрязнению прибрежных районов, фотического слоя и фронтальных зон, в которых сосредоточена основная органическая жизнь. Благодаря постоянным течениям, горизонтальным и вертикальным движениям водных масс токсичные вещества переносятся на большие расстояния и попадают в глубинные слои Баренцева моря.

В районе наших исследований отсутствуют города и большие поселки, промышленные предприятия и сельскохозяйственные объединения, которые обычно и являются источниками техногенного загрязнения. Однако в связи с разведкой Штокмановского газоконденсатного месторождения и других нефтегазовых структур, поисками новых мест для захоронения радиоактивных отходов в районе Новой Земли, наконец, движения судов

Таблица 10

Состав лабораторных исследований

Виды определений	Придонная среда	Число проб
Спектральный приближенный количественный анализ на 27 элементов	Осадок	55
Химический анализ солянокислых и содовых вытяжек (P ₂ O ₅ , CO ₂ , SO ₃ , SiO ₂ , SiO ₂ аморф., Al ₂ O ₃ и др.)	Осадок	30
Определение активности радионуклидов (¹³⁷ Cs, ²²⁸ Th, ²²⁶ Ra, ⁴⁰ K, β-активность)	Осадок	331
Определение биогенных элементов	Осадок	27
Определение тяжелых металлов (Zn, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Cd, Pb, Hg)	Осадок	36
Определение органических веществ (фенолы, НУ, ПАУ, C _{орг})	Осадок	35
Определение органических поллютантов (α- и γ-ГХЦГ, ЭДДТ, ПХБ)	Осадок	34
Определение основных гидрохимических параметров и биогенов (S, O ₂ , NO ₂ , P _{общ.} , СПАВ и др.)	Вода	37
Определение органических поллютантов (α- и γ-ГХЦГ, ЭДДТ, ПХБ)	Вода	28
Определение тяжелых металлов (Zn, Fe, Sn, Mn, Ni, Cu, Cd, Pb, Co)	Вода	27
Определение фенолов, НУ, ПАУ	Вода	27
Определение тяжелых металлов (Zn, Fe, Sn, Mn, Ni, Cu, Cd, Pb, Co)	Макробентос	21
Определение органических поллютантов (α- и γ-ГХЦГ, ЭДДТ, ПХБ)	Макробентос	18
Определение активности радионуклидов (¹³⁷ Cs, ²²⁸ Th, ²²⁶ Ra, ⁴⁰ K, β-активность)	Макробентос	21

по трассе Северного морского пути акватория начинает испытывать пресс техногенных воздействий, степень интенсивности которых, очевидно, будет повышаться. Поэтому весьма важным является установление параметров возможного техногенного воздействия для придонных сред акватории, которая пока еще может считаться чистой.

ТЕХНОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ АКВАТОРИИ

Аэро- и гидротехногенное загрязнение тяжелыми металлами. Тяжелые металлы наряду с хлорированными углеводородами составляют главный компонент антропогенных загрязнений морской среды. Поступают в исследованную акваторию при транспортировке их ветвями

Таблица 11

Содержание тяжелых металлов в придонных средах

Металлы	Число проб	Размерность	Закон распределения	Содержание в изученной акватории			Аномальное по Западно-Арктическому шельфу [152]	ПДК для морских водоемов	Кларковые содержания
				минимальное	максимальное	фоновое			
<i>Донные осадки</i>									
Медь	36	мг/кг	ЛН	12	156	64	55	>400 ⁴⁾	30 ¹⁾ 57 ²⁾
Никель	36	мг/кг	Н	5	123	52	36	>100 ⁴⁾	58 ¹⁾ 95 ²⁾
Цинк	36	мг/кг	Н	7	141	76	91	>400 ⁴⁾	80 ²⁾
Свинец	36	мг/кг	ЛН	6	460	79	43	>200 ⁴⁾	20 ²⁾
Кобальт	36	мг/кг	ЛН	5	46	25	16	—	10 ¹⁾ 20 ²⁾
Ртуть	28	мг/кг	ЛН	0,004	0,53	0,084	0,067	>1,5 ⁴⁾	0,9 ²⁾
<i>Придонная вода</i>									
Никель	27	мкг/л	ЛН	0	0,3	0,07	0,16	10 ³⁾	2 ³⁾
Кобальт	27	мкг/л	—	0	0,05	0,02	—	5 ³⁾	0,5 ³⁾
Медь	27	мкг/л	ЛН	0	3,4	0,76	0,45	5 ³⁾	3 ³⁾
Свинец	27	мкг/л	Н	0	1,2	0,5	0,5	10 ³⁾	0,03 ³⁾
<i>Макробентос</i>									
Свинец	21	мкг/г	ЛК	0,9	21,9	4,7	2,8	—	—

Примечание. Кларковые содержания приводятся по А. П. Виноградову [18]: 1) для глинистых осадков морей (с. 167); 2) для осадочных пород — глины, сланцы (с. 167); 3) для воды современных океанов (с. 193); 4) для грунтов III класса загрязненности [128]; 5) по данным [80]. Законы распределения: Н — нормальный, ЛН — логарифмически нормальный, ЛК — с левой косостью.

Северо-Атлантического течения, при разносе дымов промышленных комбинатов, с дождями и т. д. При отнесении того или иного геохимического орсола или потока рассеяния повышенных содержаний поллютантов к числу природных или, напротив, техногенных, имеет значение географическое расположение аномалии по отношению к потенциальному аномалообразующему объекту. Анализ пространственной приуроченности и контрастности аномалий по тяжелым металлам в донных осадках акватории свидетельствует о том, что эти аномалии имеют двойное происхождение. С одной стороны, наблюдается четко выраженная группа аномалий, происхождение которых как природных не вызывает сомнения. Это контрастные и небольшие по площади ореолы вблизи западного берега Новой Земли по цинку, никелю и меди, обусловленные поступлением терригенного материала с размываемых сульфидных полиметаллических рудопоявлений в породах архипелага Новая Земля, т. е. в непосредственной близости от аномалообразующего объекта. Другая группа обширных и менее контрастных аномалий по кобальту, цинку и свинцу приурочена к основным ветвям теплого Северо-Атлантического течения и к областям развития тонкодисперсных осадков алевритового и пелитового состава, что может свидетельствовать о наличии техногенной компоненты для этих металлов.

Менее понятна причина возникновения крупной контрастной и практически единственной в Баренцевом море аномалии по ртути в Центральной впадине, где содержание этого металла в донных отложениях достигает 0,53 мг/кг (см. геоэкологическую схему). При анализе распределения ртути по колонке донных отложений в Центральной впадине (ст. 124; координаты 75°31', 370 с. ш.; 45°14', 852 в. д.; глубина моря 316 м) концентрация ртути в верхнем 5-сантиметровом слое осадков составила 0,16 мг/кг. При этом в интервалах 1,4—1,6 и 1,9—2,0 м содержание ее не превышало 0,004 мг/кг. С высокой долей вероятности можно предположить, что эта аномалия по ртути имеет техногенную природу, а сам металл может фиксироваться планктоном или находиться в осадке в составе органоминеральных комплексов. Однако четкого объяснения этому факту мы не имеем.

Были оценены статистические параметры распределения металлов в современных отложениях изученной акватории (табл. 11).

Согласно нормальному закону распределены лишь никель и цинк, что свидетельствует о состоянии химического равновесия между соединениями этих металлов и вмещающими осадками. Логнормально распределены кобальт, медь, ртуть и свинец, что говорит о метастабильном характере равновесия между ними и окружающей средой. Очевидно, техногенная составляющая скорее всего присутствует в метастабильных или неравновесных системах.

Однако в настоящее время выделить техногенную компоненту металлов на фоне природных концентраций не представляется возможным. Для этого требуется проведение специальных прецизионных анализов. Мы же полагаем, что не менее важно общее количество в донном осадке того или иного загрязнителя, высокие суммарные содержания которого могут представлять опасность для биоты акватории.

Своеобразной мобильной, но неотъемлемой составной частью донных ландшафтов является придонный слой морских вод. Гидродинамические, гидрофизические и геохимические параметры придонных вод весьма важны для седиментологических и геохимических построений. Анализ распределения тяжелых металлов в придонных водах акватории показал, что расположение аномалий по этим элементам несколько отличается от

аномалий в донных осадках. Если повышенные концентрации никеля связаны с терригенным стоком с берегов Новой Земли, т. е. имеют природное происхождение, то форма и ориентация основных аномалий по кобальту и кадмию свидетельствует о влиянии Северо-Атлантического течения, и таким образом в распределении этих металлов возможно присутствие техногенной компоненты. Цепочка контрастных аномалий по меди тянется от берегов Кольского полуострова, что может свидетельствовать об аэротехногенном рассеянии дымов комбинатов «Печенганикель» и «Североникель». Обладая высокой миграционной способностью, ионы меди, вероятно, достигают берегов Новой Земли, где добавляют техногенную составляющую в природные аномалии, возникшие при размыве пород с рудопоявлениями меди на Новой Земле.

Аномально высокие концентрации свинца в водах придонного слоя (более 1 мкг/л) отмечены у западного берега Новой Земли у входа в пролив Маточкин Шар, что заставляет предполагать наличие в общем содержании свинца существенной техногенной компоненты, поставляемой водами Северо-Атлантического течения. Не исключено, что осадки Восточно-Новоземельского желоба, имеющие существенно пелитовый состав, постоянно обогащаются свинцом за счет его осаждения из воды, чем и объясняется обширная аномалия по свинцу вдоль всего восточного побережья Новой Земли в Карском море.

Мы выполнили подсчет фоновых содержаний тяжелых металлов для придонных сред изученного полигона и сравнение их с соответствующими характеристиками для Западно-Арктического шельфа в целом, с кларковыми содержаниями и уровнями предельно допустимых концентраций (табл. 11). Оказалось, что фоновые концентрации по меди, никелю, свинцу, кобальту и ртути в донных отложениях акватории и меди — в придонной воде в 1,5—2 раза превышают аномальные, рассчитанные В. И. Гуревичем [155] для Западно-Арктического шельфа. При этом содержания меди в донных отложениях в 2 раза, а свинца — почти в 4 раза больше кларковых для морских глинистых осадков [18].

Накопление металлов по всей площади акватории, с одной стороны, является доказательством обширного, хотя и слабого относительно ПДК техногенного загрязнения, компоненты которого поступают с теплыми струями Северо-Атлантического течения, а при встрече с холодными полярными фронтами осаждаются и аккумулируются в придонных средах центральных частей моря. С другой стороны, в повышенный фон вносят свою лепту аномалообразующие объекты на берегу, откуда металлы вместе с терригенными частицами поступают в море и образуют небольшие контрастные аномалии, имеющие, таким образом, природное происхождение.

Однако в настоящее время как фоновые по акватории, так и аномальные содержания практически всех металлов в придонных средах в несколько раз меньше существующих уровней ПДК для морских вод [80] и ориентировочных показателей загрязнения — для осадков (табл. 11).

Таким образом, выполненные анализы свидетельствуют о хороших показателях в отношении тяжелых металлов для донных отложений и придонных вод акватории.

Бентос. Одна из важнейших биотических характеристик — распределение макробентоса в изученной акватории — является объективным показателем природного состояния бентоса в 90-е годы XX в. и детально рассмотрена далее в разделе «Гидробиологические исследования». Фиксация существующих уровней биотических параметров морских экосистем пред-

Содержание техногенных компонентов в придонных средах

Загрязнители	Число проб	Размерность	Закон распределения	Содержание в изученной акватории			Аномальное по Западно-Арктическому шельфу [155]	ПДК для морских водоемов, 1990 г.
				минимальное	максимальное	фоновое		
<i>Донные осадки</i>								
НУ	35	мкг/г	П	5,3	2176	700	900	—
ПАУ	21	мкг/г	Н	0	0,33	0,12	0,12	—
Фенолы	34	мкг/г	П	0	7,3	0,43	0,3	—
ЭГХЦГ	34	нг/г	ЛН	0	1,0	0,19	0,2	—
ЭДДТ	34	нг/г	Н	0	1,05	0,23	—	—
ПХБ	34	нг/г	ЛН	0	1,6	0,13	0,32	—
<i>Придонная вода</i>								
СПАВ	26	мкг/л	П	0	31,4	7,4	7,8	100
НУ	26	мкг/л	П	0	7,6	0,72	1,8	50
ПАУ	21	мкг/л	Н	0	0,6	0,2	0,3	—
Фенолы	27	мкг/л	ЛК	0	0,05	0,022	0,034	1
ЭГХЦГ	28	нг/л	Н	0	10,32	0,9	0,8	—
ЭДДТ	28	нг/л	Н	0	0,6	0,08	—	Отсутствие
ПХБ	28	нг/л	ЛН	0	1,0	0,19	0,2	Отсутствие
<i>Макробентос</i>								
ЭГХЦГ	18	нг/г	П	0	24,6	9,4	16,0	—
ЭДДТ	18	нг/г	П	0,06	22,5	8,0	16,0	—
ПХБ	18	нг/г	ЛН	0	3,15	0,37	1,5	—

Примечание. Законы распределения: Н — нормальный, ЛН — логарифмически нормальный, П — промежуточный, ЛК — с левой косою.

в воде древесина и древесная кора тяжелеют и осаждаются на дно в районах с пониженной гидродинамической активностью водных масс, где и захороняются окончательно в донных морских осадках.

К числу наиболее токсичных продуктов техногенного загрязнения относятся фенолы, которые образуются при гниении лигнина и других компонентов древесины в подводных условиях. Статистические параметры и сравнительные характеристики концентраций фенолов в различных придонных средах полигона приведены в табл. 12. На основной площади акватории содержание фенолов в осадках невелико — до 1 мг/кг. На западной границе акватории в донных осадках отмечена аномалия по фенолу, которая является краевой частью значительного по площади ореола высоких содержаний фенола (до 8 мг/кг и более) в отложениях центральной части Баренцева моря. По-видимому, расположенная здесь сравнительно

ставляется существенной для установления их последующих изменений под влиянием пресса разнообразных и очевидно нарастающих техногенных воздействий. Этой же цели служат исследования элементного состава биохимических проб как один из прямых методов выделения ореолов и потоков рассеяния техногенных поллютантов, фиксируемых в составе донных гидробионтов.

Практически все изученные тяжелые металлы (Zn, Cu, Co, Ni, Sn) содержатся в бентосе в небольших количествах и образуют мало контрастные аномалии. Обращает на себя внимание лишь обширная аномалия по содержанию свинца в макробентосе (20 мкг/г сухой массы) в Восточно-Новоземельском желобе, которая подтверждается повышенными содержаниями этого металла в донных осадках и придонных водах, о чем было сказано выше. Сугубо предварительно можно высказать предположение о массовых сбросах отходов, содержащих свинец, или о захоронении свинцовых контейнеров в ряде участков Восточно-Новоземельского желоба.

Результаты биогеохимического изучения макрозообентоса в акватории показывают, что загрязнение металлами донных гидробионтов в целом весьма невелико, и отчетливые ореолы концентрирования отмечены лишь в отношении меди и свинца. В то же время протяженность и контрастность аномалий при известной высокой токсичности соединений свинца вызывает опасения, и целесообразность дальнейших исследований в этом направлении несомненна.

Интегральная картина аэро- и гидротехногенного загрязнения тяжелыми токсичными металлами придонных сред акватории (осадок, вода, бентос) показывает, что зоны наибольшего суммарного загрязнения комплексом практически всех тяжелых металлов (Ni, Zn, Pb, Co, Cu) приурочены к зал. Моллера и входу в пролив Маточкин Шар на западном берегу Новой Земли. Эти аномалии имеют явно природное происхождение и, как говорилось выше, связаны с поступлением металлов из размываемых полиметаллических рудопроявлений на Новой Земле. В пелитовых осадках Восточно-Новоземельского желоба происходит аккумуляция цинка и свинца; эти аномалии скорее всего имеют техногенное происхождение. Остальная акватория, за исключением аномалии по меди и свинцу в районе Центральной впадины, практически не испытывает пресса в отношении тяжелых металлов.

Гидротехногенное загрязнение детергентами. Синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ), имеющие исключительно техногенную природу, определялись лишь в придонных водах на 26 станциях (табл. 12). Максимальные содержания СПАВ (до 30 мкг/л), однако не превышающие ПДК, отмечены у входа в пролив Маточкин Шар. Если учесть картину распределения СПАВ по всему Западно-Арктическому шельфу, приведенную в отчете В. И. Гуревича [155], то становится очевидным, что основная масса синтетических детергентов связана со сбросом вод, загрязненных моющими средствами и флотореагентами от отечественных аномалообразующих источников.

Дендротехногенное загрязнение. К дендротехногенным воздействиям на донные ландшафты относится загрязнение древесиной, изделиями из нее и продуктами ее технологической переработки и разложения (целлюлоза, лигнин, фенолы). В значительной мере дендротехногенное загрязнение связано с потерями при лесосплаве по рекам. Бревна и пиломатериалы разносятся на сотни миль, а при штормах выбрасываются в супралиторальную часть аккумулятивных пляжей, в том числе и на Новой Земле, загромождают устья рек и ручьев. При длительном нахождении

глубоководная подводная равнина, находящаяся в удалении от основных течений, является гигантским «отстойником» для техногенной древесины, влечомой придонными и поверхностными течениями. Темпы терригенной седиментации здесь весьма замедлены и не оказывают разубоживающего воздействия на высокие концентрации фенолов в донных осадках. Рассчитанные нами фоновые содержания органических и хлорорганических поллютантов для изученной акватории по сравнению с фоновыми и аномальными по всему Западно-Арктическому шельфу [152] показали, что для фенолов эти цифры везде одинаковы (табл. 12).

Содержание фенолов в придонных водах во многом существенно отличается от их распределения в осадках. Достаточно чистыми являются воды центральных районов Баренцева моря. Небольшие по площади, но контрастные локальные аномалии отмечаются лишь у восточного берега Новой Земли, но и здесь максимальное содержание фенолов не превышает ПДК. В целом можно констатировать, что ореолы рассеяния фенолов в придонных водах отражают значительно более краткосрочную картину дендротехногенной загрязненности донных ландшафтов, по сравнению с донными осадками.

Петролетехногенное загрязнение. К числу петролетехногенных поллютантов донных морских сред относятся компоненты нефти и нефтепродуктов. Они попадают в море при добыче, транспортировке, разгрузке нефти, сбросах льяльных вод и ГСМ, авариях на танкерах и т. д. Опасность подобных загрязнений на изученной акватории резко возросла с началом разведки и разработки нефтяных и газоконденсатных месторождений. В этой ситуации особенно важно оценить фоновые значения показателей петролетехногенной контаминации в 90-х годах.

К числу ведущих признаков загрязнения нефтепродуктами относится суммарное содержание нефтяных углеводородов (НУ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в современных отложениях и придонных водах акватории. Разумеется, оцениваемые валовые количества НУ и ПАУ, наряду с техногенной составляющей, содержат и природную эпигенетическую компоненту, не говоря уже о природных сингенетических углеводородах в составе современных отложений. Тем не менее, эти показатели используются в качестве стандартных [70]. Статистические параметры распределения НУ и ПАУ в донных средах акватории приведены в табл. 12.

Нефтяные углеводороды в донных осадках и воде характеризуются распределением промежуточным между нормальным и логнормальным. Изучение закономерностей площадного распределения НУ в донных осадках показало, что крупная аномальная зона расположена к западу от Южного острова Новой Земли в районе буровой нефтеразведочной деятельности. Также возможно, что значительную роль в поставке нефтяного загрязнения в акваторию следует отводить и водным массам Северо-Атлантического течения. Фоновые содержания нефтяных углеводородов в осадках акватории и всего Западно-Арктического шельфа примерно одинаковы. В целом к настоящему времени содержание нефтяных углеводородов в донных отложениях, составляющее максимально около 2 мг/г, т. е. 0,2 %, не достигает уровня загрязненности для грунтов III класса, приводимых в зарубежных работах. К сожалению, отечественные нормы предельно допустимых концентраций техногенных загрязнителей для морских донных осадков все еще не разработаны.

Несколько иная картина получена при картировании распределения НУ в водах придонного слоя. Практически во всей изученной акватории

Баренцева моря вода содержит менее 0,3 мкг/л суммы НУ (табл. 12). Лишь на восточном берегу Новой Земли в Карском море отмечаются локальные аномалии, где концентрация нефтяных углеводородов в отдельных пробах повышается до 7,6 мкг/л, что все же в 7 раз меньше ПДК. Таким образом, можно считать, что акватория практически свободна от нефтяного загрязнения.

Выполненные исследования распределения нефтяных углеводородов в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения [43, 84, 181] также показали, что в настоящее время санитарное состояние и уровень контаминации придонных ландшафтов близки к фоновым для открытых частей Баренцева моря. Однако следует помнить, что переход от разведочного бурения к промышленной эксплуатации буровых скважин без осуществления соответствующего комплекса природоохранных мер может отрицательно отразиться на экологическом состоянии природной среды.

В настоящее время все большее внимание уделяется изучению содержаний и распределения полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в донных осадках и придонных водах в связи с тем, что полиарены — это высокотоксичные и канцерогенные компоненты, которые входят в перечень основных загрязняющих веществ, а составные части ПАУ — пирен и бенз(а)пирен — имеют в основном техногенное происхождение [85]. Но необходимо учитывать, что ПАУ, присутствующие в донных осадках, могут быть также продуктами природных геохимических процессов. Поэтому очень важно отделить природный геохимический фон ПАУ от техногенного.

Полиарены в осадках изученной акватории распределены согласно нормальному закону и напоминают распределение нефтяных углеводородов и других поллютантов (табл. 12). Колебания значений ПАУ в пределах 0,01—0,30 мг/кг скорее всего характеризуют флуктуации содержания природных полиаренов, хотя причина концентрирования ПАУ в отложениях прибрежья Новой Земли не совсем ясна. Некоторые аномалии ПАУ в осадках подтверждаются и повышенными содержаниями их в воде, хотя ореолы ПАУ в воде, как правило, отличаются низкой контрастностью. По данным В. И. Петровой [180], максимальная концентрация ПАУ в единичных пробах донных отложений вблизи Штокмановского месторождения составляет 2 мг/кг, то есть почти на порядок выше фонового для Западно-Арктического шельфа. Сколь-либо значимые количества пирена и бенз(а)пирена не были зафиксированы ни в одной пробе на исследованной акватории. Таким образом, можно считать, что ПАУ здесь имеют природное происхождение, а комплекс полученных данных позволяет сделать вывод о благополучной экологической обстановке в этом регионе с точки зрения нефтяного загрязнения.

Агротехногенные загрязнения. К числу наиболее распространенных и токсичных загрязнителей агротехногенного происхождения относятся хлорорганические пестициды, среди которых выделяют циклические (ГХЦГ), ароматические (ДДД), циклодиеновые (альдин, дильдрин) и др. Здесь же рассмотрим распределение полихлорированных бифенилов (ПХБ).

Хлорорганические пестициды и ПХБ широко применяются в сельском хозяйстве. Они практически нерастворимы в воде, их отличает стойкость к деградации и токсичность метаболитов. Статистические параметры распределения техногенных органических поллютантов приведены в табл. 12.

Расположение повышенных концентраций ароматических хлорорганических соединений (ДДТ + ДДД + ДДЭ) в осадках акватории свиде-

тельствует в основном об отечественном происхождении зафиксированных орсолов. Протяженные контрастные аномалии с содержанием суммы ДДТ до 0,6 нг/г выявлены в отложениях Восточно-Новоземельского желоба, а также в Баренцевом море у выхода из пролива Маточкин Шар, где эти цифры максимальны и достигают 1,0 нг/г (см. геоэкологическую схему).

Аномалии по сумме ДДТ в придонных водах в значительной мере повторяют расположение аномалий в осадках. При этом, однако, отмечаются и техногенные потоки рассеяния ДДТ, связанные с поступлением атлантических вод. Крупные и контрастные аномалии зафиксированы у западного и восточного берегов Новой Земли. Отметим, что по «Обобщенному перечню ПДК» [80] эти хлорорганические соединения не должны присутствовать в воде.

Наибольшие концентрации ДДТ и его производных, достигающие 15—20 нг на 1 г живого веса, отмечены в собирающих детритофагах и грунтоедах, которые обитают в сравнительно глубоководных центральных и северо-восточных районах акватории Баренцева моря. Гидробионты Карского моря содержат сумму ДДТ на порядок меньше.

Гексахлорциклопексановые соединения в донных отложениях изученной акватории содержатся приблизительно в таких же количествах, что и ДДТ (табл. 12). Максимальные содержания суммы ГХЦГ (около 1,0 нг/г) отмечаются на небольших по площади и неконтрастных аномалиях у западного и восточного берегов Новой Земли. Распределение суммы ГХЦГ в придонных водах в целом повторяет картину распределения таковой в донных отложениях, но аномалии по воде занимают значительно большие площади и более контрастны. Максимальное содержание — около 10 нг/л (1 проба), в основном не более 2 нг/л. Несомненно, что ГХЦГ поступают с водами Северо-Атлантического течения, со стоками речных вод Кольского полуострова, рек Печора и Обь. В составе макробентоса сумма альфа- и гамма-ГХЦГ не превышает 25 нг на 1 г живого веса, а максимальные содержания зафиксированы в бентосе у западного берега Новой Земли. Следует подчеркнуть, что повышенные концентрации ГХЦГ отмечены во многих пробах бентоса, отобранных по всей площади акватории.

При картировании техногенных воздействий большое внимание было обращено на исследование полихлорированных бифенилов (ПХБ) в донных морских средах. Эти соединения, имеющие только техногенное происхождение, химически активны, высокотоксичны и способны накапливаться в трофических цепях различных уровней. Статистические параметры распределения ПХБ в донных средах приведены в табл. 12. Полихлорбифенилы распределены логнормально, а их содержание в донных отложениях изученной акватории невелико — не превышает 2 нг/г, а в воде составляет около 1 нг/л. Небольшие по размерам, но контрастные аномалии в этих средах совпадают. Ореолы рассеяния ПХБ в живом веществе, хотя и менее контрастны, но захватывают значительно большую площадь и выявлены у восточного и западного берегов Новой Земли. При этом некоторые аномалии по ПХБ в гидробионтах и воде отчетливо сопрягаются с влиянием ветвей Северо-Атлантического течения.

Несмотря на то, что абсолютные количества полихлорбифенилов в донных средах акватории на первый взгляд как будто бы невелики, вызывает опасение высокая токсичность этих соединений; предельно допустимые концентрации и безопасные уровни воздействия предполагают полное отсутствие ПХБ в водах рыбохозяйственных водоемов [80]. Должна насто-

раживать также широкая распространенность ПХБ в составе донных гидробионтов.

Таким образом, изучение распределений органических поллютантов в придонных средах акватории листа S-38—40 показало, что наибольшая масса органических загрязнителей находится в донных осадках, являющихся средой мощного самоочищения Баренцева и Карского морей. Сорбция загрязнителей донными осадками и дальнейшее пребывание поллютантов в составе достаточно прочных органоминеральных комплексов, свойственных пелитовым образованиям, превращает последние в емкие депонирующие среды, препятствующие дальнейшей контаминации водной толщи и гидробионтов. Особенно велика очищающая роль тонкопелитовых осадков в случае значительной скорости их аккумуляции и, стало быть, погребения сорбированных поллютантов. Такую роль, в частности, и выполняют пелитовые осадки сравнительно глубоководных подводных равнин, впадин и желобов, включая Западно- и Восточно-Новоземельский желоба и Центральную впадину.

Радиотехногенное загрязнение. К радионуклидам, имеющим природное происхождение, относятся ^{40}K , ^{228}Th , ^{226}Ra . Распределения активности этих изотопов характеризуются в целом невысокими значениями в изученных донных средах акватории, контрастность и размеры ореолов рассеяния невелики, хотя можно предположить, что отдельные локальные аномалии содержат небольшую наложенную техногенную компоненту, в частности по ^{40}K .

К числу заведомо искусственных радионуклидов относится цезий-137, который наряду со ^{90}Sr играет основную роль в облучении людей. Массовые определения активности ^{137}Cs впервые выполнены во время геоэкологической экспедиции 1991 г. в 331 пробе донных отложений западное и восточное Новой Земли [129, 152]. Распределение радионуклидов соответствует нормальному закону. Средневзвешенная по площади активность не превышает $8,5 \times 10^{-10}$ Ки/кг. Повышенные значения активности ^{137}Cs связаны с отложениями существенно пелитового состава в пределах Восточно-Новоземельского желоба и Центральной впадины. Ряд мало контрастных аномалий складывается в цепочки субширотного простирания.

Пути поступления ^{137}Cs в придонные среды акватории различны. Так, заметный перенос радиоактивных отходов с заводов по переработке отработанного ядерного топлива из Англии и Франции в Баренцево и Карское моря осуществляется водами Северо-Атлантического течения. Кроме внешних источников поступления радионуклидов, для Баренцева и Карского морей характерны крупнейшие местные источники радионуклидного загрязнения. Прежде всего, это радиоактивная пыль от атмосферных и подводных термоядерных взрывов в районе Новой Земли [65, 66]. В период 1963—1986 гг. регулярно захоранивались контейнеры с твердыми радиоактивными отходами в Новоземельских бухтах Карского моря (заливы Абросимова, Степового, Циволько, Ога, Седова, Благополучия и др.). Так, М. С. Бакстер отмечал в 1993 г. повышенные концентрации ^{137}Cs в воде восточнее залива Циволько. Жидкие радиоактивные отходы в объеме 16 тыс. м³ и общей активностью 5500 Кюри были слиты в северо-восточном секторе (74—77° с. ш.) Баренцева моря [66]. Изучение содержания цезия в воде показало, что высокие его концентрации имеют глубинные воды (100—200 м) в Восточно-Новоземельском желобе Карского моря [65].

Проведенные радиометрические исследования придонных сред изученной акватории [42, 65, 66, 129] показали, что в целом донные отложения

и макробентос слабо затронуты процессами радиотехногенного загрязнения. Контрастность имеющихся аномалий и абсолютные значения активности радионуклидов весьма невелики. Наличие очагов загрязнения донных сред радиоактивными продуктами возможно на локальных участках затопления ядерных отходов, в настоящее время хорошо известных мировой обществу (например, губа Черная) [66], для изучения которых требуется проведение детальных геоэкологических исследований. Напомним, что уровень ПДК искусственных радионуклидов для пищевых продуктов в странах Западной Европы установлен в 600 Бк/кг. Здоровоохранением нашей страны после аварии на Чернобыльской АЭС принят новый норматив для пищи в размере 1480 Бк/кг.

ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И КАРТА ДОННЫХ СООБЩЕСТВ

Для гидробиологических исследований в районе листа S-38—40 использованы материалы, полученные в ходе геоэкологических экспедиций, организованных ВНИИОкеангеология на Западно-Арктическом шельфе России. Сбор материала осуществлен с борта научно-исследовательских судов «Академик Карпинский», «Геолог Ферсман» и «Профессор Логачев» в 1991—1994 гг. Также использованы материалы подводной фотосъемки, проведенной МАГЭ в 1991 г. Всего на исследованный район приходится 62 количественные гидробиологические станции и 120 станций с подводной фотосъемкой.

Для выделения донных сообществ применен метод кластерного анализа с постанционным нормированием и трансформированием (в виде извлечения двойного квадратного корня) значений биомасс видов. Кластеризацию проводили с использованием меры, основанной на расстоянии Евклида методом «дальнего соседа».

На площади листа выделяется шесть сообществ макробентоса (рис. 13, табл. 13). Четыре сообщества находятся в Баренцевом море. Это прилегающие к побережью архипелага Новая Земля мелководное сообщество двустворчатых моллюсков (4) и сообщество *Macoma calcarea* + *Mya truncata*, а также глубоководное сообщество грунтоедов (1) и сообщество голотурии рода *Trochostoma* и морского ежа рода *Strongylocentrotus* (6), расположенное в районе Северного Новоземельского мелководья. В Карском море в рассматриваемом районе выделяются два сообщества: прибрежное сообщество красных водорослей и морских ежей (3) и глубоководное сообщество офиуры *Ophiopleura borealis* (2).

Сообщество 1 расположено в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения на глубинах моря порядка 300 м, в условиях повышенной аккумуляции осадков. Сообщество отличается характерным для больших глубин доминированием грунтоедов, относительно небольшим числом видов и низкой биомассой. Для данного района была выполнена сравнительная оценка состояния на основе метода анализа хода кривых кумулятивных процентов численности и биомассы [43]. Взаиморасположение кумулятивных кривых для данного сообщества указывает на стрессовое состояние макробентоса. Эта ситуация определяется 1—2 видами с низкой биомассой, но высокой численностью (главным образом это полихеты *Spiochaetopterus typicus* и *Maldane sarsi*, доминирующие по численности на всех станциях). Таким образом, в силу своего критического положения данное сообщество может оказаться наиболее уязвимым при возможном возникновении техногенного давления.

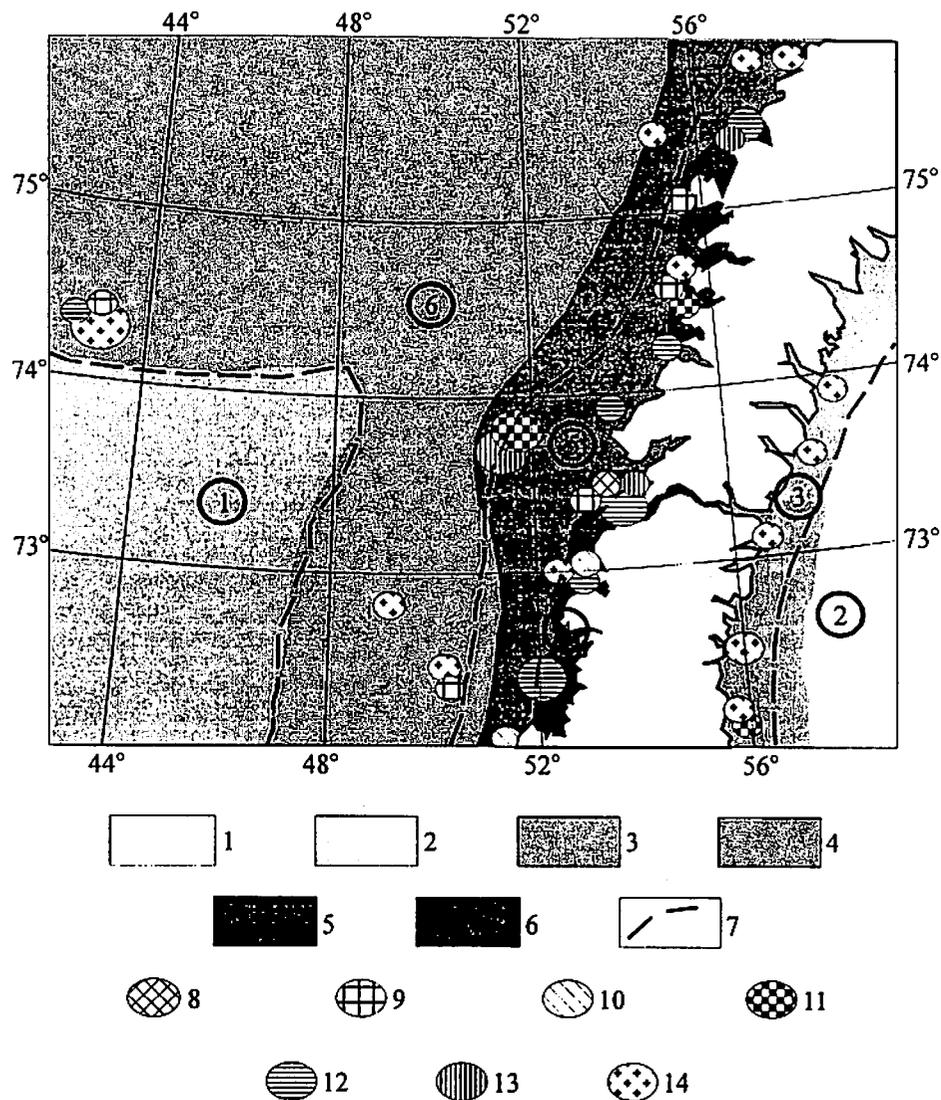


Рис. 13. Схема распределения донных сообществ, суммарной биомассы бентоса ($г/м^2$), промысловых беспозвоночных и водорослей.

1—6 — суммарная биомасса бентоса ($г/м^2$): 1 — меньше 10, 2 — 10—25, 3 — 25—50, 4 — 50—100, 5 — 100—300, 6 — больше 300; 7 — предполагаемые границы донных сообществ (1—6, описанных в табл. 13); 8—14 — распространение промысловых беспозвоночных и водорослей: 8 — *Laminaria saccharina* (ламинария), 9 — *Decapoda* (крабы и креветки), 10 — *Mytilus edulis* (мидии), 11 — *Chlamys islandica* (исландский гребешок), 12 — *Clinocardidae* (сердцевидки), 13 — *Buccinidae* var. (трубачи), 14 — *Strongylocentrotus* sp. (морской еж).

Общая характеристика донных сообществ, по результатам многомерной классификации

Сообщество	Занимаемые биотопы: 1. Местоположение 2. Глубины 3. Грунты 4. Гидродинамика	Число идентифицированных видов и групп бентоса	
Глубоководное сообщество грунтоедов (1)	5. Центральная впадина (район, прилегающий к Штокмановскому газоконденсатному месторождению) 6. 314—366 м 7. Алевропелит 8. Повышенная аккумуляция	36	
Глубоководное сообщество офиуры <i>Ophiopleura borealis</i> (2)	9. Восточно-Новоземельская впадина 10. 333—403 м 11. Пелит 12. Слабая гидродинамическая активность	29	
Прибрежное сообщество красных водорослей и морских ежей (3)	13. Прибрежье архипелага Новая Земля со стороны Карского моря 14. 18—77 м 15. Гравийно-галечные полимиктиты, алевритовые пелиты	99	
Мелководное прибрежное сообщество двусторчатых моллюсков (4)	16. Приновоземельское мелководье (Баренцево море) 17. 11—50 м 18. Песок, гравий, галька	57	
Сообщество двусторчатых моллюсков <i>Macoma calcarea</i> + <i>Mya truncata</i> (5)	19. Прибрежье архипелага Новая Земля со стороны Баренцева моря 20. 36—108 м 21. Гравийно-галечный полимиктит со значительной примесью гравия и гальки 22. Высокая гидродинамическая активность	76	
Сообщество голотурии рода <i>Trochostoma</i> и морского ежа рода <i>Strongylocentrotus</i> (6)	23. Район Северного Новоземельского мелководья 24. 110—276 м 25. Алевропелиты, пелиты	48	

выделенных на акватории листа S-38—40 данных в целях экологического мониторинга

Суммарная биомасса, min—max (среднее), г/м ²	Виды с наибольшей встречаемостью, %	Виды, доминирующие по биомассе, %	Соотношение эпи- и инфауны	Доминирующие трофические группы
0,2—161 (22)	<i>S. typicus</i> — 95 <i>M. sarsi</i> — 65	<i>G. margaritaceum</i> — 23 <i>C. crispatus</i> — 14 <i>M. sarsi</i> — 14	3 : 7	Грунтоеды
0,6—36,1 (13,5)	<i>Tryastra</i> sp. — 88 <i>S. typicus</i> — 75 <i>H. globulifera</i> — 75 <i>L. fragilis</i> — 50	<i>O. borealis</i> — 34 <i>Paraedwardsia</i> sp. — 19 <i>Eunephthya</i> sp. — 15	5 : 2	Собирающие детритофаги
17,7—399 (98,3)	<i>P. groenlandicus</i> — 88 <i>Strongylocentrotus</i> sp. — 77 <i>O. sericeum</i> — 77 <i>Lithothamnion</i> sp. — 66 <i>O. bidentata</i> — 66	<i>Lithothamnion</i> — 33 <i>Strongylocentrotus</i> sp. — 26	7 : 1	Автотрофы и всеядные
376—637 (480)	<i>S. groenlandicus</i> — 100 <i>T. borealis</i> — 100 <i>S. nodosa</i> — 100 <i>P. plumosa</i> — 100	<i>S. groenlandicus</i> — 61 <i>T. borealis</i> — 24	1 : 6	Подвижные сестонофаги
60,4—460 (226,5)	<i>M. truncata</i> — 100 <i>M. calcarea</i> — 84 <i>O. robusta</i> — 84 <i>C. ciliatum</i> — 84 <i>Strongylocentrotus</i> sp. — 84	<i>Trochostoma</i> sp. — 36 <i>M. calcarea</i> — 19 <i>M. truncata</i> — 15 <i>T. borealis</i> — 13	1 : 10	Собирающие детритофаги, неподвижные сестонофаги
90,5—387 (151)	<i>Trochostoma</i> sp. — 100 <i>Strongylocentrotus</i> sp. — 80 <i>O. sericeum</i> — 80	<i>Trochostoma</i> sp. — 30 <i>Strongylocentrotus</i> sp. — 25	1 : 1	Грунтоеды

Наиболее близко к вышеописанному сообщество 2. Это также глубоководное сообщество, расположенное в Восточно-Новоземельском желобе, в условиях слабой гидродинамической активности, преимущественно на чисто пелитовых грунтах. Сообщество характеризуется минимальным числом видов и минимальной средней суммарной биомассой. В сообществе доминирует эпифауна, а именно: собирающие детрит офиуры *Ophiopleura borealis*, *Ophioceten sericeum* и *Ophiacantha bidentata*. К массовым следует отнести полихету *Spiochaetopterus typicus* — вид очень многочисленный (до 620 экз/м²), но образующий небольшую биомассу (менее 0,6 г/м³).

Остальные сообщества определяются в основном крупными долгоживущими видами с преобладанием жизненной К-стратегии, свойственной

относительно постоянным условиям среды обитания. Эти сообщества, соответственно, являются более резистентными (устойчивыми), однако в случае сильного нарушения их восстановление будет значительно более длительным и проблематичным.

Сообщество 3, расположенное в прибрежье Новой Земли со стороны Карского моря преимущественно на песчано-гравийно-галечных полимиктитах и алевритовых пелитах, отличается характерным для мелководий доминированием автотрофов (в основном красные водоросли рода *Lithothamnion*) и хищных морских ежей рода *Strongylocentrotus*. Сообщество неоднородно, причем в качестве основного фактора, вызывающего неоднородность, выступает характер грунта. На станциях с большей долей

твердого субстрата состав флоры и фауны более разнообразен, суммарная биомасса бентоса возрастает до 300 г/м², отчетливо проявляется доминирование *Lithothamnion* sp. (до 62 % суммарной биомассы), возрастает обилие других красных водорослей, например, *Ptilota plumosa* (до 77 г/м²), в трофической структуре лидируют автотрофы (до 65 % общей биомассы). На пелитах и алевропелитах видовое разнообразие ниже, биомасса уменьшается (до 15 г/м²), возрастает роль двустворчатых моллюсков (*Astarte crenata*, *Elliptica elliptica*, *Mya arenaria*, *Cyclopecten groenlandicus*), в трофической структуре начинают преобладать подвижные сестонофаги и собирающие детритофаги (до 32 % общей биомассы). В целом сообщество оказалось наиболее богатым из всех, рассмотренных по видовому разнообразию бентоса, но сильно уступает сообществу западного побережья Новой Земли по биомассе. Последнее логично объясняется известными средовыми различиями между Баренцевым и Карским морем и вполне согласуется с опубликованными данными [109].

Сообщество 4 — мелководное сообщество, расположенное в прибрежье Новой Земли со стороны Баренцева моря, отличается максимально высокой (для сообществ рассматриваемого района) суммарной биомассой бентоса (свыше 600 г/м²). Такая биомасса достигается в основном за счет развития здесь крупных двустворчатых закапывающихся моллюсков. Сообщество характеризуется распространением ряда промысловых беспозвоночных. В основном это двустворчатые моллюски семейства Clinocardiidae (сердцевидки) — *Serripes groenlandicus* и *Ciliatocardium ciliatum*.

Сообщество 5 протягивается вдоль всего побережья Новой Земли со стороны Баренцева моря и так же, как предыдущее, характеризуется доминированием инфавны, в основном двустворчатых моллюсков *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Tridonta borealis* и др. Биомасса снижается до 100—300 г/м². Здесь также встречаются промысловые беспозвоночные: трубаки, морские ежи, крабы и креветки.

Сообщество 6 расположено в районе Северного Новоземельского мелководья. Характеризуется доминированием грунтоедов (главным образом голотурии рода *Trochostoma*) и хищного морского ежа рода *Strongylocentrotus*. Для сообщества грунтоедов отличается довольно высокой суммарной биомассой бентоса (до 380 г/м²).

По материалам сборов 1992 г. в бентосных организмах сообществ Баренцева моря были выполнены определения концентраций стойких хлорорганических соединений, ряда тяжелых металлов и радионуклидов. В сообществах, расположенных в районе листа S-38—40, были проанализированы следующие донные организмы: бурые водоросли рода *Laminaria*, двустворчатые моллюски *Serripes groenlandicus*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Astartidae* var., морские ежи рода *Strongylocentrotus*, голотурии рода *Trochostoma* и асцидии. Несмотря на то, что сообщества 4 и 5 расположены в наиболее загрязненных районах (в донных осадках выделены контрастные аномалии по 3—4 и более компонентам), сравнительная оценка концентраций хлорорганических соединений, тяжелых металлов и ⁴⁰K в донных беспозвоночных и водорослях различных районов Баренцева моря выраженных аномалий нигде не выявила. Результаты двухфакторного дисперсионного анализа по этим поллютантам показали, что их вариация зависит лишь от таксономической принадлежности организмов и практически не связана с местоположением точки пробоотбора в акватории [42, 165]. Присутствие гамма-излучающих техногенных радионуклидов ни на одной станции ни в одной из проб не обнаружено. Результаты радиометрического исследования образцов указывают на фоновое содер-

жание в них гамма-излучающих радионуклидов (на уровне 10 Бк/кг), а корреляция зарегистрированной скорости счета бета-частиц и содержания в препаратах ⁴⁰K свидетельствует о том, что именно этот радионуклид дает основной вклад в суммарную бета-активность образцов.

Сравнение данных по концентрациям загрязняющих веществ в гидробионтах по итогам наших исследований с литературными данными по другим районам показало, что в донных гидробионтах сообществ Баренцева моря концентрации хлорорганических соединений и тяжелых металлов низкие и сопоставимы с аналогичными концентрациями в районах, считающихся фоновыми [165].

В сообществах 4 и 6 был проведен анализ размерно-весовой структуры популяций массовых видов беспозвоночных (морской еж *Strongylocentrotus droebachiensis* и двустворчатые моллюски *Tridonta borealis* и *Hiatella arctica*). Сравнение проводилось по ряду аналогичных популяций Баренцева моря, отмеченные закономерности носят естественный природный характер [165].

Результаты статистической оценки многолетних изменений донных сообществ, выполненной в ходе дисперсионного анализа, показали [133], что суммарная биомасса бентоса в целом достоверно не отличалась от величин, зарегистрированных в 20—30-е годы. Незначительные различия, наблюдавшиеся в отдельных районах, скорее всего следует отнести на счет естественных колебаний численности популяций бентосных видов. Результаты сравнения относительных биомасс трофических группировок и карт трофической зональности в целом соответствуют представлениям о значительной стабильности трофической структуры донной фауны моря в ненарушенных природных условиях. При сравнении наших данных с работами А. П. Кузнецова [54, 55], на исследованной акватории наблюдалось практически полное совпадение не только районов распространения трофических зон, но и составляющих их биоценозов [133]. Отдельно были проведены сравнения состояний донных сообществ Штокмановского месторождения (1) и Восточно-Новоземельского жолоба (2), приведшие к аналогичному результату [43, 132]. Следовательно, можно сделать вывод, что обследованные бентические сообщества на акватории листа S-38—40 на настоящее время имеют естественный, ненарушенный характер.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Выполненные исследования и картографические обобщения показали, что для подавляющего большинства загрязненных участков характерно присутствие не одного, а целого комплекса поллютантов, относящихся к различным типам техногенных воздействий. Известно, что интегральная токсичность группы поллютантов за счет синергического эффекта значительно выше, чем токсичность каждого из них или даже их арифметической суммы. В настоящее время делаются лишь первые попытки оценить общую токсичность загрязнителей с учетом их синергического воздействия. Очевидно, что наглядным отображением интегральной оценки политехногенного загрязнения придонных морских сред является геоэкологическая карта.

Методика составления геоэкологических карт акватории к настоящему времени не может считаться достаточно разработанной, несмотря на значительный интерес, проявленный многими исследователями к этой проблеме. Работа над картой сильно усложняется также из-за отсутствия единых норм предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ (или каких-либо иных официальных критериев) для придонных морских

осадков. Практически каждый исследователь-геоэколог для расчетов и построений использует свои, наиболее удобные для исполнителя пороговые характеристики (кларки, медиану, моду, средние арифметические, имеющиеся ПДК и т. д.) и свой набор определяемых параметров.

При составлении геоэкологической схемы листа S-38—40 мы в качестве отправных точек для картографирования аномалий использовали фоновые и аномальные концентрации техногенных загрязнителей, установленные В. И. Гуревичем [152] для Западно-Арктического шельфа в целом. Сопоставление этих параметров с рассчитанными нами фоновыми содержаниями соответствующих компонентов позволило выполнить сравнительную оценку степени загрязнения или, напротив, чистоты изученной акватории по каждому поллютанту относительно всего Западно-Арктического шельфа. С учетом небольшого количества станций геоэкологического опробования на Приновоземельской акватории схема построена в масштабе 1 : 2 500 000.

При работе над схемой были привлечены имеющиеся картографические обобщения масштаба 1 : 2 500 000, охватывающие целый ряд техногенных, абиотических и биотических параметров, наиболее информативных для этого масштаба, согласно исследованиям В. И. Гуревича [152]. К числу техногенных относятся тяжелые металлы, нефтяные углеводороды, фенолы, хлорорганические соединения, радионуклиды. Среди абиотических параметров рассмотрены морфоструктурная приуроченность, литологическая характеристика донных осадков, геоморфологическая позиция, глубина моря, скорости и направления придонных течений, содержание грубообломочного материала. Важнейшие биотические характеристики включают оценку общей биомассы, видовое разнообразие бентоса, трофические группировки. Из рассмотрения исключен целый ряд параметров и компонентов химического состава как малоинформативных для составления геоэкологической схемы, т. е. имеющих низкие концентрации и не влияющих на техногенное загрязнение.

Картографическая версия геоэкологической оценки политехногенной контаминации придонных морских сред Приновоземельской акватории (донные осадки, придонная вода, бентос) приводится на геоэкологической схеме масштаба 1 : 2 500 000. Совмещение и оконтуривание аномалий по техногенным поллютантам выполнялось в соответствии с геоморфологической схемой, составленной Е. Е. Мусатовым для комплекта карт по листу S-38—40, а также с учетом литологического состава донных отложений, направления придонных течений и глубины моря.

Построенная геоэкологическая схема показывает, что техногенные и придонные компоненты поступают в акваторию из трех групп источников. С теплыми атлантическими водами, поставляемыми ветвями Северо-Атлантического течения, связаны техногенные ореолы рассеяния и концентрации целого ряда загрязнителей, которые занимают большие площади и, согласно выводам В. И. Гуревича [28, 80], простираются на расстояния до 1000—1500 км от возможных аномалообразующих источников или районов сброса поллютантов. Из аномалообразующих объектов, расположенных на дне моря или на окружающей суше, поступают в основном природные компоненты, которые образуют небольшие, но контрастные аномалии, расположенные недалеко от «возмущающего» источника. Со стоком крупных рек (Колы, Печоры, Оби) выносятся различные техногенные продукты промышленного и сельскохозяйственного природопользования, которые также могут мигрировать на расстояния в несколько сот километров.

Наиболее подвержена контаминации область акватории, прилегающая к архипелагу Новая Земля. Здесь, очевидно, соединяются все виды загрязнений: на западе — поступающие с ветвями Северо-Атлантического течения и местные, непосредственно с берегов архипелага, а на востоке — местные и принесенные восточными струями Ямальского и Обь-Енисейского стокового течений. Причем и в том и в другом случае Новая Земля служит как бы барьером на пути свободной циркуляции баренцевских и карских вод.

По степени политехногенного загрязнения всю изученную акваторию можно разделить на четыре области: 1) практически чистые; 2) весьма слабо загрязненные (слабоконтрастные аномалии по 2—3 компонентам); 3) слабо загрязненные (контрастные аномалии по 2—3 компонентам); 4) умеренно загрязненные (контрастные аномалии по 4 и более компонентам).

К областям умеренного загрязнения относятся залив Моллера, устье р. Безымянная и район вокруг пролива Маточкин Шар. В дополнение к комплексу тяжелых металлов (Ni, Cu, Pb, Zn, Co) здесь зафиксированы аномалии по ГХЦГ, ПХБ, ДДТ. При этом, если концентрации металлов связаны с природными аномалообразующими объектами, то компоненты хлорорганических соединений имеют явно антропогенную природу. Следует также обратить внимание на район Штокмановского месторождения, где может усиливаться техногенный прессинг, и район Восточно-Новоземельского жлоба, в пелитовых осадках которого аккумулируются свинец, цинк, ДДТ и ГХЦГ.

Практически незатронутыми техногенным воздействием остаются обширные области акватории, находящиеся под преимущественным воздействием холодных и чистых водных масс, поступающих с Северного Ледовитого океана.

Необходимо еще раз напомнить, что в изученной акватории даже максимальные концентрации подавляющего большинства техногенных компонентов (тяжелые металлы, органические поллютанты, СПАВ) нигде не превышают уровней имеющихся ПДК, а часто — в десятки раз меньше. Картируемые аномалии являются чисто геохимическими, показывающими тенденцию к накоплению того или иного поллютанта в определенном районе. Таким образом, изученная акватория, как несколько раз подчеркивалось в тексте настоящего раздела, относится к областям, которые пока еще практически не затронуты техногенным воздействием.

Однако вызывает опасение факт обнаружения в придонных водах и макробентосе акватории значимых количеств хлорорганических пестицидов (сумма ДДТ и ПХБ), которые имеют чисто техногенную природу и, стало быть, принесены течениями из районов, подверженных антропогенному загрязнению. По существующему уровню ПДК присутствие данных соединений в морских водоемах недопустимо [80]. Таким образом, усиление техногенного пресса на берегу, несмотря на длительный путь миграции хлорорганических поллютантов, отзывается концентрированием их в придонных средах.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории развития рассматриваемого региона на основе анализа и синтеза геологических и морских геофизических данных выделяются несколько основных событий, ответственных за геодинамические преобразования литосферы. Эти преобразования обусловлены сочетанием деструктивных и конструктивных процессов, соотношение которых в пространстве и времени определяло характер осадконакопления и магматизма, складчатости и метаморфизма и, как следствие, направленности развития структур литосферы, а в конечном итоге, ее тектонический облик.

Одним из важнейших диагностических признаков, позволяющих установить кульминационные этапы в эволюции региона, является базальтоидный и гранитоидный магматизм, проявления которого зафиксированы геологическими и геофизическими методами исследований.

В пределах Баренцева и Карского морей, а также расположенного между ними Новоземельского архипелага, развитие базальтоидного магматизма отражает главные этапы рифтогенной активизации и, как показывают определения абсолютного возраста пород, характерно для позднего протерозоя, позднего девона, поздней перми—триаса, поздней юры—раннего мела. При этом устанавливается омоложение деструктивных процессов по мере приближения к Евразийской глубоководной области Северного Ледовитого океана, начальная фаза раскрытия которой приурочена к рубежу мела и палеогена.

Ввиду отсутствия достаточного объема фактического материала, наиболее рашний, протерозойский, отрезок истории развития региона и в особенности акваторий может быть освещен лишь в самых общих чертах.

Геологические данные по Кольскому полуострову, Шпицбергену и Новой Земле [103] дают основание говорить о том, что кратонизация большей части Баренцевской (или Свальбардской) плиты наступила к концу среднего протерозоя. Ее фундамент, входящий в пояс Гренвильской складчатости, выступает на Северо-Восточной Земле Шпицбергена [131] и на Северном острове Новой Земли. В строении фундамента Центрального блока Пайхойско-Новоземельской складчатой системы принимают участие раннерифейские кристаллические образования. Становление земной коры континентального типа на рубеже раннего—позднего рифея здесь подтверждается изотопными датировками секущих тел плагиогранитов [102].

В начале позднего рифея в пределах Новой Земли происходило отложение вулканогенной молассы, выше несогласно сменяющейся терригенной (внизу), карбонатной (вверху) мощной толщей верхов верхнего рифея и тиллитами нижнего венда. На Северном острове Новоземельского архипелага верхний рифей и венд представлены терригенными отложениями. Их большая мощность свидетельствует о значительном погружении,

продолжавшемся и в позднем венде—раннем кембрии. В результате, если судить по мощностям отложений, на востоке Баренцева моря и на западе Северного острова Новой Земли в кембрии были сформированы сопоставимые по глубинам прогибы, заполненные флишовой формацией, отражающей стадию компенсированного морского осадконакопления [14].

Вместе с тем поздний венд—ранний кембрий в пределах Тимано-Печорской плиты, ее северо-западного продолжения и обрамления ознаменовался байкальским орогенезом, приведшим к интенсивному смятию пород. Рифейские и вендские отложения подверглись складчато-надвиговому деформациям на Урале и, по крайней мере, юге Новой Земли. Эти события нашли отражение в сочленении по Байдарацкой шовной зоне Южного и Центрального блоков Новоземельской области.

К предсреднедевонскому времени в южной части Баренцева моря, включая Печорское, а также в пределах Северного острова Новой Земли формируется обширная синеклиза, отвечающая платформенному этапу развития и морского выравнивания. Она заполняется, судя по всему, преимущественно карбонатными отложениями, а на Новой Земле повсеместно, в условиях континентального шельфа в режиме компенсированного прогибания, накапливается доломито-известняковая формация.

Вслед за этим последовало относительное воздымание региона и размыв указанных образований. Это событие, вероятно, связано со сводообразованием, которое предшествовало позднедевонскому этапу рифтогенеза (фран—фамен). На сейсмических разрезах верхнедевонские отложения с резким угловым несогласием залегают на отложениях нижнего—среднего девона, перекрывая сложную систему листрических сбросов, формирующих юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины.

Позднедевонский этап рифтогенеза создал разветвленную и протяженную систему рифтов и грабенов северо-западных и северо-восточных простираний, охватывающих практически всю площадь Западно-Арктической платформы, включая Шпицберген.

В пределах Новой Земли в среднем—позднем девоне образуется рифтогенный прогиб, который скорее всего входил в состав Восточно-Баренцевской рифтовой системы. Его развитие сопровождалось интенсивным проявлением базальтового магматизма: внедряются дайки габбро-долеритов, изливаются субокеанические толстые базальты. В западной части Новоземельского региона, на Баренцевском побережье, излияния происходят в субэвральных и мелководных условиях, а в центральной и восточной частях — в относительно глубоководных. Дифференцированное прогибание, наметившееся в среднем девоне и прерванное вспышкой вулканоматматической активности в раннем фране, возобновляется в позднем фране. С этого времени окончательно оформляется расчленение территории Центрального и Южного блоков на стабильную область карбонатного шельфа (Баренцевская СФЗ, где карбонатонакопление продолжается до позднего карбона), область континентального склона (Рогачевская СФЗ) и пелагиаль, где в режиме некомпенсированного прогибания отлагаются конденсированные кремнисто-карбонатные хемогенные и планктоногенные осадки (Карская СФЗ).

В позднем карбоне—ранней перми наступает период относительной стабилизации. Устанавливается преимущественно платформенный режим с развитием обширных участков карбонатного шельфа. В ряде районов происходит накопление эвапоритов.

В ранней перми в депоцентре Южно-Баренцевского бассейна происходит постепенное замещение карбонатного осадконакопления глинистым (де-

прессионные фации). Максимальные глубины палеобассейна в позднем карбоне—ранней перми, как показывает анализ сейсмических разрезов, не превышали 1,0—1,5 км. На Северном острове Новой Земли формирование нижнепермских отложений происходило в относительно глубоководных условиях, унаследованных со средне-позднедевонского—каменноугольного времени, характеризующихся накоплением аспидной формации. В пределах Рогачевской и Карской СФЗ глубины превышают критические для образования арагонита. Баренцевскую СФЗ также затрагивают процессы деструкции, бровка шельфа последовательно отодвигается к западу и к концу карбона смещается в пределы современной акватории Баренцева моря. Неравномерная деструкция приводит к образованию застойных участков, где происходит осаждение карбонатов марганца. В начале ранней перми вся территория Центрального и Южного блоков представляла собой склон и пелагиаль пассивной континентальной окраины, куда все интенсивней начинает поступать тонкий пелитовый материал с растущих сооружений Урала.

Позднепермско-триасовый этап развития резко отличается от всех предыдущих и последующих. Деструктивные процессы проявились мощной вспышкой рифтогенеза с сопутствующим магматизмом, тектоно-термальным переработкой консолидированной коры и интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями. Система рифтогенных прогибов заложилась на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопределив формирование Западно-Сибирской плиты.

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, здесь была сформирована гигантская линза терригенных пестроцветных образований с мощностью в депоцентрах 8—9 км. Общая же мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10—11 км, что составляет не менее половины всего осадочного выполнения Восточно-Баренцевского мегабассейна.

На Новой Земле режим растяжения и прогибания в конце ранней перми сменяется стабилизацией и начинается интенсивное заполнение пострифтового бассейна осадочными толщами проградационной призмы, продвигавшейся с юга и юго-востока. Ведущими становятся процессы лавинной седиментации. Появление угленосных параллических формаций, маркирующих момент окончательного заполнения бассейна, фиксируется в центральной части Южного острова (Гусиная Земля) на рубеже казанского—татарского веков поздней перми, на п-ове Адмиралтейства — на границе поздней перми—раннего триаса, а на Адмиралтейской возвышенности — в конце триаса.

С этого переломного для геологической истории региона рубежа стабилизированный платформенный режим приобретает явные черты подвижности. Высокие скорости погружения и некомпенсированное осадконакопление на востоке Баренцева и юге Карского морей сопровождаются базитовым магматизмом, смещением депоцентров 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.

Южно-Карский бассейн, с перекрестным планом рифтогенных структур в основании, расширяется и развивается по центробежному типу. В юго-восточной части Баренцева моря рифтогенная система приобретает устойчивую трехлучевую конфигурацию: одна ее ветвь направлена в сторону Кольского полуострова, другая — в сторону Печорской плиты, а третья, меридиональная, проходит под современной Лудловской перемычкой. Все они сходятся примерно в центре Южно-Баренцевской впадины. Вследствие неоднократного проявления рифтогенных процессов, структура последней становится исключительно чувствительной к тектонической активизации в соседних областях.

В позднем триасе—юре главные тектонические события, затрагивающие бассейны Баренцева и Карского морей и определяющие геодинамику региона, сосредоточиваются в районе Пайхойско-Новоземельского пояса. Облик дислокаций и изотопные датировки гранитоидов (180—230 млн лет) [102], прорывающих палеозойские образования, свидетельствуют о формировании складчато-надвиговой структуры Пайхойско-Новоземельского пояса в раннекембрийскую эпоху тектогенеза.

На месте складчатых сооружений пояса в позднем палеозое существовали узкие прогибы, в значительной мере уступающие по размерам осадочным бассейнам, расположенным западнее. Как отмечалось выше, позднепермско-триасовый этап ознаменовался весьма быстрым углублением мегаструктуры Восточно-Баренцевского ареала осадконакопления. Почти синхронно или с некоторым запаздыванием была заложена система перекрестных (северо-западного и северо-восточного простираний) рифтов, локализованных в основании Южно-Карского бассейна.

В этот период в прогибах Новой Земли темпы осадконакопления, по сравнению со смежными бассейнами, заметно отставали и, по-видимому, в среднем триасе они уже были минимальными. Суммарная мощность верхнепермских—триасовых терригенных отложений, судя по всему, едва ли достигала здесь первых километров. Все это указывает на начальные, стартовые фазы воздымания центральных зон пояса, по времени происходящие скорее всего на средний триас и обусловленные импульсами сжатия, шедшими как со стороны рифтогенной области Восточно-Баренцевского бассейна, так и со стороны развивающейся Южно-Карской рифтовой системы. Вместе с тем, территория пояса еще не была поднята выше уровня моря и поэтому в условиях двухстороннего давления, наибольшей дислоцированности, как показывают геологические материалы [102], подверглись комплексы протерозоя—нижнего палеозоя, заключенные в узких зонах прогибов между жесткими блоками древнего основания и отчасти (в Южном блоке) уже претерпевшие складчатость в байкальскую фазу тектогенеза.

По мере усиления напряжений сжатия, структура центральных зон пояса приобрела инверсионный облик и поднялась над уровнем моря. Кульминационная фаза коллизионных процессов приходится здесь на поздний триас—раннюю юру. Рифтогенный режим в Восточно-Баренцевском мегапрогибе уже угас, а в Южно-Карской области растяжение еще продолжалось в начале юры и, таким образом, условия горизонтального двухстороннего сжатия меняются на односторонние со смещением масс складчатых сооружений в западных направлениях.

Максимальная степень дислоцированности пород и развития различных типов разрывных нарушений зафиксирована для центральной и южной частей Северо-Новоземельского антиклинория. Это подтверждается и концентрацией раннемезозойских гранитоидов, сосредоточенных лишь в пре-

делах Северного острова. Поперечному профилю здесь присущи веерообразная форма с разнонаправленной вергентностью складок и слабая, западная, асимметрия.

Сейсмические данные показывают, что воздействие сжатия на прилегающие бортовые и прибортовые зоны Восточно-Баренцевского мегапрогиба при становлении пояса также носило весьма заметный характер. Ширина деформаций осадочного чехла в Баренцевом море, обусловленная динамикой коллизионного процесса, колеблется от 30—50 до 100 км. Восточный борт бассейна осложнен комбинацией сдвиго-надвиговых чешуй и складок в виде тылового веера, а также структур сжатия, в плане расположенных кулисами и субпараллельно простиранию пояса. Плоскости надвигов и оперяющих их нарушений падают на восток с тенденцией выполаживания. На ряде сейсмических разрезов вблизи Новой Земли фиксируются надвиговые формы типа «положительного клина» (или «цветка»), осложненные нарушениями подчиненного порядка, создавшими многочисленные V-образные структуры.

Вдоль Западно-Новоземельской зоны дислокаций на северо-восток напряженность ее структур, так же как и структур прилегающей части Северного острова, возрастает по мере их сближения с жестким упором — блоком Адмиралтейского поднятия (горста). В этой связи веерообразная форма с разнонаправленной вергентностью наиболее сжатых участков Северного острова может быть объяснена возникновением осложняющих форм, обусловленных антитетическими надвигами.

Одновременно с формированием Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы, в ее тыловой области происходило значительное разрастание границ Южно-Карского бассейна, переходившего в синеклизную стадию развития. Площадные сейсмические данные указывают на интенсивную экспансию последнего в западных направлениях в поздне-триасовое и, особенно, в юрское время. Юрский чехол перекрывал не только жесткий блок Приновоземельской моноклинали, но и, видимо, восток Новой Земли.

Воздымание Пайхойско-Новоземельского пояса и связанной с ним восточной окраины Баренцевского 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 Восточно-Баренцевского бассейна это событие запечатлено одной из основных границ сго раздела — отражающим сейсмическим горизонтом Б, имеющим диахронную природу. Последующая, достаточно быстрая фаза погружения бассейна, маркируется накоплением нижнеюрского клиноформного комплекса, налегающего на эродированную, местами глубоко, поверхность верхнего триаса (горизонт Б) и фиксирующего поступление первой порции терригенного материала с нового источника сноса — Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы. При этом следует заметить, что наиболее интенсивно подвергался размыву западный фланг орогена, и подавляющий объем продуктов его разрушения сносился в Восточно-Баренцевский бассейн. В Южно-Карском бассейне горизонт, связанный с послетриасовым размывом и перерывом в осадконакоплении, выражен крайне слабо, и налегающих на него клиноформ со стороны Новой Земли не установлено. Это приводит к выводу о том, что западная асимметрия орогена до размыва была гораздо более отчетливой.

Фазы воздымания Пайхойско-Новоземельской системы и прилегающей полосы Восточно-Баренцевского мегабассейна продолжали проявляться как в раннем мелу, так и в послемеловое время и, как следствие этого, начиная с берриаса—баррема депоцентр осадконакопления бассейна медленно смещался к западу, указывая на то, что фазы воздымания орогена сопровождалась импульсами горизонтального одностороннего давления на бассейн, способствуя его углублению. Разновозрастные волновые геодинамические импульсы сжатия—растяжения, хотя и затухающие, получили отражение в изменении кинематических характеристик отдельных субвертикальных нарушений в различных стратиграфических комплексах осадочного выполнения бассейна: на эти разломы «нанизаны» как положительные, так и отрицательные малоамплитудные дислокации. В рельефе дна моря максимальные отметки глубин получили развитие вблизи западного борта Южно-Баренцевской впадины, что, вероятно, можно рассматривать как результат неотектонической инерционной миграции депоцентра, наметившейся в юрско-меловое время.

В геодинамическом отношении становление орогенического пояса и его передовой системы дислокаций происходило в пограничной зоне двух плит [103] и обусловлено развитием Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем. Процессы растяжения в конце палеозоя и начале мезозоя в их пределах с течением времени обеспечили ранне-киммерийские напряжения сжатия в полосе структур, заключенных между ними [12].

Вероятно, именно к этому моменту оформляется в виде относительно единого меридионального барьера область поднятий, состоящая из блоков Финмаркенского (Федынского), Центрального и Персея и разделившая регион Баренцева моря на две существенно контрастные провинции мезозойского осадконакопления — западную и восточную. Эта поперечная зона, выраженная и в новейшей структуре, является также разграничением двух областей развития разно ориентированных рифтовых систем.

С раннеюрского времени, ознаменовавшегося размывом отложений на поднятиях, начинается (как и на эпипалеозойских платформах Евразии) формирование плитного (синеклизного) комплекса терригенного состава. В конце юры на обширных пространствах юга Карского моря и востока Баренцева установились специфические условия бескислородного осадконакопления и формирования доманикоидных глинистых формаций, аналогичных баженовской свите Западной Сибири.

На рубеже юры и мела Пайхойско-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 берриас-валанжинских и готеривских глин, с несогласием перекрывающей верхнеюрские отложения. Нижняя часть берриаса—баррема отлагалась в морских относительно глубоководных условиях, а верхняя — уже в мелководных.

Вместе с тем в позднеюрское время завершается обособление Южно-Баренцевского бассейна за счет образования Лудловской перемычки. В пределах последней, а также на юге и на севере мегапрогиба проявлялся основной магматизм позднеюрско-раннемелового возраста, указывающий на рифтогенный режим развития. Форма его внедрения — силы и дайки. Этот этап коррелируется с самым начальным, подготовительным периодом

образования Канадского океанического бассейна. Апт—альб характеризуется относительной стабилизацией тектонического режима.

Таким образом, фанерозойская история тектонического развития рассматриваемого региона и становления осадочного чехла бассейнов характеризуется чередованием рифтогенных и плитных режимов развития и в этой связи может быть подразделена на три основные эпохи. Позднепермская эпоха развития структуры стабилизированной платформы связана с формированием нижней части чехла, представленного отложениями карбонатно-терригенного состава с включениями вулканогенных и соленосных образований. Позднепермско-раннемеловая эпоха подвижного платформенного (метаплатформенного) развития сопровождалась накоплением терригенно-вулканогенных, угленосных и битуминозных отложений. И, наконец, мел-кайнозойская синокеаническая эпоха характеризуется преимущественно терригенной седиментацией с формированием угленосных и местами (в приокеанической зоне) вулканогенных комплексов.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Постмезозойский этап сопровождался воздыманием Баренцево-Карского шельфа и размывом пород. Только во внутренних районах шельфа величины смытых отложений достигают 1,5—2,0 км [81]. Автономно развивался лишь Южно-Карский бассейн, где в прерывистом режиме продолжалось палеоцен-эоценовое осадконакопление в условиях ощутимого сжатия в связи с раскрытием Евразийской океанической впадины. При этом эоценовые отложения локализуются непосредственно над пермско-триасовой рифтовой системой. Весьма слабое позднемеловое и спорадическое палеогеновое и неогеновое осадконакопление отмечается на юге Баренцева моря.

В палеогене на территории господствовали процессы планации рельефа, и на всей площади была выработана единая поверхность выравнивания, включая и Новую Землю. Отсутствие близко расположенных областей сноса привело и к почти полному отсутствию соответствующих отложений. Мелководный морской бассейн, видимо, располагался юго-западнее листа S-38, где на склонах Южно-Баренцевской впадины инженерно-геологическими скважинами [90] вскрыта глинистая пачка мощностью до 20—30 м, содержащая палеоцен-эоценовый комплекс диатомей. Прибрежная часть Западно-Сибирского морского бассейна располагалась в юго-восточной части листа S-40 в пределах Южно-Карской синеклизы. Но там мощности морских песчано-глинистых осадков увеличиваются с севера на юг, и не подлежит сомнению, что палеоцен-эоценовая морская трансгрессия распространялась на юг Карского моря не из высокой Арктики, а из бассейнов Тетиса через Тургайский прогиб [71].

В свете хорошо известных фактов о высоком стоянии уровня Мирового океана [91] в палеоцене и особенно в эоцене возникает некоторое противоречие их с отсутствием морского палеогена на Приновоземельском шельфе, тем более что морские эоценовые диатомеи люлинворской свиты (местная Западно-Сибирская стратиграфическая шкала), возможно перетолженные, обнаружены на Северном Таймыре вплоть до абс. отметок +200—300 м. Объяснить это можно лишь существованием выровненной суши (пенепплена) в Приновоземельском регионе в данную эпоху, мало-мощные континентальные осадки которой были практически полностью эродированы впоследствии в ходе олигоцен-четвертичной эпохи неотек-

тонической активизации. Судя по спорово-пыльцевым спектрам осадков в обрамляющих районах, климат в палеогене был жарким и влажным. Коренная смена палеогеографических обстановок на территории листов S-38—40 происходит во второй половине олигоцена, когда уровень Мирового океана в силу эвстатических причин падал до абс. отметок —300 м [75] или даже более. На месте гигантской пелли герциниид—ранних киммерид Полярного Урала, Пай-Хоя и Новой Земли начинает возрождаться низкорельефный рельеф. Вся Баренцевская плита испытывает региональный аплифт. На площади листов S-38—40 происходит резкое врезание долин и формирование первой генерации кайнозойских палеорек. Море отступает даже в пределах тепловодного Западно-Сибирского бассейна, и там в олигоцене формируются континентальные пестроцветы некрасовской серии.

Эпоха поднятий продолжалась практически весь миоцен, когда в Южно-Карской синеклизе у восточной кромки листа S-38 была образована толща аллювиальных и дельтовых осадков мощностью до 150—200 м, залегающая в глубоких палеодолинах доолигоценового палеорельефа и характеризующаяся косослоистой записью на сейсмограммах [168]. Она сопоставляется с известной [134] ниже-среднемиоценовой абросимовской свитой Западной Сибири, сложенной преимущественно песчаными осадками лимно-аллювиального генезиса.

Новый и последний импульс общего аплифта произошел в эпоху мессинского кризиса в конце позднего миоцена. Уровень Мирового океана в эту эпоху вновь понизился до абс. отметок —300 м [71], что обусловило новое врезание речных палеодолин. К тому времени на Новой Земле [22] уже существовала цепь низких гор, вытянутая по простиранию Центрально-Новоземельского мегантиклинория. Эпоха мессинского кризиса делит позднекайнозойскую историю региона на две фазы: первую — регрессивную и вторую — трансгрессивную. Более того, проявления позднемиоценового (?) ультрабазитового вулканизма на Северном острове Новой Земли дают основание выделять в олигоцене—миоцене общую эпоху тектоно-магматической активизации.

В плиоцене в регионе преобладают умеренные знакопеременные движения с наметившейся слабой тенденцией к погружению. Видимо, уже тогда происходит заложение Восточно-Новоземельского желоба. Аллювиальная седиментация была сосредоточена в узких глубоких палеодолинах, где на сейсмограммах в единичных случаях прослеживаются толщи осадочного выполнения палеоврезов с косослоистой либо сейсмозатраченной записью мощностью до 20—30 м. Они сопоставляются с аллювиальными образованиями прорундуйской и каменской свит Тимано-Уральского региона [123] и мужиноуральской серии Приобского севера Западной Сибири.

Аллювиальное и дельтовое осадконакопление господствовало в регионе и в течение эоплейстоцена. Косослоистые тела мощностью 5—25 м, выполняющие на сейсмограммах палеодолины в основании четвертичного чехла, параллелизуются с образованиями падимейской серии Печорской низменности и Ямальского комплекса Западной Сибири, представленных преимущественно в морских фациях. Естественно, что именно на юг и раскрывались речные палеодолины региона еще в эоплейстоцене, так как не только на территории Западно-Сибирской и Печорской внутриматериковых плит, но и в Южно-Баренцевской впадине окраинно-материковой плиты уже существовали стабильные морские бассейны. Таким образом, в эоплейстоцене уже преобладали условия умеренного тектонического прогибания.

При отсутствии вскрытых бурением осадков довольно сложно судить о климате эоплейстоцена, хотя известно [41], что в эту эпоху уже произошло планетарное похолодание. Об этом же свидетельствуют палинокомплексы падинойской серии. Косвенным свидетельством эоплейстоценового похолодания в Приновоземельском регионе может служить форма речных палеодолин, выработанных в подошве четвертичного чехла: они становятся более широкими и мелкими по сравнению с олигоцен-миоценовыми, что свидетельствует о том, что берега палеорек уже не были закреплены растительностью, и вместо неогеновых лесных ландшафтов преобладали перигляциальные тундровые обстановки.

В эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене [53] происходит окончательное обособление Новоземельского кряжа в близких к современным границах, там вырабатывается предгорный педиплен на абс. отметках 400—600 м. В среднем неоплейстоцене в условиях дальнейшего воздымания кряжа на северо-западе архипелага имеет место обширное покровное оледенение [179].

На обрамляющем шельфе неоплейстоценовый этап начинается с обширной трансгрессии, захватывающей почти всю изученную площадь. Адмиралтейская возвышенность в раннем неоплейстоцене являлась цепью низких островов и служила, помимо Новой Земли, дополнительной областью сноса. Слагающие ниже-среднеоплейстоценовый комплекс грубообломочные диамиктоны являются типичными осадками сезонно-замерзающих морей [50], что свидетельствует о суровом климате, близком к современному. Главной причиной устойчивой трансгрессии было общее тектоническое погружение континентальной окраины с региональной составляющей —200 м [75].

Во второй половине среднего неоплейстоцена во время гляциоизостатической регрессии максимума четвертичного оледенения до абс. отметки —200 м гляциальные процессы господствовали как на архипелаге, так и на опущенном шельфе. Эта эпоха сопоставляется с иллинойским оледенением в Северной Америке, заале в Западной Европе, риссом в Альпах, днепровско-московским (среднерусским) горизонтом на Русской плите и самаровско-тазовским в Западной Сибири, где соответствующие ледники и достигали максимальных размеров. На рассматриваемой территории местными центрами оледенения служили Новоземельский кряж, возвышенность Адмиралтейства, Гусиная банка, на склонах которых до глубин 200 м и установлены среднеоплейстоценовые конечные морены. Глубже в Центральной впадине сохранялось ледово- либо ледниково-морское осадконакопление. Ледники Новой Земли и возвышенности Адмиралтейства, видимо, смыкались в районе Западно-Новоземельского желоба. Но совершенно очевидно, что четвертичные ледники не формировали единого покрова на Приновоземельском шельфе даже в максимум оледенения.

Новый этап развития начинается в конце среднего—начале позднего неоплейстоцена, то есть в эпоху бореальных трансгрессий, охватывающих изотопные стадии 9, 7 и 5 [38]. Максимум трансгрессии достигала в казанцевское (по Западно-Сибирской шкале), микулинское (по Русской), росс-вюрмское (по Альпийской), земское (по Европейской) и сангамонское (по Северо-Американской) время. На Новой Земле в эту эпоху формируются морские осадки кумжинской свиты, которые зафиксированы [179] до абс. отметки +300 м (максимум четвертичной трансгрессии). Несомненно это связано с усилением тектонического погружения в эту эпоху. Бореальный характер трансгрессии, отображенный в комплексах микрофауны [53], связан с проникновением из Норвежско-Гренландского

бассейна теплых атлантических вод. Климат в эту эпоху последнего межледниковья был теплее современного, ледники отсутствовали даже на Новой Земле. На шельфе отлагался маломощный и прерывистый плащ глинистых морских осадков. Их малая мощность и прерывистость распространения связаны с удаленностью областей сноса в максимум трансгрессии.

Похолодание в начале зырянского (калининского, ранневюрмского, ранневислинского, ранневисконсинского) времени привело к регрессии моря и образованию горно-долинного и покровного оледенения на Новой Земле и обрамляющем шельфе. С началом потепления и наступлением последующей (каргинской) морской трансгрессии ледники испытали интенсивное таяние. При этом они поставляли огромное количество обломочного материала в сохранявшиеся в Центральной впадине и в Западно-Новоземельском желобе морские бассейны. Там в условиях лавинной седиментации при дегляциации были сформированы мощные (десяtkи метров) сейсмпрозрачные толщи ледниково-морских осадков (так называемый морской флювиогляциал).

В течение каргинского (молодо-шекснинского, средневюрмского, средневислинского, средневисконсинского) мегainterстадиала новая трансгрессия достигла на Новой Земле высот +100—200 м, где была образована многоступенчатая морская равнина и соответствующие морские отложения крестьяхинской свиты [179]. Климат, хотя и более умеренный, чем в эпоху оледенений, был все же холоднее современного; ледники существовали в горной части Новой Земли, а на шельфе господствовала ледово-морская седиментация.

Новая гляциоэвстатическая регрессия сартанского (поздневалдайского, поздневюрмского, поздневислинского, классического висконсинского) оледенения привела к опусканию шельфа до абс. отметок —120 м [127]. В эту эпоху в горной части Северного острова Новой Земли, несмотря на исключительное похолодание климата, формировались лишь небольшие (меньше современных) горно-долинные ледники [53]. В пределах прибрежно-морской равнины архипелага сформировались континентальные осадки абросимовской свиты, образовались озерные равнины и террасы, заложились современная гидросеть. В предгорьях происходило интенсивное нивально-эрозионное расчленение рельефа.

Сартанские ледники полностью отсутствовали на Карском шельфе и были минимально распространены в Баренцевом море. Вероятно, объяснить такое распространение последнего оледенения можно только с точки зрения [38, 157] миграции циклонической деятельности в сартанское время. В эту эпоху основная часть осадков выпадала на западе Баренцевоморского шельфа, где близ архипелагов Свальбард и Земля Франца-Иосифа действительно существовали мощные ледники. Циклоны, смещаясь от исландского минимума на восток, доходили до осушенных пространств возвышенности Адмиралтейства и западных склонов Новоземельского кряжа, принося туда достаточное для формирования маломощных ледников количество твердых атмосферных осадков. Однако сами низкие горы Новой Земли служили препятствием для циклонической деятельности (так, в настоящее время на западных склонах Урала выпадает осадков в несколько раз больше, чем на восточных). В результате над Карским шельфом господствовал мощный антициклон, и в условиях крайне сурового климата при дефиците влаги на осушенных пространствах шельфа формировалась мощная криолитозона. Именно по этой причине и на Северной Земле,

как это установлено в последние годы [13], сартанские ледники уступали по размерам современным.

На Новой Земле в голоцене была сформирована лестница морских террас высотой от 1—2 до 60 м, фиксирующая фландрскую трансгрессию. Это указывает на продолжающееся поныне неотектоническое воздымание архипелага; об этом же свидетельствует его современная сейсмичность с магнитудами землетрясений до 4—5 баллов [1, 6]. В конце раннего голоцена [179] повышенная влажность в условиях сурового климата привела к оживлению гляциальной деятельности и формированию единого ледникового купола на Северном острове.

На Приновоземельском шельфе в голоцене был образован прерывистый плащ современных морских осадков мощностью от 0,1 до 5—7 м. При этом все морфоструктуры шельфа испытывали общее погружение, особенно Восточно-Новоземельский желоб. Таким образом, при дифференцированных тектонических движениях (восходящих на архипелаге и нисходящих на шельфе) лишь в голоцене был окончательно сформирован современный морфоструктурный ансамбль Новоземельского региона.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Площадь листа S-38—40 включает фрагменты Баренцевской плиты и Южно-Карской части Западно-Сибирской плиты, разделенные отрезком Пайхойско-Новоземельской складчатой системы.

Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 на эту территорию издается впервые. На карте и в объяснительной записке обобщены как материалы среднемасштабных съемок на архипелаге Новая Земля, так и результаты ГСШ масштаба 1 : 1 000 000, геофизических, буровых работ на прилегающих шельфах Баренцева и Карского морей, выполненных за последние два десятилетия. Материалы этих исследований послужили фактической базой для уточнения многих вопросов, касающихся стратиграфии, тектоники, полезных ископаемых и других проблем геологического строения и развития территории.

При составлении настоящей геологической карты для территории Новой Земли были приняты подразделения общей стратиграфической шкалы, в отличие от легенды исходных карт масштаба 1 : 200 000 с расчленением отложений на серии, свиты, подсвиты и толщи. Это позволило оптимально отразить сложную геологическую структуру складчатой области.

Сопоставление сейсмических и сейсмоакустических данных с привязкой к разрезам поисковых скважин дало возможность с некоторой долей условности расчленить до ярусов (иногда подъярусов) меловые отложения, занимающие большую часть площади шельфов. Геологический разрез, построенный на основе региональных сейсмических профилей, освещает строение шельфовых осадочных бассейнов до глубины 13—14 км, с расчленением мезозойских и палеозойских толщ в основном до отделов.

Синтез данных по геологическому строению архипелага Новая Земля и геофизических исследований структуры окружающих его шельфов позволил значительно уточнить строение зон сочленения платформенных областей и орогенного Пайхойско-Новоземельского пояса, обосновать геодинамическую ситуацию, ответственную за формирование современной тектонической структуры региона.

По особенностям строения фундамента и осадочного чехла в структуре рассматриваемой области с запада на восток выделяются три фрагмента надпорядковых тектонических элементов: Баренцевская плита на гетерогенном основании, Новоземельский раннекиммерийский коллизионный пояс и Карская часть Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты.

Возраст фундамента Баренцевской плиты ввиду его переработки рифтогенезом и глубокой погруженности не везде определяется однозначно, но скорее всего добайкальский. В Восточно-Баренцевском мегапрогибе на глубинах 16—18 км обнаруживаются участки геофизически аномальной

земной коры — «базальтовые окна». Мощность осадочного чехла (от кембрия ? до верхнего мела) здесь достигает 18 км. Из них около 8—10 км приходится на терригенные верхнепермские—триасовые отложения. Они залегают на сравнительно маломощных каменноугольных—пермских карбонатах, ниже которых предполагаются девонские и, возможно, более древние карбонатные и терригенно-карбонатные толщцы. Суммарная мощность юрско-меловых терригенных отложений составляет около 2—2,5 км. В чехле обнаруживаются магматические тела основного состава. Восточно-Баренцевский мегапрогиб состоит из двух впадин — Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской, разделенных Лудловской перемычкой.

В Предновоземельской области крупнейшим элементом является Адмиралтейский горст (мегавал), представляющий собой звено в поясе блоковых поднятий добайкальского фундамента, который протягивается от северной оконечности Новой Земли в направлении Таймыра.

Западно-Сибирская плита входит в район в основном своей западной периферией — Приновоземельской моноклиналью. Этот элемент можно рассматривать как эпикарельскую микроплиту, фундамент которой был переработан герцинским и раннекеммерийским тектогенезом. Взаимодействие этой микроплиты с Баренцевской плитой обусловило образование в позднем триасе—ранней юре складчато-надвиговой структуры Пайхойско-Новоземельского пояса.

Пайхойско-Новоземельский пояс занимает ключевую позицию в регионе, выступая в качестве естественного тектонического ограничения крупнейших осадочных бассейнов, располагающихся по обе стороны от него. Тектоническая структура Новой Земли образована тремя блоками, имеющими разную историю развития, но объединенными раннекеммерийским тектогенезом: Южным, Центральным и Северным. Закартированная площадь охватывает в основном Центральный блок с фундаментом добайкальского возраста. Блоки ограничены долгоживущими глубинными разломами — Байдарацким и Спорнаволоцким. Кеммерийская складчатая структура в пределах Центрального блока наследует субмеридиональный структурный план, заложенный на более ранних этапах развития. Для структуры характерна полная линейная, участками изоклиальная складчатость, разорванная многочисленными нарушениями преимущественно взбросо-надвигового характера. Доминирующую роль в структуре играет зона Главного Новоземельского разлома.

Главными событиями геологической истории Новой Земли на закартированной площади являются:

— байкальский тектогенез и последующее сочленение Южного и Центрального блоков в позднем протерозое—раннем палеозое;

— формирование шельфовых терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных комплексов в кембрии—раннем—среднем девоне;

— рифтогенез в конце среднего—позднем девоне с интенсивным магматизмом толент-базальтового типа в интрузивной и эффузивной фациях;

— формирование и заполнение рифтогенного трога в позднем девоне—перми в дифференцированных условиях: от относительно устойчивой обстановки карбонатного шельфа в Баренцевской зоне до склоновой обстановки в Карской зоне, где накопились глубоководные кремнисто-карбонатные и углеродисто-кремнистые комплексы;

— накопление флишoidных и хлидолитовых комплексов в поздней перми—раннем триасе в обстановке лавинной седиментации (источник сноса — Уральский ороген);

— формирование складчато-надвиговой структуры и ограниченных гранитоидных интрузий в результате раннекеммерийского тектогенеза.

Становление складчато-надвиговой структуры Пайхойско-Новоземельского пояса и его передовой системы дислокаций определило в геодинамическом отношении развитие региона в позднем триасе—юре. Угасание к этому времени рифтогенных процессов в Восточно-Баренцевском мегапрогибе и продолжение процессов рифтогенного растяжения в Южно-Карской области привело к одностороннему смещению масс складчатых сооружений в западном направлении. Восточный борт Баренцевского бассейна в зоне шириной от 50 до 100 км осложнен сдвигово-надвиговыми чешуями и складками в виде веера, падающими на восток. В тыловой области Новоземельской складчато-надвиговой системы происходило разрастание границ Южно-Карского бассейна, юрский чехол перекрывал не только жесткий блок Приновоземельской моноклинали, но и, вероятно, восток Новой Земли.

Отмеченные черты тектонической ситуации свидетельствуют о том, что на раннекеммерийском этапе развития в рассматриваемом регионе преобладал однонаправленный геодинамический режим, приведший к согласованности и соподчиненности главных тектонических структур: впадины Южно-Карского бассейна, антиформы Пайхойско-Новоземельского орогена и полосы осадочных бассейнов Баренцева моря.

Распространенные на шельфе и островах Новой Земли комплексы позднекайнозойских отложений отражают следующие основные циклы развития:

— олигоцен-миоценовый денудационный (регрессивный) этап тектонического воздымания Новой Земли,

— плиоцен-плейстоценовый седиментационно-денудационный (трансгрессивно-регрессивный) этап тектонического опускания,

— позднеплейстоцен-голоценовый незавершенный этап седиментации, усиления тектонической активности и общего погружения.

Цикличность седиментации в плейстоцене определялась чередованием оледенений и межледниковий. Центрами оледенений являлись острова Новой Земли, а также палеошельф (Адмиралтейское и Крестовое поднятия), в западной части в позднем плейстоцене центром оледенения была Центральная баренцевоморская возвышенность. Максимальным было днепровско-московское оледенение, выраженное в рельефе дна на глубинах 200—300 м отчетливыми конечно-моренными образованиями высотой 15—50 м. Последнее же, сартанское оледенение на Новой Земле даже уступало по размерам современному из-за холодного и сухого климата.

В результате изучения литологического состава и вещественно-генетических типов современных донных отложений можно констатировать, что на Баренцевской части листа наибольшее распространение имеют алевроитовые пелиты и песчано-алевропелитовые миктиты, которые в сумме занимают около 65 % площади дна. Моногранулярные осадки (пелиты, алевроиты, пески, галька) развиты на 15 % площади. Около 12 % занимают песчаные алевроиты, а на долю прочих литологических разновидностей приходится не более 8 % площади дна. Напротив, основным гранулометрическим типом осадков Карской части листа являются однородные пелиты, которые покрывают около 70 % донной поверхности. Алевроитовые пелиты занимают 20 %, на остальных 10 % развиты гравийно-галечные и песчано-алевропелитовые разности. Среди вещественно-генетических типов наибольшее распространение имеют терри-

генные осадки, занимающие 90 % площади дна изученной акватории, а главным фактором седиментогенеза является гидродинамическая обстановка водной среды.

В результате геоэкологических исследований акватории установлено, что концентрации загрязняющих веществ в гидробионтах сопоставимы с фоновыми, бентические сообщества имеют естественный ненарушенный характер. Вместе с тем, на ряде участков Баренцева моря (залив Моллера, устье р. Безымянная и район пролива Маточкин Шар) донные осадки подверглись загрязнению хлорорганическими соединениями и тяжелыми металлами.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На шельфе Баренцева моря выявлены крупные месторождения углеводородов. Возможно обнаружение россыпей титансодержащих минералов и циркона, а в Карском море — железо-марганцевых конкреций. На Новой Земле ведущими полезными ископаемыми являются марганец, свинец, цинк, медь, плавиковое сырье. Прослеживаются достаточно высокие перспективы благородных металлов (золото, серебро).

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГОРЮЧИЕ ГАЗЫ

Территория относится к Восточно-Баренцевской и Западно-Баренцевской нефтегазоносным провинциям (НГП) и охватывает частично Южно-Баренцевскую и Штокмановско-Лунинскую нефтегазоносные области (НГО); Свальбардскую и Адмиралтейско-Предновоземельскую перспективно нефтегазоносные области (ПНГО), а также Западно-Карскую возможно нефтегазоносную область (ВНГО), относящуюся к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (см. схему прогноза нефтегазоносности). Промышленная нефтегазоносность отложений, в рамках описываемой территории, установлена только в пределах центральной части Баренцево-морского шельфа (Штокмановско-Лунинская НГО) на Штокмановском, Ледовом и Лудловском месторождениях.

Восточно-Баренцевская и Западно-Баренцевская НГП

В разнофациальной сложнопостроенной толще осадочных отложений Баренцево-морского региона выделено шесть нефтегазоносных (НГК) и перспективно нефтегазоносных (ПНГК) комплексов: меловой, юрско-барремский, триасовый, верхнепермский, нижнепермско-верхнедевонский, ордовикско-нижнедевонский. Месторождения приурочены к юрско-барремскому НГК.

Меловой перспективно нефтегазоносный комплекс распространен на большей части рассматриваемой территории. Литологически отложения представлены терригенными породами, накопившимися в условиях от континентальных до морских. Нефтегазоносный потенциал отложений практически не изучен. Судя по единичным данным, для органического вещества осадков этого возраста характерно наличие как концентрированных (прослои и линзы угля), так и рассеянных форм.

Тип органического вещества определяется как гумусовый и смешанный с преобладанием гумусовой составляющей. Метаморфизм органического вещества толщи на подавляющей части территории соответствует стадии протокатагенеза [190].

Проницаемая часть комплекса выделяется в объеме глинисто-песчаных субугленосных образований аптского возраста, к которым, в ряде районов, снизу примыкают песчано-глинистые отложения верхней части берриаса—баррема, а сверху — нижнего—среднего альба. Толщина проницаемой части достигает 600 м. Коллекторские свойства пород практически не изучены. По единичным определениям, они регионально высоки (пористость превышает 18 %).

Флюидоупорная часть комплекса сложена поздне меловыми преимущественно глинистыми осадками. В периферийных районах территории вследствие размыва и опесчанивания толща теряет свойства флюидоупора. В сводах крупных поднятий она может полностью отсутствовать.

Продуктивность комплекса пока не установлена, однако на ряде площадей в этой части разреза отмечались интенсивные газопроявления. При проходке скв. Лунинская-1 с глубины 612 м из-под альбских глин наблюдался выброс воды с газом.

Юрско-барремский нефтегазоносный комплекс в пределах территории имеет широкое распространение. Процесс осадконакопления в юрско-барремскую эпоху происходил в условиях от континентальных до морских. Сформировавшиеся при этом осадочные образования характеризуются наличием как концентрированных, так и рассеянных форм органического вещества. Для терригенных отложений раннеюрского и среднеюрского возраста тип рассеянного органического вещества (РОВ) определяется как существенно гумусовый и смешанный. Мощность проницаемой части ниже-среднеюрского резервуара составляет 300—900 м. Катагенез органического вещества соответствует стадиям протокатагенеза (ПК) и начала мезокатагенеза (МК₁) [189]. Тип органического вещества верхнеюрских отложений (на изучаемой территории) сапропелевый с содержанием $C_{орг}$ более 3 % [138]. Региональный флюидоупор толщиной 250—700 м сложен преимущественно глинистыми осадками верхнекембрийского, верхнеюрского и берриас-барремского возраста.

Продуктивность комплекса установлена на Штокмановском, Ледовом и Лудловском месторождениях (Штокмановско-Лунинская НГО).

Триасовый нефтегазоносный комплекс изучен бурением весьма слабо. Триасовые отложения характеризуются распространением существенно гумусового рассеянного органического вещества с невысоким нефтематеринским, но достаточно высоким газоматеринским потенциалом [15, 138].

Проницаемая часть триасового НГК представлена алевроито-песчаными породами нижнего, среднего и нижней части верхнего триаса. Отложения накапливались в континентальных и лагунно-континентальных условиях и содержат многочисленные, но плоховыдержанные пласты алевролитов и песчаников. Коллекторские свойства пород весьма низкие (средние значения пористости 14—17 %). Для комплекса характерно региональное распространение аномально высоких пластовых давлений.

Промышленная нефтегазоносность комплекса на рассматриваемой территории пока не установлена. Тем не менее, комплекс регионально газоносен. Его продуктивность доказана в южных районах Баренцева моря с открытием Мурмановского и Северо-Кильдинского месторождений, где

были получены притоки газа различной интенсивности из ниже-верхнетриасовых отложений.

Верхнепермский перспективно нефтегазоносный комплекс на большей части территории погружен на глубины, превышающие 7 км. Он достижим для бурения только в северной части Адмиралтейского мегавала. В его пределах отложения верхней перми представлены мощной толщей преимущественно глинистых осадков с редкими и маломощными прослоями песчано-алевритовых пород. Коллекторские свойства пород весьма низкие, и, судя по глубинам залегания комплекса, они будут представлены порово-трещинными коллекторами. Продуктивных горизонтов в ней отмечено не было.

Нижепермско-верхнедевонский перспективно нефтегазоносный комплекс. Вследствие слабой изученности в комплекс включены три достаточно разнородные толщи: карбонатная нижепермская, сульфатно-карбонатная каменноугольная и терригенно-карбонатная нижевизейская—верхнедевонская. Стратиграфический объем комплекса на рассматриваемой территории определяется весьма предположительно. Покрышкой комплекса являются преимущественно глинистые образования нижней перми. Комплекс доступен для бурения лишь на ограниченной площади региона, в пределах Адмиралтейской зоны. Судя по имеющимся данным по сопредельным территориям, в отложениях комплекса преобладает органическое вещество сапропелевого типа [15, 138]. Коллекторские свойства пород не изучены. Вероятно, они будут представлены порово-трещинными коллекторами.

Промышленная нефтегазоносность этого комплекса в исследованной части акватории Баренцева моря не установлена. Он имеет доказанную региональную нефтегазоносность на территории сопредельной Тимано-Печорской провинции, где является одним из основных нефтесодержащих комплексов (Песчаноозерское, Гуляевское, Поморское, Приразломное месторождения). Резервуары приурочены к известнякам и доломитам среднего карбона—нижней перми.

Нижележащие комплексы на подавляющей части рассматриваемой территории бурением недостижимы.

Штокмановско-Лунинская НГО

Штокмановско-Лунинская нефтегазоносная область связана с разделяющей Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины относительно приподнятой зоной. По мере проведения поисково-разведочных работ все более отчетливо проявляется приуроченность к этой области уникальных и крупных по запасам газа и газоконденсата месторождений. Максимальные по запасам залежи выявлены в кровле коллекторских толщ, т. е. в первом под покрывкой проницаемом горизонте. Главным продуктивным комплексом области являются байосские отложения. Глубины залегания залежей колеблются от 1400 до 2500 м.

Выявленные залежи имеют близкие геолого-геофизические характеристики по многим параметрам. Все залежи связаны со структурными ловушками. При этом выделяется два типа залежей: сводовые антиклинальных структур простого ненарушенного строения и сводовые антиклинальных структур, осложненные разрывными нарушениями. Месторождения однозалежные и многозалежные, уникальные и крупные по запасам, простого строения. По фазовому составу — газовые и газоконденсатные. Месторождения находятся в разведке. Эксплуатация их не ведется.

Характеристика залежей углеводородов листа S-38—40 [190]

Название месторождения, год открытия, сведения о разработке	Номер на карте полезных ископаемых	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состава залежи	Индекс типа ловушки	Размеры залежи, км
Штокмановское, 1988, в разведочном бурении	IV-2-1	Ю ₀	ГК	ПС	41×26
		Ю ₁	ГК	ПС	44×30
		Ю ₂	ГК	ПС	25×20
		Ю ₃	ГК	ПС	8×4
Лудловское, 1990, в разведочном бурении	II-3-1	Ю ₀	Г	ПС	23×12
Ледовое, 1992, в разведочном бурении	III-3-1	Ю* ₀	ГК	ПС	15×8
		Ю ₁	ГК	ПС	33×15
		Ю* ₁	ГК	ПС	21×11
		Ю ₂	ГК	ПС	10×4

Принятые сокращения. Индекс фазового состава залежи: Г — газ, ГК — газоконденсат. Индекс типа ловушки: ПС — пластовая сводовая.

Расположение и характер месторождений газа и газоконденсата показаны на карте полезных ископаемых. Ниже рассмотрим более детально особенности геологического строения выявленных месторождений.

Газоконденсатное месторождение Штокмановское открыто в 1988 г. В тектоническом плане оно приурочено к одноименной изометричной антиклинальной складке северо-восточного простирания размером 48×36 км, площадью более 1000 км².

Продуктивность месторождения связана с песчано-алевритовыми породами среднекембрийского (пласт Ю₀), байосского и ааленского возраста (пласты Ю₁, Ю₂, Ю₃). Пласты Ю₀ и Ю₁ представляют собой мощные обособленные резервуары, отделенные друг от друга непроницаемыми толщами глин, обуславливающими надежную изоляцию залежей. Наиболее крупной в разрезе является газоконденсатная залежь пласта Ю₁. Залежи пластово-сводовые. Толщины продуктивных горизонтов достигают 80—90 м (табл. 14). Коллекторские свойства пород весьма высоки. Максимальная пористость коллекторов составляет 19—27 %.

Газ продуктивных горизонтов однотипен по составу и классифицируется как метановый, низкоазотный, бессернистый. Плотность конденсата изменяется незначительно, составляя 0,79—0,8 г/см³ [166].

Газовое месторождение Лудловское открыто в 1990 г. В тектоническом плане оно приурочено к брахиантиклинальной складке субширотного простирания. Структура осложнена разрывными нарушениями.

Продуктивность месторождения связана с песчано-алевритовыми породами среднекембрийского возраста (пласт Ю₀). Залежь пластово-сводовая, осложненная разрывными нарушениями. Толщина продуктивного горизонта изменяется от 30 до 40 м, пористость коллекторов достигает 25—27 %.

Размеры залежи 20×12 км, высота более 60 м (табл. 14). Газ продуктивных горизонтов метановый, низкоазотный, бессернистый [155].

Газоконденсатное месторождение Ледовое открыто в 1992 г. В тектоническом плане оно приурочено к брахиантиклинальной складке северо-восточного простирания, ограниченной системой разрывных нарушений.

Продуктивность месторождения связана с песчано-алевритовыми породами среднекембрийского, байосского и ааленского возраста (пласты Ю₀, Ю₁, Ю*₁, Ю₂). Залежи пластово-сводовые, осложненные разрывными нарушениями. Толщина продуктивных горизонтов изменяется от 12 до 50 м, пористость коллекторов достигает 17—21 %. Наиболее крупной в разрезе является газоконденсатная залежь Ю₁. Размеры залежи 33×15 км (табл. 14). Газ продуктивных горизонтов классифицируется как метановый, низкоазотный, бессернистый. Конденсат малосмолистый, малосернистый, плотностью 0,82 г/см³.

В целом территория Штокмановско-Лунинской нефтегазоносной области определяется как наиболее перспективная в рассматриваемой части Баренцева моря. Здесь выявлены многочисленные антиклинальные структуры, на которых следует ожидать открытие залежей углеводородов, преимущественно газа и газоконденсата.

Южно-Баренцевская НГО

Южно-Баренцевская нефтегазоносная область выделяется в границах одноименной синеклизы. Характерная особенность этой области — огромная мощность (до 18 км) вмещающих осадочных толщ, в состав которых входят палеозойские, триасовые, юрские, меловые и четвертичные отложения. В пределах области, южнее границы листа S-38—40, в триасовых отложениях открыто Мурманское газовое месторождение. Главный прогнозируемый интервал нефтегазоносности связан с юрско-барремским и триасовым НГК, поскольку нижележащие отложения на большей части НГО залегают глубже 7 км. В структурном отношении наиболее благоприятными условиями для обнаружения залежей обладает периферийный пояс тектонических ступеней (Северо-Надеждинская, Туломская, Бритвинская), в пределах которых выявлен ряд локальных поднятий.

Свальбардская ПНГО

Свальбардская ПНГО расположена в северной части Западно-Баренцевской НГП. В рамки описываемого листа входит только небольшая часть этой области, представленная выступом Центральной зоны поднятий. В сводовой части последнего локализуется крупное Фермановское поднятие. В отношении нефтегазоносности перспективны породы триасового и, в меньшей степени, юрского возраста.

Адмиралтейско-Предновоземельская ПНГО

Адмиралтейско-Предновоземельская ПНГО расположена в восточной части акватории Баренцева моря и в тектоническом плане соответствует Предновоземельской структурной области. Главной особенностью этой области является наличие крупных поднятий (Адмиралтейское, Крестовое), характеризующихся высокой контрастностью в современном структурном плане. В сводовых частях поднятий размыты юрско-меловые и, частично, триасовые отложения. Поэтому прогнозируемый главный стратиграфичес-

ский интервал нефтегазоносности ограничивается каменноугольными карбонатными отложениями в наиболее приподнятых зонах и триасовыми — в наиболее погруженных.

В целом результаты поисково-разведочных работ в пределах рассмотренных нефтегазоносных провинций свидетельствуют о преимущественной газоносности центральной части Баренцева моря. В настоящее время пока не подтверждены высокие ожидаемые перспективы мелового, триасового и верхнепермского комплексов. Нижележащие отложения бурением практически не изучены.

Таким образом, с учетом достигнутой степени изученности, наличия выявленных и подготовленных локальных поднятий и их размеров, распределения перспективных и прогнозных ресурсов наиболее перспективными в рассматриваемой части акватории являются: по нефти — палеозойские отложения Адмиралтейско-Предновоземельской ПНГО; по газу — юрско-барремские отложения Штокмановско-Луниной НГО.

Западно-Сибирская НГП

В мезозойском осадочном чехле Южно-Карского шельфа выделяются три основных нефтегазоносных комплекса [196].

Юрский нефтегазоносный комплекс. Проницаемая часть комплекса сложена прибрежно-морскими и континентальными алевритоглинистыми породами ранне-среднеюрского возраста. Региональная покрывка представлена глубоководно-морскими глинистыми битуминозными породами позднеюрского—валанжинского возраста. Нефтегазоносность ниже-среднеюрских отложений изучена на разведочных площадях северной части п-ова Ямал: Малыгинской, Северо-Малыгинской, Пяседейской, Бованенковской. Дебиты углеводородов относительно низкие: газа — 5—50 тыс. м³/сут, нефти — 1—15 м³/сут [196]. Коллекторские свойства юрских отложений невысоки, пористость составляет 9—16%. Нефтегазоносность юрского комплекса может быть сингенетичной: нефтематеринскими являются глинистые битуминозные отложения верхней юры—берриаса (баженовская свита).

Берриас-аптский нефтегазоносный комплекс по своему строению может быть разделен на два подкомплекса: берриас-барремский и аптский.

Берриас-барремский подкомплекс в основном представлен косослоистыми алевритоглинистыми отложениями с линзами песчаных пластов, с которыми связаны залежи преимущественно литологического типа.

Аптский подкомплекс сложен песчано-глинистыми угленосными отложениями танопчинской свиты. Танопчинская свита содержит наиболее крупные залежи газа и газоконденсата пластово-сводового типа. Притоки газа и газоконденсата получены на площадях Южно-Карского шельфа и севера Ямала: Русановской, Ленинградской, Белоостровской, Малыгинской. Среднестатистическая величина пористости коллекторов танопчинской свиты на Белоостровской и Русановской площадях составляет 9,2—10,4% по керну и 18,8—19,8% по данным ГИС [5]. По мнению А. Ю. Юнова с соавторами [196], берриас-аптский НГК в Южно-Карском бассейне является газовым и газоконденсатным. При этом метановый газ данного комплекса, как и вышележащего НГК, является продуктом генерации отложений прибрежно-континентальной алеврито-песчаной субугленосной

формации, не вступившей в подзону мезокатагенеза, т. е. отложения не были погружены на глубину свыше 3000 м.

Альб-сеноманский комплекс сложен слабо сцементированными песчаниками и алевролитами с невыдержанными прослоями глин. Флюидоупором комплекса является глубоководно-морская глинистая толща верхнего мела и палеогена. Песчаники продуктивной толщи характеризуются высокими коллекторскими свойствами (пористость 19—35%). Рассеянное органическое вещество представлено углефицированным растительным детритом [27]. Газовые залежи, преимущественно массивные, выявленные на месторождениях Ямала и Карского шельфа, приурочены, как правило, к кровле НГК; ловушки структурного типа.

Западно-Карская ВНГО

Западно-Карская возможно нефтегазоносная область в тектоническом плане, в пределах изученного района, соответствует Приновоземельской моноклинали и периферийной части Южно-Карской синеклизы. В этой области месторождения углеводородов пока не выявлены. Ближайшие месторождения — Русановское и Ленинградское расположены в центральной части Южно-Карской синеклизы. На этих месторождениях выявлены газовые залежи в сеномане, газовые и газоконденсатные — в отложениях танопчинской свиты.

В пределах моноклинали происходит резкое сокращение мощности осадочного чехла с выклиниванием нижних горизонтов на поверхности складчатого основания. Отложения плитного комплекса воздымаются в сторону Пайхойско-Новоземельского орогенного пояса. На условия аккумуляции углеводородов влияет более мелководный режим осадконакопления в этой области, с чем может быть связано опесчанивание отложений и улучшение коллекторских свойств ниже-среднеюрского возможно продуктивного горизонта. Основным типом ловушек здесь могут быть литологические (ловушки выклинивания, замещения песчаных пластов). Мелководный характер осадконакопления в этой зоне может играть и отрицательную роль: фациальные замещения нарушают абсолютность флюидоупоров, что неблагоприятно сказывается на сохранности залежей. Пологое моноклиналиное залегание плитного комплекса обуславливает низкий горизонтальный градиент изменения напоров пластовых вод и уменьшает объем миграционных потоков [196]. С учетом вышесказанного, в пределах Приновоземельской моноклинали можно ожидать ограниченные скопления углеводородов в зоне выклинивания ниже-среднеюрских отложений.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основные сведения о полезных ископаемых Новой Земли отражены на карте полезных ископаемых. При составлении карты и объяснительной записки использованы материалы листов Госгеолкарты масштаба 1:200 000, учтены и другие виды работ, связанные с изучением и оценкой полезных ископаемых архипелага по состоянию на 1992 г.

Железо. Рудопоявления и пункты минерализации железа в пределах изучаемого фрагмента архипелага Новая Земля представляют собой проявления экзогенной и эндогенной серий железорудных формаций. Наиболее представительным в эндогенной серии является рудопоявление IV-7-22, расположенное в среднем течении р. Епишкина. Здесь в составе пачки переслаивания кварцитов и сланцев позднего силура—раннего девона присутствуют два минерализованных горизонта мощностью 35 и 50 м. Горизонты сложены хлоритовыми сланцами, насыщенными на 2—3-километровом интервале вкрапленностью гематита. На отдельных участках интенсивность гематитовой минерализации достигает 45—65 % от общего объема породы. К этой серии относятся проявление и пункт минерализации магнетита (IV-7-3, IV-7-26).

Рудопоявление IV-7-3 расположено в среднем течении р. Мелкая, где в песчаниках раннего—среднего девона фиксируются тонкие (0,5—4,0 см) прослои с обильной (до 60 %) вкрапленностью магнетита. Мощность пачки минерализованных песчаников 3 м, прослеженная протяженность минерализации по простиранию пластов — 60 м.

Пункт минерализации IV-7-26 находится на склоне горы Жданко на северном берегу пролива Маточкин Шар. Здесь в хлорит-серицитовых сланцах позднего силура отмечается интенсивная вкрапленность магнетита.

Железорудные образования эндогенной серии представлены единичными рудопоявлениями и пунктами минерализации.

Рудопоявление III-9-9 выявлено в долине залива Басова. Оно относится к магматогенной группе рудных формаций и парагенетически связано с кайнозойскими трубками взрыва вершининского ферро-трахибазальтового комплекса. Гематит (маггемит) фиксируется как в интрузивных трахибазальтах, где он образует небольшие жилы, агрегатные скопления и отдельные вкрапленники, так и во вмещающих породах зоны экзоконтакта в виде очень тонкой вкрапленности.

Пункт минерализации IV-7-20, относящийся к группе гидротермальных образований, обнаружен на восточном склоне горы Последняя в губе Митюшиха. Здесь вблизи контакта гранитного массива Митюшев Камень, среди карбонатных пород раннего девона, наблюдаются развалы сплошных гематит-магнетитовых руд, занимающие площадь 0,5×15 м, а в сланцах позднесилурийского возраста, контактирующих с гранитами по разлому, развита гематитовая минерализация вкрапленного типа.

Все охарактеризованные выше пункты минерализации и железорудные проявления практического значения не имеют.

Марганец. Для архипелага Новая Земля марганец является одним из ведущих полезных ископаемых. Проявления и пункты минерализации марганца распространены в Вайгач-Южноновоземельской и Центрально-новоземельской минсрагмических областях. Они представлены двумя экзогенными рудными формациями: карбонатной марганцеворудной, связанной с карбонатно-кремнисто-глинистой толщей среднего карбона—ранней перми, и окисномарганцевой, связанной с линейными корами выветривания, развитой на смежных с рассматриваемым листом площадях и не имеющей собственного выражения в пределах изучаемой территории. Основное значение имеют рудопоявления карбонатной марганцевой формации, содержащие значительные объемы карбонатных марганцевых руд.

Наибольшие количества карбонатных марганцевых руд обнаружены в Рогачевско-Тайнинском районе; распространены на площади около 800 км². Они представляют собой марганцеворудный бассейн, северная периферия которого (составляющая четвертую часть) входит в пределы изучаемой площади, охватывая левые притоки р. Вадега. Наиболее изучена центральная часть бассейна — рудопоявление Рогачевское, рассматриваемое в перспективе как крупное месторождение карбонатных марганцевых руд с прогнозными ресурсами на глубину 500 м по категории P₂ — 3,9 млрд т марганца. Расположено оно в 15 км за пределами южной рамки листа S-38—40. Здесь проводилось детальное изучение и опробование разрезов марганцевоносных отложений, исследовались вещественный состав и технологические свойства руд. Выявленные рудные тела прослежены буровыми скважинами на глубину до 500 м [148, 178].

Марганцевоносная толща здесь приурочена к средней части разреза среднескаменноугольного—раннепермского возраста. Толща обнажается на крыльях Рогачевской и Тайнинской антиклиналей. Совместно с подстилающими и перекрывающими отложениями она дислоцирована в крутые дисгармоничные складки высоких порядков и разбита сериями разрывных нарушений, различающихся по ориентировке, амплитудам и характеру перемещений пород.

По строению и составу марганцевоносная толща неоднородна и делится на четыре пачки. Нижняя, сложенная в основном аргиллитами и кремнистыми аргиллитами, включающими маломощные (3—15 см) прослои и линзы родохрозит-кремнистых пород, имеет мощность 3—25 м. Залегающая выше пачка (10—15 м) представлена грубым переслаиванием аргиллитов с глинисто- и кремнисто-родохрозитовыми породами, мощность которых колеблется от 3—20 см до 0,4—0,6 м (в отдельных случаях 1,5 м). Количественное соотношение родохрозитовых пород с аргиллитовыми прослоями в составе второй пачки варьирует от 1 : 10 до 4 : 1. Третья пачка (15—35 м) сложена углеродистыми аргиллитами, включающими горизонты тонкого переслаивания тех же аргиллитов и родохрозитовых пород. Количество последних составляет 60—80 % от общего объема переслаивающихся компонентов. Четвертая пачка (10—30 м) сложена алевритистыми аргиллитами и кремнисто-родохрозитовыми породами, по характеру переслаивания аналогична второй пачке. Общая мощность марганцевоносной толщи изменяется от 45—50 до 110—130 м, причем отмечено, что минимальные мощности характерны для юго-восточной части площади распространения марганцевых руд, а максимальные — для северной и северо-западной ее периферии.

Выделение и оконтуривание рудных тел в составе марганцевоносной толщи производилось по результатам химического или ядерно-физического анализов секционных бороздовых и керновых проб. Рудные тела пластообразны, мощность их колеблется от 0,8—1,0 до 8,3—11,7 м, протяженность — от первых до нескольких десятков километров. Количество выделенных таким образом рудных пластов и линз в разрезах марганцевоносной толщи колеблется от 2 до 11. Среднее содержание марганца от 11,53 до 15,96 %, содержание фосфора 0,05—0,15 %. Руды характеризуются высокими примесями кремнезема, нередко достигающими 40 %.

Минеральный состав руд отличается сложными сочетаниями карбонатов марганца, находящихся в тонком срастании с кварцем, и терригисной примеси, представленной мелкими обломками кварца, плагиоклаза, хлорита; отмечаются выделения сфалерита, халькопирита, пирита, барита и апатита. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, кутнагоритом,

манганосидеритом, марганцевистым доломитом и марганцевистым кальцитом, однако главным и наиболее распространенным рудным минералом является родохрозит. Остальные карбонаты марганца составляют в рудах постоянную, но незначительную примесь.

Главной нерудной минеральной составляющей является кварц, который образует криптозернистые и мелкозернистые агрегаты. По соотношению основных рудообразующих компонентов и кварца руды подразделяются на родохрозит-кремнистые и кремнисто-родохрозитовые. Сумма карбонатов марганца в родохрозит-кремнистых рудах не превышает 36,6 %, содержание марганца колеблется от 12,77 до 22,21 %. В наиболее богатых марганцем (до 35 %) кремнисто-родохрозитовых рудах сумма карбонатов достигает 66,58 %. С возрастанием карбонатной составляющей содержание кремнезема уменьшается до 20,65 %.

Основные разновидности карбонатных марганцевых руд различаются по своим технологическим свойствам. Исследования четырех лабораторных технологических проб в институте «Уралмеханобр» показали, что кремнисто-родохрозитовые руды могут быть использованы для получения концентратов I и II сортов (методами гравитационно-магнитного обогащения), пригодных для производства силикомарганца и ферромарганца. При гидрометаллургической доводке этих концентратов возможно получение концентрата IA, пригодного для производства металлического марганца и высококачественного ферромарганца. Получение пригодных для металлургического передела концентратов из родохрозит-кремнистых руд возможно, но только при их химическом обогащении.

Карбонатное марганцевое оруденение рассматривается как седиментационно-диагенетическое образование на рубеже карбона и перми в условиях широкого развития фаций придонных стагнированных вод морского бассейна. Вопрос об источнике марганца дискусионен.

За пределами Рогачевско-Тайнинского марганцевоносного бассейна проявления карбонатной марганцеворудной формации широко распространены в рассматриваемом районе.

Вдоль Баренцевоморского побережья Новой Земли они приурочены к отложениям глазовской свиты пермского возраста (I-8-1, 2; II-8-2, 3, 4; III-7-1, 3, 4) и представляют собой пачки переслаивания аргиллитов и глинисто-кремнисто-родохрозитовых пород. Марганцевоносная пачка прослеживается без существенных перерывов вдоль западного побережья Северного острова от губы Южная Сульменова (на юге) до залива Норденшельда (на севере) на протяжении 130 км. Мощность рудоносной пачки колеблется от 20 до 150 м. Рудные прослои (мощностью от 5 до 40 см), линзы, конкреции составляют 10—30 % (реже до 60 % — проявление II-8-2 на северном берегу губы Глазова) от общего объема рудоносной пачки. Карбонаты марганца представлены здесь родохрозитом, кальциевым родохрозитом, манганокальцитом, марганцевым доломитом и анкеритом, которые находятся в тонком прорастании друг с другом, а также с обособлениями криптозернистого кремнезема и глинистыми минералами. Содержание марганца в рудных образованиях варьируют от 6,2 до 36,6 %, чаще всего составляют 15,8—28,9 %. Содержание фосфора 0,6—0,8 %.

В Карской СФЗ Северного и Южного островов Новой Земли марганцевоносные породы фиксируются вдоль восточного побережья на двух уровнях разреза среднекаменноугольного—раннепермского возраста.

Пункты минерализации марганца III-9-1, 4 принадлежат к средней части разреза. Они фиксируются в аргиллитовых пачках мощностью от 20 до 60 м, протяженностью до нескольких километров, содержащих тонкие

прослои, линзы и конкреции марганцевосодержащих пород. Количество последних не превышает 10 % от общего объема аргиллитовых пачек. Содержание марганца от 2,33 до 12,19 %.

В низах среднекаменноугольного разреза (пункты минерализации IV-8-5; V-7-17, 18, 25; V-8-1) марганцевоносные породы также фиксируются в пачках аргиллитов в виде тонких прослоев, линз и конкреций. Концентрации марганца до 10 %.

Таким образом, основные прогнозные перспективы на марганец в Центрально-Новоземельской минерагенической области следует связывать с дальнейшим изучением группы рудопроявлений (I-8-12; II-8-2, 3, 4; III-7-1, 3, 4) Баренцевой СФЗ, из которых наибольший интерес представляет проявление II-8-2. При этом следует учитывать высокие возможности обнаружения более перспективного типа руд окисномарганцевой рудной формации.

Титан. Ореолы рассеяния (по данным литогеохимического опробования) с повышенными концентрациями титансодержащих минералов расположены в прибрежной зоне Баренцевоморского шельфа к западу от Новой Земли, между полуостровами Гусиная Земля и Сухой Нос. Титансодержащие минералы представлены (кг/м³): ильменитом — 2,04—5,24, сфеном — 0,51—1,28, лейкоксомом — 0,36—0,95, рутилом — 0,08—0,26 и анатазом — 0,12—0,34 [164]. Наибольший интерес представляет область шельфа, прилегающая к заливу Моллера, где концентрации полезных компонентов в донных осадках достигают максимальных значений. Еще одна область «настораживающих» концентраций титансодержащих минералов расположена в пределах Адмиралтейской возвышенности, на глубинах до 160 м. Принимая во внимание удаленность от берегов и большие глубины моря, этот участок и другие небольшие ореолы рассеяния титансодержащих минералов практического интереса не представляют.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Проявления и пункты минерализации меди весьма характерны для архипелага Новая Земля, они фиксируются во всех трех минерагенических областях.

Для Центрально-Новоземельской минерагенической области характерно развитие двух (из четырех известных на Новой Земле) меднорудных формаций: гидротермальной стратиформной формации медистых песчаников и гидротермальной телетермальной сульфидно-полиметаллической. Кроме того, в особую группу выделяется кварц-кальцит-халькопиритовая минерализация (вне связи с рудными формациями).

Типичные гидротермальные стратиформные проявления формации медистых песчаников впервые были выявлены на юге архипелага, за пределами рассматриваемой площади (п-ов Медный). Однако подобные образования впоследствии были обнаружены в среднем течении р. Безымянная на севере Южного острова (рудопоявление V-7-23 и пункты минерализации V-7-21, 22, 24) и на восточном побережье Северного острова в куту залива Незнаемый (рудопоявление IV-8-3), где они приурочены к пестроцветным пачкам вулканогенно-осадочных пород позднего девона.

В среднем течении р. Безымянная рудоносная вулканогенно-осадочная пачка мощностью 200 м прослежена на расстояние 12 км. На участках развития медной минерализации породы окрашены в вишнево-красные и

зеленые цвета. Оруденение, образующее вкрапления рудных минералов, их небольшие гнезда и прожилки, локализуется чаще в прослоях известняков, туфов, туфопесчаников, реже отмечается в кварц-карбонатных жилах, секущих вмещающие породы (V-7-24). Мощность зон оруденения не превышает 0,5—1,0 м, протяженность их составляет первые метры, редко достигая от нескольких десятков до 100 м. Рудные минералы представлены халькозином, дигенитом, борнитом, реже халькопиритом. Содержание меди в минерализованных разностях пород составляет 0,2—0,3 %, достигая иногда 2 %.

В куту залива Незнаемый медная минерализация приурочена к прослоям псаммитовых туфов, но отмечается и в базальтах. Среди рудных минералов доминирует халькозин, формирующий гнезда и редкие прожилки мощностью до 15 см. Медная минерализация охватывает площадь 0,3×1,0 км.

Проявления гидротермальных (телетермальных) рудных образований сульфидной полиметаллической рудной формации широко развиты в контуре изучаемого фрагмента островов архипелага (пункты минерализации II-8-5; II-9-1; III-7-2; III-8-2; III-9-2, 3; IV-7-5; IV-8-8). Они фиксируются в различных осадочных толщах палеозойского разреза. Халькопирит, пирит, а иногда сопутствующие им галенит и сфалерит (IV-8-8) наблюдаются обычно в виде рассеянной вкрапленности, реже мелких гнезд (до 1—3 см в поперечнике) как собственно в разнородных осадочных породах, так и в секущих их кварцевых и кальцитовых прожилках и жилах. Минерализованные участки пород не превышают 10 м. Содержание сульфидов по отношению к вмещающим минерализацию породам обычно не более 1 %.

Медьсодержащие образования кварц-кальцит-халькопиритовой минерализации (пункты минерализации I-9-2, 3; II-8-7; V-7-6, 9) пространственно приурочены к интрузиям долеритов костиншарского комплекса. Халькопирит в виде тонкой рассеянной вкрапленности локализован главным образом в маломощных зонах экзоконтактов силлообразных интрузивных тел. Отмечается и в секущих интрузивные породы жилах, и прожилках кварц-кальцитового, кальцит-кварцевого состава. Концентрация рудных вкраплений редко достигает 1 %.

Кроме рассмотренных выше проявлений медной минерализации, в районе установлено несколько шлиховых ореолов меди (по халькопириту). Все ореолы шлихового рассеяния халькопирита (II-8-1; III-9-1; III-8-1; IV-8-2) связаны с размывом базальтов и долеритов позднего девона, минерализованных халькопиритом; расстояния переноса рудных минералов незначительны. Обогащение концентраций халькопирита в шлиховых ореолах не наблюдается.

Таким образом, имеющиеся данные не позволяют рассматривать оцениваемый фрагмент Новой Земли достаточно перспективным для прогнозирования промышленно-значимых меднорудных объектов.

Цинк, свинец. Относятся к числу ведущих полезных ископаемых рассматриваемого района. Полиметаллические проявления распространены на архипелаге в Вайгач-Южноновоземельской и Центрально-Новоземельской минерагенических областях. Однако перспективы обнаружения крупных рудных объектов значительно выше для Центрально-Новоземельской области, поскольку, как показали исследования последних лет [162], именно в пределах ее рудных узлов выявлены объекты, где рудные тела с высокими концентрациями полезных компонентов группируются в сближенные, эше-

лонированные рудоносные структуры, выводящие показатели рентабельности отработки в разряд весьма экономических.

Свинцово-цинковое оруденение Центрально-Новоземельской минерагенической области представлено двумя типами рудных формаций: сульфидной полиметаллической, получившей в районе доминирующее развитие, и скарново-свинцово-цинковой, представленной всего лишь одним рудопроявлением в Пахтусовской металлогенической зоне (III-9-6).

Рудопроявления сульфидной полиметаллической формации генетически принадлежат к гидротермальным (телетермальным) рудным образованиям стратиформного типа. Они локализованы в карбонатных, реже терригенных, породах палеозоя, а также в интрузивных телах митюшевского, сарычевского и костиншарского комплексов, где приурочены обычно к зонам разрывов, трассируемых окварцованными и гидротермально проработанными тектоническими брекчиями.

Наиболее значимые рудные объекты данной формации вмещаются карбонатными породами позднего силура, девона и раннего карбона. Самыми крупными из них являются рудное поле V-6-4 (Павловское) и проявления V-7-19 (Перья), V-6-3 и V-7-20 в Безымянском рудном узле и IV-7-34, 27, 28 Шумилихинского рудного узла.

Рудопроявление Павловское (V-6-4) обнаружено геологами ПМГРЭ в 1991 г. Это наиболее перспективный руднополиметаллический объект района. Первое его название — Безымянское рудопроявление [162] — было изменено первооткрывателями в память безвременно ушедшего выдающегося исследователя геологии Новой Земли Леонида Георгиевича Павлова, посвятившего последние годы жизни изучению этого рудного объекта.

Павловское рудное поле площадью 9 км² расположено в нижнем течении р. Безымянная и локализуется на крыльях крупной антиклинали, в ядре которой обнаружены кварцитопесчаники и сланцы позднесилурийской—раннедевонской толщи. Рудовмещающие образования представлены окремненными, доломитизированными известняками раннего девона, обрамляющими ядро антиклинали. Структура антиклинали осложнена многочисленными разрывными нарушениями меридионального, северо-западного простираний и напряженной разнопорядковой складчатостью рудовмещающей карбонатной толщи. Кроме того, на крыльях антиклинального свода фиксируется система дугообразных зон дробления и интенсивной трещиноватости (зон объемного катаклаза), как бы облекающих ядро антиклинали. Оруденение локализовано в пределах зон объемного катаклаза и представлено рудными метасоматитами по тектоническим брекчиям.

Всего в пределах рудного поля выделено четыре крупные дугообразные рудоносные зоны, собранные в структуру типа «конского хвоста». Протяженность их составляет 1,5; 1,3; 1,6 и 2,5 км. Ширина зон варьирует от 100—150 до 300 м. В пределах рудоносных зон фиксируются массивные сплошные, прожилковые, гнездово-прожилковые и вкрапленные руды. Основными рудными минералами являются сфалерит, галенит и пирит. Менее распространены англезит, церуссит, смитсонит, фиксируемые в виде маломощных реакционных каемок вокруг первичных минералов и по трещинам в них. Встречаются минералы-носители серебра — миррагирит и пираргирит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом и железистыми карбонатами.

По данным бороздового опробования содержания свинца в рудах колеблются от 0,8 до 7,28 %, цинка — от 0,45 до 12,82 %. Кроме того, отмечается повышенное количество серебра (10—60; до 2000 г/т), кадмия (0,002—0,013 %), германия (0,0006—0,0033 %) и таллия (0,01—0,04 %).

Прогнозная оценка Павловского рудного поля основана на результатах бороздового и геохимического опробования рудоносных зон в горных выработках (канавы глубины до 2,0 м) и естественных обнажениях. При этом самые общие расчеты показывают, что ресурсы свинца составляют 3,4 млн т, цинка — 7,4 млн т. Суммарные ресурсы металлов составляют 10,8 млн т в категории P₃.

Проявление V-7-19 (Перья) находится в 17 км северо-восточнее Павловского рудного поля, на склоне долины оз. Ящик. Здесь в брекчированных окварцованных известняках раннего девона фиксируется пять рудных жил мощностью от 2 до 5 м, прослеженных по простираению на 150—200 м. Оруденение массивное и гнездово-прожилковое. Минеральный состав руд: пирит, сфалерит, галенит. Средние концентрации рудных компонентов по данным бороздового опробования: цинка — 2,73 %, свинца — 0,6 % [162].

Брекчиевые, катакластические структуры характерны также и для массивных пирит-галенит-сфалеритовых руд; проявление V-6-3 расположено в левобережье р. Малая Безымянная [162], в 10 км северо-восточнее Павловского рудного поля.

Крупным руднополиметаллическим объектом района является Шумилихинское рудное поле (IV-7-34), иллюстрирующее собой особенности рудогенеза одноименного рудного узла. Данный рудный объект изучался с помощью буровых работ, с проходкой подземных горных выработок в 1951—1953 гг. [151]. Рудное поле площадью 1,5×0,8 км расположено в правобережье р. Шумилиха. Рудовмещающими породами являются известняки раннего девона. В результате работ было околитурировано четыре рудных тела пирит-галенит-сфалеритовых руд и ряд рудоносных зон с вкрапленной рудной минерализацией. Форма рудных тел линзовидная, близкая к пластобразной. Мощность их 1—3 м, протяженность — 20—30, до 100 м. Руды преимущественно пиритовые с крупными вкраплениями и гнездами галенит-сфалеритового агрегата. Согласно данным бороздового опробования содержание цинка в рудах от 1,2 до 24,89 %, свинца — от 1,0 до 14,33 %. Предыдущими исследователями рудное поле отнесено к категории непромышленных месторождений, так как несмотря на высокие концентрации полезных компонентов, рудные тела единичны и разобщены крупными блоками пустой породы. Однако в свете новых данных, полученных в результате изучения рудно-геологической обстановки руднополиметаллических объектов Безымянского рудного узла [162], рудопоявление Шумилихинского узла требует целевого доизучения.

Проявление IV-7-27 расположено на северном побережье пролива Маточкин Шар, на склоне горы Вильчека, где обнажены известняки раннего девона. Здесь наблюдаются две линзовидные залежи протяженностью 60 и 70 м, с видимой мощностью 6 и 12 м. В пределах рудоносных зон фиксируется частое тонкое чередование минерализованных «прослоев» с пачками пустых пород. Рудная минерализация отмечается также в секущих трещинах. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Содержание цинка на борозду составляет 12,1—26,6 %, свинца — 0,5—1,72 %. В единичных случаях присутствует золото — 9 г/т и серебро — 11 г/т.

Проявление IV-7-29 находится на мысе Моржов на южном берегу пролива Маточкин Шар и приурочено к разрывному нарушению на контакте толщи известняков раннего девона с подстилающими кварцито-песчаниками. В зоне тектонически раздробленных пород (мощность зоны 0,2—0,6 м) отмечается их окварцевание и интенсивная сульфидная минера-

лизация. По данным бороздового опробования нескольких сечений сульфидированных тектонитов концентрация (%): цинка — 8,3 (редко 42,9), свинца — 0,75—3,4, меди — 0,01—0,03.

Остальные рудообразования подобного типа (пункты минерализации IV-7-30, 32, 33, 36, 37; V-7-10, 16 и проявление V-7-15), локализованные в карбонатных породах силура, девона и карбона, представлены обычно кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами мощностью от 0,1 до 2,0 м и протяженностью до десятков метров с вкрапленниками и гнездами галенита, сфалерита, пирита. В пунктах минерализации IV-7-30, 33 установлено высокое содержание серебра (0,1—1,04 %) и кадмия (до 0,1 %).

Среди рудообразований сульфидной полиметаллической формации в терригенных толщах палеозоя наиболее значительным является проявление IV-7-28, расположенное на северном берегу пролива Маточкин Шар, на южном склоне горы Соперера. Здесь в сланцах позднесордовикского—раннесилурийского возраста наблюдаются две рудоносные зоны мощностью 3 и 5 м, залегающие субсогласно с напластованием вмещающих пород. Сульфидная минерализация фиксируется в зальбандах немногочисленных кварц-кальцитовых жил. Минеральный состав оруденения: сфалерит и пирротин, в подчиненном количестве присутствует халькопирит, галенит, пирит и борнит. По данным бороздового опробования концентрация (%): цинка — 3,75 (в отдельных случаях до 21,12), свинца — 0,02, меди — 0,42.

Прочие проявления полиметаллической минерализации локализованы в кварцито-песчаниках позднего силура—раннего девона (проявления IV-7-31, пункты минерализации IV-7-18, 21, 33; V-6-1, 2), в песчаниках раннего и среднего девона (пункт минерализации IV-7-2), в образованиях глинисто-терригенной толщи среднего карбона—ранней перми (пункты минерализации II-9-2, 3, 4). Представлены вкраплениями и гнездовыми выделениями сульфидных минералов в кварцевых и кварц-кальцитовых жилах. Мощность жил 0,1—1,5 м, протяженность не превышает первых десятков метров. Минеральный состав сульфидных гнезд: сфалерит, галенит и пирит, отмечается присутствие халькопирита и арсенопирита. Содержание цинка от 0,82 до 1,22 %, свинца — до 0,5 %.

Из рудных образований сульфидной полиметаллической формации, локализованных в породах другого состава, наиболее значимы проявление IV-7-12, расположенное на восточном склоне горы Приметная, и проявление IV-7-13, расположенное на левом берегу р. Мутная. На данных участках наблюдаются протяженные зоны сульфидной минерализации, развивающиеся в раздробленных, окварцованных и лимонитизированных гранитах митюшевского комплекса. В проявлении на р. Мутная зона сульфидной минерализации достигает в ширину лишь 5—10 м, в районе горы Приметная ширина полосы минерализованных пород составляет 250 м. Сульфиды совместно с флюоритом образуют здесь линзообразные скопления, гнезда (размером 5×50 см), а также заполняют трещины отдельности. Сульфидная минерализация представлена сфалеритом, галенитом, пиритом и халькопиритом. Содержание (%): свинца — 0,1—1,9, цинка — 0,1—1,0, меди — 0,07—0,2, молибдена — 0,03; серебра 5—10 г/т [102, 149, 173].

Кроме того, сульфидная полиметаллическая минерализация зафиксирована в эндоконтактовой части гранитной интрузии сарычевского комплекса в районе губы Южная Сульменова (пункт минерализации III-7-5). Здесь галенит формирует вкрапленность в кварцевых жилах мощностью 10—15 см. Масштабы участков развития кварц-сульфидных жил не превышают нескольких десятков квадратных метров.

Рудообразование скарново-свинцово-цинковой рудной формации в районе представлено рудопроявлением III-9-6, расположенным на восточном побережье Северного острова и связанным с интрузией раннемезозойских гранитов черноморского комплекса. В элювиальных развалах экзоконтактной зоны гранитного массива зафиксирована вкрапленность и гнездовые скопления галенита и сфалерита. Участки минерализованных пород линейны, простираются вдоль контакта интрузивного тела, имеют при этом мощность в первые метры, а протяженность в сотни метров. Содержание рудных вкрапленников в отдельных случаях достигает 35—40 %.

Свинцово-цинковая специфика минерагенических характеристик региона, иллюстрируемая проявлениями и пунктами рудной минерализации, подчеркивается, кроме того, развитием шлиховых и геохимических ореолов рассеяния свинца и цинка.

Богатые шлиховые ореолы (IV-7-1, 2; IV-8-3; V-7-1), с содержанием сфалерита и галенита от 10 до 100 и более знаков, характерны для Центрально-Новоземельской минерагенической области и нередко напрямую связаны с установленными в районе проявлениями полиметаллических руд.

В геохимических ореолах рассеяния (V-7-3, VI-7-1), как правило, устанавливаются высокие концентрации цинка, при низком содержании свинца, что вполне объясняется их миграционными особенностями в зоне гипергенеза.

Никель. Собственных проявлений никеля в районе не установлено. Однако в отдельных пунктах кварц-кальцит-халькопиритовой (медьсодержащей) минерализации, приуроченных к интрузиям долеритов костиншарского комплекса, иногда (IV-7-39) отмечается присутствие выделений пентландита, ассоциирующих здесь с халькопиритом и наблюдаемых в виде микровключений во вкрапленниках пирротина. Минерализованные пирротином обохренные долериты занимают до 3 % от всего объема пород. По данным спектрального анализа концентрация никеля здесь от 0,1 до 1 %. Повышены также содержания кобальта, ванадия, свинца, цинка и галлия (до 0,1 %).

Геохимический ореол рассеяния никеля (с повышенными концентрациями хрома и кобальта) установлен на западном побережье Северного острова, в районе губы Северная Сульменева (III-7-1). Данный ореол пространственно совпадает с выходами интрузивных образований костиншарского комплекса, перекрываемых частично телом ледника Шумный.

Молибден. Единственный пункт минерализации молибдена, относящийся к кварц-молибденитовой рудной формации (III-8-5), находится в северной части долины залива Медвежий. Молибденит обнаружен здесь в виде густой вкрапленности и гнезд в кварцевой жиле, секущей аргиллиты ранней перми. Кварцевая жила прослежена на 100 м, распределение молибденита неравномерное, но в отдельных случаях количество рудных вкраплений составляет до 30 % от объема кварца в жиле.

Вольфрам. Устанавливается только в геохимических (V-7-2) и шлиховых (IV-8-4, 5) ореолах рассеяния. Пунктов минерализации и проявлений вольфрама в рассматриваемом районе не обнаружено. Вольфрамсодержащим минералом в шлихах является шеелит, совместно с которым фиксируется халькопирит. Пространственно ореолы сопряжены с полями развития осадочно-вулканогенных и интрузивных образований девонского возраста, что возможно указывает на наличие в них коренных источников шеелита.

Цирконий. Литогеохимические ореолы рассеяния циркона известны на шельфе Баренцева моря, где они связаны с областями повышенного гидродинамического режима и приурочены к положительным морфоструктурам дна. Максимальные концентрации отмечены в районах Адмиралтейской возвышенности и Крестового поднятия (до 1,17—1,37 кг/м³) и заливе Моллера (0,6 кг/м³) [164].

Золото. В пределах рассматриваемого района архипелага Новая Земля установлено несколько пунктов золоторудной минерализации (V-7-3, IV-7-25), принадлежащих к гидротермальным образованиям золото-сульфидной формации. Кроме того, на восточном побережье Северного острова известно перспективное проявление (малое месторождение) золота (III-9-5), относящееся к золото-сурьмяно-мышьяковистой формации.

Пункт минерализации V-7-3 находится на южном берегу долины руч. Водопадный. Самородное золото в агрегатных сростках с халькопиритом и пирротинном наблюдается здесь во вкрапленниках и гнездах (до 3—4 см в поперечнике) в кварцевых жилах, секущих песчаники среднедевонского возраста. Мощность жил 0,1—2,0 м, протяженность в несколько десятков метров. Жилы единичны и не формируют штокверков. В районе губы Серебрянка на мысе Отвесный наблюдается единичная жила гранит-аплитов (мощность от 0,06 до 0,4 м, протяженность — 7 м), залегающая в южной периферии гранитной интрузии митюшевского комплекса. В жиле гранит-аплитов формируется обильная гнездово-вкрапленная сульфидная минерализация: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, отмечается присутствие незначительных количеств молибденита и теннантита, а также мельчайшие выделения самородного золота. Согласно данным химического анализа бороздовых проб содержание золота варьирует от 0,36 до 4,2 г/т. Фиксируются высокие концентрации (%): цинка — 0,34—29,9, свинца — 0,14—10,16, меди — 0,2—1,13, молибдена — 0,08—0,56, висмута — 0,11—0,44, олова — 0,03; серебра — 37—506 г/т.

Рудное поле проявления III-9-5 расположено в пределах южного склона горы Черная и приурочено к апикальной части раннемезозойского массива гранитоидов одноименного интрузивного комплекса, выходя в ороговикованные вмещающие кремнисто-карбонатно-глинистые породы. В рудном поле площадью 2,5×3,0 км фиксируются две золотоносные зоны шириной 5—20 м и протяженностью до 200 м. Зоны оруденения развиваются вдоль пары сближенных разрывных нарушений, трассируемых в северо-западном простирании окварцованными катаклазитами и тектоническими брекчиями по гранодиоритам с выходом во вмещающие ороговикованные породы. Рудная минерализация представлена крупными вкрапленниками (1—3 см в поперечнике) и гнездами (до 30 см в поперечнике) агрегатной смеси антимонита и арсенопирита. В подчиненном количестве, в виде мелкой рассеянной вкрапленности и небольших прожилков, отмечается халькопирит, блеклые руды, сфалерит, пирит, марказит, кобальтин и гематит. Минерализация устанавливается как в зонах дробления, так и в кварцевых жилах (мощностью до 1 м, протяженностью в сотни метров), развивающихся вдоль трещин, параллельных доминирующему направлению развития тектонических брекчий в пределах рудного поля.

Атомно-абсорбционным методом, пробирными анализами штучных проб установлены вариации содержания золота в пределах рудоносных зон от 1,6 до 33,1 г/т. Кроме того, по данным спектрального анализа

в рудах содержатся (%): сурьма и мышьяк — до 1, свинец — 0,5, цинк — 0,05—3,0, медь — до 1, никель и кобальт — 0,08. Прогнозные ресурсы золота в пределах рудного поля оцениваются по категории P₃ в 10 т металла.

Серебро. Пункты минерализации серебра (IV-7-35; IV-8-6; V-7-1, 5, 7) и проявление III-9-8 относятся к гидротермальным образованиям серебро-полиметаллической рудной формации, где серебро концентрируется в блеклых рудах. Рудная минерализация повсеместно приурочена к жилам молочно-белого кварца (мощностью 0,5—1,5 м и протяженностью до 10 м), обнаруженным среди карбонатных пород позднесилурийского—раннедевонского возраста (III-9-8, IV-8-6, V-7-5, 7) или карбонатно-глинистых образований раннего девона (IV-7-35, V-7-1). Серебросодержащие блеклые руды формируют в кварце рассеянную вкрапленность, небольшие гнезда (2—3 см в поперечнике), реже линзовидные обособления размером 6×30 см. В агрегатной массе блеклых руд нередко отмечается присутствие сульфидов свинца, цинка и железа (сфалерит, галенит, пирит). Концентрации серебра в штучных пробах, отобранных из гнезд рудной минерализации, достигают 10 кг/т; из участков минерализации вкрапленного типа — 300—900 г/т. Наряду с этим, минерализованный кварц содержит (%): медь — до 4, свинец — до 4, цинк — 0,63, висмут — до 1, ртуть — до 1, кадмий, никель и ванадий — до 0,1.

Кроме образований рудного кварца, аномально высоким геохимическим фоном серебра (10—100 г/т) характеризуются выходы углеродисто-кремнистых пород раннего карбона Карской СФЗ. В районе залива Безмянный с выходами данных пород связан литогеохимический ореол рассеяния серебра (IV-8-1).

В целом, оценивая перспективы обнаружения промышленно-значимых серебро-золоторудных объектов в районе, следует отметить их недостаточную поисковую изученность. Однако, учитывая формационную принадлежность рассмотренных выше проявлений и пунктов минерализации благородных металлов, перспективы эти достаточно высоки.

КОМПЛЕКСНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рудопроявления и пункты минерализации комплексного содержания (медно-железородные, медно-полиметаллические) фиксируются в пределах Матшарского рудоносного района и Пахтусовской рудоносной зоны. В границах последних они сосредоточены преимущественно в Митюшихинском и Черногорском рудных узлах.

Медно-железородные проявления. Установлено одно проявление (III-9-7), расположенное в пределах Черногорского рудного узла на южном склоне горы Черная. Оно относится к скарново-железородной формации и локализуется в известняках раннего девона, контактирующих с гранодиоритами Черногорского интрузивного комплекса. Зона скарнирования мощностью от 0,3 до 8,0 м прерывистой полосой прослеживается вдоль контакта на протяжении 2,5 км. На этом отрезке обнаружено несколько разобщенных жилообразных тел эпидот-гематит-магнетитовых и гематит-магнетитовых руд. Протяженность жил обычно не превышает 40 м, мощности 0,3—0,5 м. Гематит и магнетит составляют основу рудной массы, слагая до 10 % объема рудных жил. Медная минерализация представлена

халькопиритом, который совместно с пиритом, пирротинном и арсенопиритом рассеян в железородном материале жил, а также формирует вкрапленность, тонкие прожилки во вмещающих скарнах, слагая здесь до 10—15 % объема пород. Согласно данным спектрального анализа штучных проб из скарнов содержание меди — 0,4—1 %, мышьяка — до 0,4 %. Атомно-абсорбционный анализ проб скарнированных известняков показал наличие золота.

Медно-полиметаллические проявления. В районе выявлено пять проявлений данной группы, относящихся к сульфидной полиметаллической рудной формации (IV-7-9, 15, 16, 19, 24).

Проявление IV-7-9 расположено на правом берегу р. Промысловая, в верховьях руч. Пиротовый. Оно приурочено к тектоническому нарушению в известняках позднесилурийского—раннедевонского возраста. Зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации шириной 30—40 м прослежена по простиранию сброса на 500 м. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом и, в подчиненном количестве, блеклыми рудами. Мощность собственно рудной части, где содержание рудных минералов достигает 30—40 % от объема вмещающих пород, составляет 2 м. По данным бороздового опробования концентрации (%): меди — 2,1—3,27, цинка — 1—2, свинца — 0,05; серебра — 10—30 г/т.

Проявления IV-7-15, 16, 19, 24 находятся на побережье губы Митюшиха и пространственно тяготеют к разрывным структурам Главного Новоземельского разлома. Развитая здесь сульфидная минерализация локализована либо в тектонизированной части гранитов митюшевского интрузивного комплекса (IV-7-19, 24), либо в кварцито-песчаниках позднего силура, контактирующих с гранитами по системе разрывных нарушений разнорядкового уровня (IV-7-15, 16).

Рудная минерализация в гранитном субстрате фиксируется только на участках интенсивного дробления последнего в кварцевых жилах более позднего развития. Мощность зоны дробления гранитов может достигать 250 м. Сеть кварцевых жил и прожилков разветвлена и развита вдоль всей зоны дробления. Рудная минерализация представлена халькопиритом, галенитом и гематитом и образует вкрапленность и гнезда агрегатного материала размером 5×20×40 см. Содержание меди 0,4—4,0 %, свинца — 0,1—1,0 %, серебра — до 100 г/т.

Рудная минерализация противоположной части тектонического контакта (проявления IV-7-15—16), представленной кварцито-песчаниками, локализована в секущих кварцевых жилах и разобщенных зонах милонитизации. Мощность кварцевых жил 0,5—1 м, протяженность до 150—200 м; мощность милонитов достигает 50—70 м, а их протяженность — первые сотни метров. Рудная гнездово-вкрапленная минерализация представлена халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом и гематитом. Концентрации (%): меди — 1, цинка — до 1, свинца — 0,1—0,3.

Железо-марганцевые конкреции. Скопления железо-марганцевых конкреций и корок были обнаружены на многих станциях донного опробования в Карском море. Площадь с максимальной плотностью залегания железо-марганцевых конкреций и корок в изученной части связана с поднятием на борту Восточно-Новоземельского желоба с глубинами 100—140 м. Железо-марганцевые образования представлены корками на обломках пород и раковинах моллюсков, достигающими толщины 2—3 см и размеров до

30—40 см, и конкрециями разнообразной формы, диаметром до 6—8 см. Химический состав образований характеризуется высоким отношением Mn/Fe. По сравнению с вмещающими отложениями, конкреции обогащены Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Sn [168]. Выполненных в рамках ГСШ работ недостаточно для определения перспективности района на этот вид полезных ископаемых.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Проявления оптического кварца расположены в пределах Матшарского рудоносного района. В 50-е годы здесь проводились специализированные поисковые работы с оценкой наиболее значительных проявлений как возможных источников оптического и пьезоэлектрического сырья [169, 185, 191]. По данным этих работ они отнесены к рудной формации горного хрусталя и связаны с хрусталеносными кварцевыми, кварц-карбонатными жилами, залегающими как в интрузивных породах (долеритах костиншарского комплекса), так и в известняках и кварцито-песчаниках палеозойского возраста.

Хрусталеносные жилы, секущие позднедевонские интрузии долеритов, сосредоточены в основном к югу от оз. Гольцовое и вплоть до р. Промысловая (проявления III-8-7; IV-7-7; IV-8-2, 7; пункты минерализации IV-8-1, 4). Кроме того, они известны в прибрежной части залива Мурман (пункт минерализации II-8-6), а также к югу от пролива Маточкин Шар (проявления V-7-11, 13). В пределах отдельных проявлений хрусталеносные жилы представлены сериями тел, образующих жильные зоны и поля протяженностью до 750 м (III-8-7). Количество жил на таких участках достигает 20—30 штук. Мощность жил от 0,1 до 1,2 м и увеличивается в раздувах и пересечениях до 2—4,5 м (IV-8-2), протяженность — от 3 до 30 м. В полостях, размером от 0,1×0,2 до (0,6—2,0)×(1,5—5,0) м, присутствуют кристаллы горного хрусталя длиной от 2—30 до 50 см и в поперечнике от 1—12 до 20 см (IV-8-2, 7). Выход кондиционных моноблоков из-за многочисленных дефектов крайне низок. Так, на проявлении IV-8-2 (оз. Долгое) на 500 кг первоначальной пробы приходится всего 5,74 кг кондиционного кристаллосырья, из которого получено всего 47 г моноблоков. В среднем выход моноблоков составляет до 9,5 г/м³ на горную массу и 130 г/м³ на жильную массу.

Значительным распространением в районе пользуются хрусталеносные жилы, секущие терригенные породы различного возраста. Большинство проявлений и пунктов минерализации сосредоточено в центральной части района к югу от р. Промысловая вплоть до широты р. Песчанка (IV-7-8, 10, 11, 12, 14, 17; IV-8-9; V-7-2, 4, 13, 14). Лишь единичные пункты минерализации расположены севернее (II-8-8; III-8-3, 6). По своим морфологическим признакам они мало отличаются от жил, залегающих в интрузиях долеритов, хотя в целом для них более характерно наличие раздувов, апофиз и разветвлений. Наиболее крупным объектом кварцевой минерализации данного типа является проявление V-7-4 в бассейне руч. Водопадный на южном побережье пролива Маточкин Шар. Здесь хрусталеносные жилы имеют мощность от 0,3—2 до 10 м и протяженность от 15—40 до 150 м. Выделяется несколько жильных зон про-

тяженностью до 300 м, где постоянно фиксируются жильные полости размером (0,3—3,0)×(2—10) м, внутри которых заключены кристаллы молочно-белого кварца и горного хрусталя размером от 10—12 до 30 см в длину и от 6—9 до 14 см в поперечнике. Выход бездефектных моноблоков составляет 1,0—3,6 г/м³ на горную массу или 2,6—4,2 г/м³ на жильную массу.

Хрусталеносные жилы в карбонатных породах встречаются реже. Они установлены в известняках силура (пункты минерализации III-8-4, IV-8-10), в карбонатных породах раннего девона (III-8-1, 8). Единственное проявление III-8-8 представлено высыпками обломков жильного кварца протяженностью до 150 м, среди которых присутствуют значительные массы кристаллов горного хрусталя и прозрачного кварца (длина до 10—15 см). Большинство из них сдвойникованы, содержат газово-жидкие включения и трещиноватость.

В целом имеющиеся данные указывают на то, что горный хрусталь Новой Земли в качестве оптического сырья имеет низкое практическое значение. В то же время пробные плавки нескольких технологических проб показали, что он вполне пригоден для получения высококачественного оптического кварцевого стекла марок KB, KI и, частично, KU.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Флюоритовая минерализация имеет широкое распространение, однако наиболее перспективные флюоритеносные районы расположены на юге Новой Земли, и лишь незначительная часть его проявлений развита на западном побережье архипелага. На севере Центрально-Новоземельской минерагенической области, на южном берегу о. Берха, находится самое крупное в рассматриваемом районе флюоритовое месторождение (I-9-1). Минерализация приурочена к зоне брекчированных известняков карбона протяженностью 1500 м северо-восточного простирания. Здесь фиксируются отдельные разобщенные тела кальцит-флюоритовых метасоматитов. Оба минерала рудных тел наблюдаются в тонком (1—3 мм) сростании, при этом зерна флюорита содержат микровключения кальцита размером (0,01—0,1 мм). Мощность рудных линз 15—20 м, протяженность 100—150 м. Вся зона брекчирования известняков минерализована гнездово-прожилково-вкрапленным флюоритом. Согласно данным химического анализа содержания CaF₂ в рудных линзах колеблется от 56 до 67 %, а на остальных участках зоны брекчий не превышает 40 %. Прогнозные ресурсы по этим приближенным данным могут превышать 600 тыс. т.

Второй флюоритеносный участок расположен в районе Баренцевоморского побережья южнее губы Крстовая (проявления IV-7-1, 4, 6). Здесь в толщах известняков карбона фиксируются маломощные минерализованные зоны мощностью в первые метры (редко десятки метров) и протяженностью от 10 до 100 м, насыщенные кальцит-флюоритовыми жилами и прожилками. Флюорит составляет до 30 % от объема жильных тел. Масса рудных прожилков и жил в зонах минерализации достигает 3—10 % общего объема пород.

Технологические испытания новоземельских флюоритовых руд показали, что все они пригодны для получения технического плавика, а флюориты юга Новой Земли соответствуют ГОСТам оптического сырья.

ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. В районе обнаружены проявления кремнисто-фосфоритовой рудной формации на севере Южного острова в бассейне р. Безымянная (проявление V-6-5). Здесь находятся два фосфоритоносных маломощных (от 0,3 до 1,3 м) горизонта в разрезе среднего карбона—ранней перми. Они представлены пластинами аргиллитов с фосфатными конкрециями и желваками, насыщенными рудный пласт на 3—5 % (до 60 %). Фосфатные обособления обладают большой плотностью, имеют черную окраску, почковидную внутреннюю текстуру, шарообразную или овальную форму и сложены в основном коллофаном. Содержания фосфора по рудному пласти колеблются в пределах от 3—5 до 27 %.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Керамические глины. Распространены на шельфе Карского моря в границах Восточно-Новоземельского желоба. Вскрытая грунтовыми трубками мощность глин составляет 3,6 м, а в наиболее глубоких участках желоба, по сейсмоакустическим данным, достигает 8—10 м. Глины коричневые, гранулометрический состав однородный — количество пелитовой фракции составляет 90—95 %. Сложены гидрослюдой и монтмориллонитом, в составе примесей — хлорит и пирит [168]. По качеству глины пригодны для производства керамических изделий, однако экономические условия добычи не позволяют дать положительную оценку относительно их промышленного использования.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест хризотилвый. Минерализация хризотил-асбеста распространена на Новой Земле, но значимые проявления ее единичны. В пределах рассматриваемого фрагмента архипелага установлено всего два пункта минерализации (IV-7-38 и V-7-8), расположенные в восточном створе пролива Маточкин Шар. Здесь в верлитах позднедевонских интрузий костиншарского комплекса фиксируются прожилки хризотил-асбеста с длиной волокон до 7 см. Прожилки рассредоточены по массе породы, мощность их не превышает 10—12 см, а протяженность составляет первые метры (до 5 м). Ввиду отсутствия штокерковой композиции жил, данные проявления представляют лишь минералогический интерес.

КАМНИ ПОДЕЛОЧНЫЕ

Агаты. Формация агатов пространственно и генетически связана с позднедевонским базальтоидным комплексом. В пределах района ее проявления фиксируются на южном берегу залива Норденшельда (пункт минерализации II-8-1). Развитие агатовых миндалин приурочено к верхним частям зональных базальтовых покровов в составе девона.

Мощность агатоносных мандельштамовых зон здесь варьирует от 2—5 до 30 м, при мощности вулканических потоков в десятки метров. Агатоносные части мандельштамов линзовидны и по простиранию выклиниваются, прослеживаясь лишь на 100 м. Размеры агатовых миндалин от

1—2 до 20—30 см в поперечнике (в среднем 5—10 см). Количество их редко достигает 1—2 штук на 10 м². Цвет агатов светло-серый, редко зеленовато-серый, зеленовато-коричневый. В единичных случаях отмечаются агаты черной окраски. По характеру рисунка новоземельские агаты принадлежат к ленточной группе. Для них характерны чередования непрерывных извилистых полос халцедона различных оттенков и прозрачности. Толщина слоев от десятых долей миллиметра до 0,5—1 см. Как правило, распространены полупрозрачные, просвечивающиеся агаты, но встречаются и их фосфоровидные разновидности. Центральные части миндалин нередко выполнены кварцем.

Новоземельские агаты обладают высокой трещиноватостью, что не позволяет использовать их в ювелирном деле. Размеры бездефектных блоков не превышают обычно 0,5×1,0 см. Очень редко (примерно одна на 100 штук) обнаруживаются бездефектные миндалины.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Исследованный район расположен в пределах Баренцевской шельфовой плиты и Южно-Карской синеклизы, сложенных мощными осадочными толщами палеозоя и мезозоя—кайнозоя. Шельфовые области разделены горно-складчатым поясом архипелага Новая Земля, где на поверхность выступают протерозойские метаморфические и палеозойские осадочные и вулканогенные образования, прорванные интрузивными комплексами раннекембрийских гранитоидов.

С отложениями осадочных чехлов шельфовых областей связаны главным образом скопления углеводородов. В рассматриваемой части Баренцевской плиты открыты уникальные и крупные по запасам газоконденсатные и газовые месторождения — Штокмановское, Ледовое, Лудловское.

На схеме прогноза нефтегазоносности, составленной по данным АМНГР и ВНИИОкеангеология [190, 189], выделены две нефтегазоносные (Штокмановско-Лунинская, Южно-Баренцевская), две перспективно нефтегазоносные (Свальбардская, Адмиралтейско-Предновоземельская) области в Баренцевоморской части листа и одна возможно нефтегазоносная область (Западно-Карская) — в пределах Карского шельфа.

К настоящему времени регион неплохо освещен сейсморазведочными работами (в том числе детальными и детализационными), в результате которых выявлено более двадцати перспективных локальных структур (показаны на схеме прогноза нефтегазоносности) в отложениях продуктивных комплексов палеозоя и мезозоя. Учитывая незначительные объемы буровых работ (в Баренцевом море всего около 90 тыс. м), перспективы открытия здесь новых газовых и нефтяных месторождений оцениваются весьма высоко. Согласно выполненной количественной оценке, начальные извлекаемые ресурсы российской части Баренцевского шельфа составляют 29,6 млрд т условного топлива, из них на нефть и газоконденсат приходится около 1,8 млрд т [63].

Палеозойские отложения на доступных для бурения глубинах развиты лишь по периферии Восточно-Баренцевской мегасинеклизы, главным образом в пределах Адмиралтейско-Предновоземельской ПНГО. Источником жидких углеводородов в палеозойских отложениях могли служить нижнефранская толща верхнего девона и кунгурская толща нижней перми [63]. Наибольший нефтепоисковый интерес представляет зона распространения морского преимущественно карбонатного верхнедевонско-каменноугольного формационного комплекса в восточной части Баренцева моря — Предновоземельской структурной области [23].

В мезозойских отложениях собственных источников нефти не установлено. Акватория Баренцева моря рассматривается как преимущественно газоносная.

Триасовый комплекс, сформированный в условиях благоприятного для генерации углеводородов рифтогенного геодинамического режима, регионально продуктивен. Геохимическая характеристика триасового разреза свидетельствует о возможности образования в этом комплексе газа и нефти [23]. Наиболее благоприятные для поисков залежей углеводородов в триасовых отложениях структурные и климатические условия имеются в западной части изученного листа, в пределах Центральной зоны поднятий (Свальбардская ПНГО).

Открытие крупных месторождений в юрско-барремском комплексе определило высокую прогнозную оценку этого комплекса: на его долю приходится до 60 % общей суммы углеводородов в российском секторе Баренцева моря, а Штокмановско-Лунинская НГО рассматривается как наиболее богатая область Баренцевского шельфа [63].

В Карской части листа (Западно-Карская ВНГО) основные перспективы открытия залежей углеводородов связываются с зонами выклинивания нижне-среднеюрских отложений в пределах Приновоземельской моноклинали, где прогнозируются небольшие ловушки литологического и структурно-литологического типа.

В пределах рассматриваемого фрагмента Новой Земли отчетливо выделяется серия разномасштабных металлотектов (минерагенических областей, районов, зон, рудных узлов).

В целом архипелаг Новая Земля относится к Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции, в которой выделяются три минерагенические области: Вайгач-Южноновоземельская, Центрально-Новоземельская и Северо-Новоземельская. Критерии такого выделения минерагенических областей определены различием их допалеозойского фундамента, составом и фациальными отличиями геологических образований, степенью их дислоцированности и трансформации.

Контур рассматриваемого листа (S-38—40) включает практически только Центрально-Новоземельскую минерагеническую область. Ее граница с Северо-Новоземельской областью проходит по Споронаволоцкому разлому, расположенному буквально на северной рамке данного листа, а небольшой фрагмент Южно-Новоземельской минерагенической области фиксируется лишь в юго-восточной части рассматриваемой площади, юго-западнее Байдарацкого глубинного разлома.

В пределах минерагенических областей архипелага выделены многочисленные минерагенические единицы низших порядков: металлогенические зоны, районы и рудные узлы. Металлогеническая (потенциально рудоносная) зона рассматривается нами как отчетливо выраженная линейно-вытянутая потенциально рудоносная площадь (более 100 км в длину, первые десятки километров в ширину) с достаточно контрастным проявлением профилирующей рудоносности. Рудоносная площадь ранга потенциально рудоносной зоны, но не обладающая четко выраженной линейностью, рассматривается нами как потенциально рудный район. Рудный узел — рудоносная площадь относительно изометрических очертаний (в несколько сот квадратных километров) с наличием генетически связанных между собой рудных полей или крупномасштабных рудопроявлений. Выделяется в пределах металлогенических зон или районов на фоне слабой минерализации или вовсе безрудных площадей. Их выделение произошло по принципу выдержанности и устойчивости проявленных мине-

рагенических факторов. Так, при расчленении Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции на ряд минерагенических областей определяющими являлись структурно-тектонические факторы:

— гетерогенность (блоковое строение) допалеозойского кристаллического фундамента (проявившаяся в различии структурно-вещественного выполнения различных блоков фундамента, а также в различной ориентировке их доминирующих структур);

— неоднородность проявления складчатости в палеозойском комплексе пород (наименьшей дислоцированностью характеризуется Северо-Новоземельский блок, далее по степени интенсивности проявления складчатости следует Вайгач-Южноновоземельский и затем Центрально-Новоземельский блок).

Выделение металлотектов следующего ранга в пределах минерагенических областей (рудноносных зон, районов) осуществлялось путем анализа серии структурно-вещественных факторов:

— фашиально-литологических (определяющих состав и вещественное выполнение разновозрастных комплексов палеозоя, распространение геохимически специализированных и рудовмещающих образований);

— структурно-тектонических (в том числе морфоструктурных, определяющих глубину эрозионного среза доминирующих складчато-дислокационных структур района).

Рудные узлы выделены в соответствии с проявленностью локальных факторов рудоконтроля и рудной локализации, включая и непосредственное оконтуривание рудоносных площадей.

Как видно из анализа проявленности рудных и нерудных полезных ископаемых, дальнейшие перспективы развития минерально-сырьевого потенциала в районе связываются с марганцем, полиметаллическими рудами, благородными металлами, а из нерудных — с плавиковым и оптическим сырьем (флюорит, горный хрусталь).

В пространственном размещении данных полезных ископаемых устанавливаются определенные закономерности, обусловленные сочетанием региональных и локальных минерагенических факторов.

Среди региональных факторов особое место занимает наличие в районе глубинных разломов позднепротерозойского заложения (Байдарацкий и Споронаволоцкий), по которым сочленяются разнородные блоки фундамента. Наряду с этим, к числу региональных факторов относится и развитие крупных субмеридиональных соскладчатых разрывных нарушений ранне-кембрийского возраста (Главный Новоземельский, Центрально-Новоземельский, Пахтусовский, Рогачевский разломы), определяющие расположение и субмеридиональную линейность Матшарского рудоносного района, Пахтусовской рудоносной зоны, а также некоторых рудных узлов (Митюшихинский).

Степень эродированности главных элементов складчатой структуры района позволяет установить, что размещение проявлений эндогенной группы рудных формаций определяется наличием в районе регионального мощного физико-механического экрана (глинисто-терригенная толща пермско-триасовых отложений) на пути миграции глубинных рудоносных растворов. Практически все известные эндогенные проявления ограничены в своем распространении стратиграфическим уровнем поздней перми и используют в качестве рудовмещающих геохимические барьеры, структурно-литологические «ловушки», размещенные в разрезах ордовика, силура, девона, карбона и ранней перми, и поэтому пространственно тяготеют к осложнениям структур крупных антиформ (Северо-Новоземельский ан-

тиклинорий, Пахтусовская антиклиналь, своды, замки и крылья докальных антиклинорийных структур и их деформационных осложнений).

Серия локальных факторов рудоносности, проявившихся достаточно отчетливо в минерагенической истории региона, включает структурные, магматические, литологические, литолого-стратиграфические и структурно-литологические факторы и их различные комбинации.

Структурные факторы выражены обычно рудогенной связью с мелкими дизъюнктивами, оперяющими крупные рудоконтролирующие линейменты, либо с пликативными нарушениями вдоль зон развития данных линейментов. Так, проявления полиметаллической группы, а также флюориты приурочены обычно к замкам антиклинальных складок высоких порядков, осложненных разрывными либо пликативными нарушениями, формирующими локальные структурно-геохимические «ловушки».

Магматогенные факторы проявлены в районе формированием рудных формаций (сульфидных медно-никелевых, скарново-железорудных, золото-сурьмяно-мышьяковистых и скарново-свинцово-цинковых образований) в периоды становления вулканоплутонических и интрузивных комплексов.

Литологические факторы контроля рудной и нерудной минерализации в районе определяются спецификой состава вмещающих минерализацию толщ. Как правило, наиболее масштабные проявления полиметаллических руд и флюоритовой минерализации локализованы в карбонатных толщах, а проявления пьезооптического сырья (горный хрусталь) — в существенно кварцевых по составу терригенных пачках палеозойского разреза.

Проявление типичных литолого-стратиграфических (литолого-фашиальных) факторов устанавливается в бесспорно стратиформном характере карбонатной марганцеворудной, кремнисто-глинистой фосфатоносной и других формаций.

Структурно-литологические факторы контроля и локализации оруденения проявляются главным образом сочетанием толщ, благоприятных по своим геохимическим параметрам для рудной локализации, а также рудоконтролирующих дизъюнктивных структур.

Суммируя имеющийся фактический материал, необходимо констатировать, что рассмотренные выше типы рудной и нерудной минерализации в пределах архипелага Новая Земля контролируются, как правило, сочетанием серии разнородных минерагенических факторов, при этом выделить главный часто бывает затруднительно. Практически все известные в районе наиболее масштабные проявления обладают чертами полигенности, а зачастую и полихронности, своего формирования. Такой тип развития рудных формаций обуславливает телескопирование благоприятных минерагенических факторов, что влечет за собой продуцирование компактных, комплексных, концентрированных рудных объектов (Безымянский, Черногогорский рудные узлы).

В заключение следует отметить, что геолого-экономическое значение изученной территории определяется в первую очередь большими нефтегазовыми ресурсами шельфовых осадочных бассейнов и будет возрастать по мере освоения уже открытых и выявления новых месторождений углеводородов. Полученные к настоящему времени данные по минерагении Новой Земли позволяют также оптимистично оценивать перспективы минерально-сырьевого потенциала этого региона Российской Арктики в части таких ведущих типов минерального сырья, как марганец, полиметаллические руды, благородные металлы, плавиковое сырье. Дальнейшие исследования островов архипелага Новая Земля должны концентрироваться по двум направлениям:

— выполнение комплекса геологоразведочных работ по достоверной оценке ресурсов и запасов рудных объектов в пределах выделенных узлов (в первую очередь — Безымянского, Черногорского и Шумилихинского);

— осуществление специализированных региональных исследований (в рамках ГМК-500, ГМК-200) с целью уточнения прогнозных перспектив ведущих типов минерального сырья с выявлением новых узлов их локализации. В первую очередь исследования такого плана необходимы для центральной части архипелага, где отчетливы перспективы обнаружения крупных рудных объектов в бассейнах рек Есипова, Мелкая, Промысловая, а также в районе горы Черная.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ
И ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
I-8-1	Марганец	ПР	Залив Норденшельда, южный берег	150, 179
I-8-2	Марганец	ПР	Залив Норденшельда, южное побережье	150, 179
I-9-1	Флюорит (флюс, хим-сырье)	ММ	Южный берег о. Берха	179
I-9-2	Медь	ПМ	Губа Архангельская	179
I-9-3	Медь	ПМ	Залив Вилькицкого	179
II-3-1	Газ горючий	МК/Н	Лудловская площадь	155, 190
II-8-1	Агат	ПР	Залив Норденшельда	179
II-8-2	Марганец	ПР	Губа Глазова, северный берег	150, 179
II-8-3	Марганец	ПР	Губа Глазова, южный берег	150, 179
II-8-4	Марганец	ПР	Залив Мурман, м. Астроном	150, 179
II-8-5	Медь	ПМ	Восточнее стана Смидовича	150, 179
II-8-6	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Залив Мурман	150, 179
II-8-7	Медь	ПМ	Губа Манигина	150, 179
II-8-8	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Ледник Широкий, губа Манигина	150, 179
II-9-1	Медь	ПМ	Бухта Полисадова	150, 179
II-9-2	Цинк, свинец	ПМ	Бухта Полисадова	182, 183
II-9-3	Цинк, свинец	ПМ	Залив Седова, р. Глубокая	182, 183
II-9-4	Цинк, свинец	ПМ	Северный берег зал. Ога	182, 183
III-3-1	Конденсат и газоконденсат	МК/Н	Ледовая площадь	190

* Приняты сокращения. Месторождения: МК — крупное, МС — среднее, ММ — малое, ПР — проявление, ПМ — пункт минерализации. Промышленная освоенность месторождения: Н — находится в разведке.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
III-7-1	Марганец	ПР	Губа Северная Сульменева, м. Гряда	150, 179
III-7-2	Медь	ПМ	Губа Северная Сульменева	150, 179
III-7-3	Марганец	ПР	Губа Северная Сульменева, м. Рог	150, 179
III-7-4	Марганец	ПР	Губа Южная Сульменева, северный берег	150, 179
III-7-5	Свинец, цинк	ПМ	Губа Южная Сульменева, бухта	150, 179
III-8-1	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Западнее ледн. Серп и Молот	150, 179
III-8-2	Медь	ПМ	Юго-восточнее бухты Блафель	150, 179
III-8-3	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Озеро Ледниковое, северный берег	150, 179
III-8-4	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Озеро Ледниковое, южный берег	150, 179
III-8-5	Молибден	ПМ	Северный берег зал. Медвежий	150, 179
III-8-6	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Озеро Гольцовое, западная часть	147, 150, 179
III-8-7	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Озеро Гольцовое, южный берег	147, 150, 179
III-8-8	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Озеро Гольцовое, южный берег	147, 150, 179
III-9-1	Марганец	ПМ	Залив Циволько, м. Поворотный	150, 179
III-9-2	Медь	ПМ	Залив Циволько	182, 183
III-9-3	Медь	МП	Залив Циволько	182, 183
III-9-4	Марганец	ПМ	Залив Циволько, южное побережье	150, 179
III-9-5	Золото	ММ	Гора Черная, зал. Циволько	47, 150, 179
III-9-6	Цинк, свинец	ПР	Гора Черная, зал. Циволько	102, 150, 179
III-9-7	Медно-железорудные	ПР	Гора Черная, зал. Циволько	102, 149, 179
III-9-8	Серебро	ПР	Западнее горы Черная (с Cu), зал. Циволько	47, 102, 150
III-9-9	Железо	ПР	Кут зал. Басова	179
IV-2-1	Конденсат и газоконденсат	МК/Н	Штокмановская площадь	166, 190
IV-7-1	Флюорит (флюс, химсырье)	ПР	Губа Гусиная, зал. Мелкий	149, 179

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-7-2	Цинк (свинец)	ПМ	Река Мелкая, среднее течение	149, 179
IV-7-3	Железо	ПР	Река Мелкая	160, 185
IV-7-4	Флюорит (флюс, химсырье)	ПР	Бухта Дровяная	149, 179
IV-7-5	Медь	ПМ	Река Промысловая	149, 169
IV-7-6	Флюорит (флюс, химсырье)	ПР	Ручей Безымянный, губа Митюшиха	149, 179
IV-7-7	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Ледник Мутафи, р. Промысловая	150, 179, 185
IV-7-8	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Гора Белая, р. Промысловая	150, 179
IV-7-9	Медно-цинковые	ПР	Ручей Пиристовый, р. Промысловая	149, 185
IV-7-10	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Губа Митюшиха, южный берег	150, 179
IV-7-11	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Река Мутная	47, 149
IV-7-12	Цинк, свинец	ПР	Гора Приметная	102, 149
IV-7-13	Цинк, свинец	ПР	Река Мутная	149, 173
IV-7-14	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Река Песцовая	142, 149
IV-7-15	Медно-цинковые	ПР	Гора Последняя, губа Митюшиха	102, 149
IV-7-16	Медно-цинковые	ПР	Мыс Запасова, губа Митюшиха	47, 102, 149
IV-7-17	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Озеро Моренкова	142, 149
IV-7-18	Цинк, свинец	ПМ	Ледник Кольцова	102, 142, 149
IV-7-19	Медно-цинковые	ПР	Гора Запасова, губа Митюшиха	47, 102, 149
IV-7-20	Железо	ПМ	Гора Последняя	102, 149
IV-7-21	Цинк (свинец)	ПМ	Река Епишкина	142, 149
IV-7-22	Железо	ПР	Река Епишкина	142, 149
IV-7-23	Цинк (свинец)	ПМ	Река Епишкина	142, 149
IV-7-24	Медно-цинковые	ПР	Гора Митюшев камень, губа Серебрянка	47, 102, 149
IV-7-25	Золото	ПР	Мыс Отвесный, губа Серебрянка	47, 102, 149
IV-7-26	Железо	ПМ	Гора Жданко	149, 191
IV-7-27	Цинк, свинец	ПР	Гора Вильчика, северный берег прол. Маточкин Шар	149, 153, 191
IV-7-28	Цинк, свинец	ПР	Гора Соперера, северный берег прол. Маточкин Шар	149, 153, 191

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-7-29	Цинк, свинец	ПР	Мыс Моржов, прол. Маточкин Шар	149, 191
IV-7-30	Цинк (свинец)	ПМ	Река Шалоник	149
IV-7-31	Цинк, свинец	ПР	Залив Енисей	149, 153
IV-7-32	Цинк, свинец	ПМ	Гора Крутая, западный склон	149
IV-7-33	Цинк, свинец	ПМ	Руч. Халькопиритовый, северный берег	149, 172
IV-7-34	Цинк, свинец	ММ	Река Шумилиха	149, 151
IV-7-35	Серебро	ПМ	Река Шумилиха, нижнее течение	149, 169
IV-7-36	Цинк (свинец)	ПМ	Река Журавлевка	149, 191
IV-7-37	Цинк (свинец)	ПМ	Ручей Халькопиритовый	149, 172
IV-7-38	Асбест	ПМ	Пролив Маточкин Шар	149, 173, 192
IV-7-39	Никель	ПМ	Северный берег прол. Маточкин Шар	149, 181
IV-8-1	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Озеро Долгое, северный берег	147, 149, 179
IV-8-2	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Озеро Долгое, южный берег	147, 149, 179
IV-8-3	Медь	ПР	Залив Незнаемый	149, 179
IV-8-4	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Река Малая, верховья	149, 179, 185
IV-8-5	Марганец	ПМ	Залив Хитрова	149, 179
IV-8-6	Серебро	ПМ	Гора Великая	149, 179
IV-8-7	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Гора Великая, южный склон	149, 179, 185
IV-8-8	Медь	ПМ	Залив Семенова	149, 179
IV-8-9	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Река Восточная Горная, верховья	149, 179, 185
IV-8-10	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Река Восточная Горная, верховья	142, 149, 179
V-6-1	Свинец, цинк	ПМ	Мыс Столбовой	135, 149
V-6-2	Цинк, свинец	ПМ	Река Панькова	149, 179
V-6-3	Цинк, свинец	ПР	Река Малая Безымянная, нижнее течение	162
V-6-4	Цинк, свинец	МК	Павловское, р. Безымянная, нижнее течение	162
V-6-5	Фосфорит	ПР	Ленобережье р. Безымянная	162
V-7-1	Серебро	ПМ	Северный берег прол. Маточкин Шар	149, 173, 181

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-7-2	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Водораздел р. Шумилиха и руч. Водопадный	149, 192
V-7-3	Золото	ПМ	Ручей Водопадный, прол. Маточкин Шар	149, 169
V-7-4	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Ручей Водопадный, правый склон	149, 192
V-7-5	Серебро	ПМ	Река Шумилиха, правый склон долины	149, 169
V-7-6	Медь	ПМ	Южный берег прол. Маточкин Шар	149, 181
V-7-7	Серебро	ПМ	Река Шумилиха, левый склон долины	149, 169
V-7-8	Асбест	ПМ	Пролив Маточкин Шар	149, 173, 192
V-7-9	Медь	ПМ	Южный берег прол. Маточкин Шар	149, 181
V-7-10	Цинк, свинец	ПМ	Река Тарасова	149, 192
V-7-11	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Река Тарасова, верховья	149, 192
V-7-12	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Губа Губина	149, 192
V-7-13	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Водораздел рек Чиракина и Песчанка	136, 149
V-7-14	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПР	Река Песчанка, верховья	136, 149
V-7-15	Цинк, свинец	ПР	Мыс Безымянный	162
V-7-16	Цинк, свинец	ПМ	Мыс Безымянный	162
V-7-17	Марганец	ПМ	Река Есипова	149, 179
V-7-18	Марганец	ПМ	Залив Брандта	149, 179
V-7-19	Цинк, свинец	ПР	Перья, оз. Ящик	162
V-7-20	Цинк, свинец	ПР	Река Есипова, верховья	162
V-7-21	Медь	ПМ	Река Безымянная, среднее течение	149, 179, 162
V-7-22	Медь	ПМ	Река Безымянная, среднее течение	149, 179, 162
V-7-23	Медь	ПР	Озеро Ящик	149, 179
V-7-24	Медь	ПМ	Река Безымянная, среднее течение	149, 179, 162
V-7-25	Марганец	ПМ	Река Светлая	149, 179
V-8-1	Марганец	ПМ	Пролив Маточкин Шар, м. Поперечный	149, 179

УКАЗАТЕЛЬ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ПО ДАННЫМ ШЛИХОВОГО И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ
К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Географическая привязка	Литературный источник
I-3-1	Титан	ОЛ	Сверный борт Центральный впадины	164
I-6-1	Титан	ОЛ	Адмиралтейская возв.	164
I-6-2	Цирконий	ОЛ	Адмиралтейская возв.	164
I-7-1	Титан	ОЛ	Западный склон Западно-Новоземельского желоба	164
II-4-1	Титан	ОЛ	Адмиралтейская возв.	164
II-8-1	Медь (халькопирит)	ОШ	Губа Катерная, зал. Мурман	150, 179
III-1-1	Титан	ОЛ	Центрально-Баренцевоморская возв.	Прив. впервые
III-3-1	Титан	ОЛ	Западный склон Адмиралтейской возв.	Прив. впервые
III-4-1	Титан	ОЛ	Адмиралтейская возв.	164
III-7-1	Никель, хром, кобальт	ОЛ	Ледник Шумный	150, 179
III-8-1	Медь (халькопирит)	ОШ	Залив Басова	150, 179
III-9-1	Медь (халькопирит)	ОШ	Залив Циволько	150, 179
IV-4-1	Титан	ОЛ	Южный склон Адмиралтейской возв.	164
IV-5-1	Титан	ОЛ	Южный склон Адмиралтейской возв.	164
IV-5-2	Цирконий	ОЛ	Южный склон Адмиралтейской возв.	164
IV-5-3	Титан	ОЛ	Западно-Новоземельский желоб	164
IV-7-1	Свинец, цинк (галенит, сфалерит)	ОШ	Река Мелкая	149, 185
IV-7-2	Свинец, цинк (галенит, сфалерит)	ОШ	Река Промысловая	149, 185
IV-8-1	Серебро	ОЛ	Пролив Гранта, зал. Незнаемый	149, 179

* Принятые сокращения. ОШ — ореол шлиховой, ОЛ — ореол литогеохимический.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Географическая привязка	Литературный источник
IV-8-2	Медь (халькопирит)	ОШ	Река Миллера	179
IV-8-4	Вольфрам (шеселит)	ОШ	Залив Тырнова	149, 179
IV-8-5	Вольфрам (шеселит)	ОШ	Река Носилова	149, 179
V-1-1	Титан	ОЛ	Западный борт Центральной впадины	Прив. впервые
V-4-1	Титан	ОЛ	Северо-западный склон Гусиной банки	164
V-6-1	Титан	ОЛ	Залив Моллера—мыс Сухой Нос	164
V-7-1	Свинец, цинк (галенит, сфалерит)	ОШ	Река Шуминиха	149, 192
V-7-2	Вольфрам	ОЛ	Река Есипова	149, 179
V-7-3	Цинк, серебро	ОЛ	Водораздел рек Есипова и Светлая	149, 179
VI-3-1	Титан	ОЛ	Северный склон Гусиной банки	Прив. впервые
VI-7-1	Цинк	ОЛ	Река Красная	149, 179

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аветисов Г. П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб., ВНИИОкеангеология, 1996. 185 с.
2. *Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А.* Четвертичная геология материковых окраин. М., Недра, 1986. 243 с.
3. *Андреева И. А., Бондарев В. И.* Нижний—средний палеозой центральной части Новой Земли. — В кн.: Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя Арктических районов СССР. Л., ПГО «Севморгеология», 1983, с. 5—15.
4. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время/А. А. Аксенов, Н. Н. Дунаев, А. С. Ионин и др. М., Наука, 1987. 278 с.
5. *Армишев А. М., Десятков В. М.* Результаты поисковых работ на о. Белый Карского моря. — В кн.: Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа. СПб., ВНИИОкеангеология, 1993, с. 75—77.
6. *Ассиновская Б. А.* Сейсмичность Баренцева моря. М., РАН, Нац. Геофиз. комитет, 1994. 128 с.
7. *Астафьев О. В.* Геологические предпосылки выявления залежей углеводородов в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Приновоземельского шельфа. — В кн.: Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). СПб., ВНИИОкеангеология, 1993, с. 37—43.
8. *Астафьев О. В., Шубин С. Н.* Структура, история развития и перспективы нефтегазоносности Приновоземельско-Адмиралтейской зоны. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность шельфа морей СССР. Рига, ВПИИМоргео, 1989, с. 34—42.
9. *Астахов В. И.* Новые данные о деятельности позднелайстоценовых Карских ледников Западной Сибири. — В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск, Тр. ИГиГ СО РАН СССР, 1981, вып. 494, с. 39—41.
10. Баренцевская шельфовая плита/Под ред. И. С. Грамберга. Л., Недра, 1988. 263 с.
11. *Басков Е. А., Неизвестная Я. В., Суриков С. И.* Гидрогеологические структуры акватории. — В кн.: Основные типы гидрогеологических структур СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1974, с. 86—88.
12. *Богданов Н. А., Хаин В. Е., Шипилов Э. В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона. — ДАН, 1997, т. 357, с. 511—515.
13. *Большаков Д. Ю., Макеев В. М.* Архипелаг Северная Земля — оледенение, история развития природной среды. Гидрометеоздат, 1995. 217 с.
14. *Бондарев В. И., Ершов Ю. П., Ипатов Б. С., Андреева И. А.* История тектонического развития Северного острова Новой Земли. — В кн.: Геология и стратиграфия Новой Земли. Л., НИИГА, 1979, с. 5—17.
15. *Бро Е. Г.* Нефтегазоносные комплексы в палеозойских и мезозойских отложениях на шельфе Баренцева моря. — В кн.: Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). СПб., ВНИИОкеангеология, 1993.
16. *Верба М. Л.* Структура верхней части земной коры Баренцевского шельфа. — В кн.: Структура земной коры Мирового океана. Л., 1984, с. 46—58.
17. Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном/Под ред. В. М. Котлякова, М. Г. Гросвальда. М., Наука, 1987. 248 с.
18. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967. 212 с.
19. Геология СССР. Острова Советской Арктики. Т. 26. Геологическое описание. М., Недра, 1970. 548 с.
20. Геология и стратиграфия Новой Земли. Л., НИИГА, 1979. 113 с.
21. Геология Южного острова Новой Земли. Л., ПГО «Севморгеология», 1982. 139 с.
22. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики/Под ред. И. С. Грамберга и Ю. Е. Погребницкого. Л., Недра, 1984. 280 с.
23. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики/В. П. Гаврилов, Ю. Ф. Федоровский, Ю. А. Тронов и др. М., Недра, 1993. 323 с.
24. Гидрогеология СССР. Сводный том в пяти выпусках. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1976. 656 с.
25. *Гриценко И. И., Крапивнер Р. Б.* Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона: осадочные (седиментационные) сеймостратиграфические комплексы и их вещественный состав. — В кн.: Новейшие отложения и палеогеография северных морей/ Под ред. Г. Г. Матишова. Апатиты, ММБИКНЦ АН СССР, 1989, с. 28—45.
26. *Гросвальд М. Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М., Наука, 1983. 216 с.
27. *Гудкова А. К., Комарицкий В. М.* Нефтегазоносность южной части Баренцева и Карского шельфов. — В кн.: Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). СПб., ВНИИОкеангеология, 1993, с. 5—16.
28. *Гуревич В. И., Яковлев А. В.* Железисто-марганцовистые корки и конкреции Карского моря. — В кн.: Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб., ВНИИОкеангеология, 1993, с. 97—111.
29. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
30. *Данилов И. Д.* Палеогеография Арктического шельфа Евразии и прилегающих долин в позднем КЗ. — В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М., Наука, 1984, с. 22—28.
31. *Данилов И. Д.* Ритмостратиграфия как основа расчленения новейших отложений арктических морей. — В кн.: Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М., Наука, 1992, с. 21—29.
32. *Дружинина Н. И., Мусатов Е. Е.* Новые данные по микропалеонтологии и сейсмостратиграфии донных отложений Баренцева моря. — Геологический журнал АН Украины, 1992, № 9, с. 76—85.
33. *Дунаев Н. И., Ионин А. С., Никифоров С. Л.* и др. Строение и развитие Новоземельских бухт в связи с проблемой позднелайского оледенения. — В кн.: Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М., Наука, 1990, с. 94—103.
34. *Зайонц И. Л., Демус С. И., Федоров В. В.* Стратиграфия кайнозоя севера Западной Сибири. — В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., ПГО «Севморгеология», 1986, с. 90—99.
35. *Зайцев И. К.* Принципы гидрогеологического районирования и типизации гидрогеологических структур. — В кн.: Основные типы гидрогеологических структур СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1974, с. 5—9.
36. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Основы структурно-гидрогеологического районирования. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, т. 101, с. 5—35.
37. *Зархидзе В. С.* Новейший этап развития Арктического шельфа. — В кн.: Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., Наука, 1985, с. 58—65.
38. *Зархидзе В. С., Мусатов Е. Е.* Основные этапы развития Западной Арктики в позднем кайнозое. — В кн.: Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1989, с. 123—140.

39. Захаров М. С., Неизвестнов Я. В. Инженерная геология горно-складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы. Урало-Пайхойско-Новоземельский пояс. Л., ЛГИ, 1987. 66 с.
40. Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
41. Зубаков В. А. Глобальные климатические события неогена. Л., Гидрометеиздат, 1990. 223 с.
42. Кийко О. А., Погребов В. Б. Концентрации тяжелых металлов, стойких органических соединений и радионуклидов в бентосе Западно-Арктического шельфа России. — В кн.: Геохимия биосферы. (Тез. докл.). Новороссийск, 1994, с. 56—57.
43. Кийко О. А., Погребов В. Б. Бентос района Штокмановского газоконденсатного месторождения: оценка состояния в целях экологического мониторинга. — В кн.: Освоение шельфа арктических морей России. (Тез. докл. Втор. междунар. конф.). СПб., 1995, с. 369—370.
44. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960. 365 с.
45. Комарницкий В. М., Сапожников Е. А., Устинов Н. В. Трапповые тела в осадочной толще Восточно-Баренцево-Карского шельфа. СПб., ВНИИОкеангеология, 1993, с. 55—62.
46. Комарницкий В. М., Шипилов Э. В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря. — ДАН, 1991, т. 320, № 5, с. 1203—1206.
47. Кораго Е. А., Ильин В. Ф., Ковалева Г. Н. Особенности минерализации Новой Земли. — Сов. геология, 1986, № 6.
48. Кораго Е. А., Чухонин А. П. Гранитоидные формации Новой Земли. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, № 10, с. 28—35.
49. Кординов А. А. Осадки Карского моря. Л., НИИГА, 1953. 104 с.
50. Крапивнер Р. Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печора от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы. — В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976, с. 90—141.
51. Крапивнер Р. Б., Гриценко И. И., Костюхин А. И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцево-Карского региона. — В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., ПГО «Севморгеология», 1986, с. 7—14.
52. Крапивнер Р. Б., Гриценко И. И., Костюхин А. И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцево-Карского региона. — В кн.: Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М., Наука, 1988, с. 103—124.
53. Красножен А. С., Барановская О. Ф., Зархидзе В. С., Малясова Е. С. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое. — В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., ПГО «Севморгеология», 1986, с. 23—26.
54. Кузнецов А. П. Закономерности распределения пищевых группировок донных беспозвоночных в Баренцевом море. — Тр. Ин-та океанологии, 1970, т. 88, с. 5—80.
55. Кузнецов А. П. Экология донных сообществ шельфовых зон Мирового океана. М., Наука, 1980. 244 с.
56. Ласточкин А. Н. Подводные долины северного шельфа Евразии. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, вып. 5, с. 412—417.
57. Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., Недра, 1978. 248 с.
58. Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ. Л., Недра, 1987. 256 с.
59. Ласточкин А. Н. Рельеф земной поверхности (принципы и методы статической геоморфологии). Л., Недра, 1991. 346 с.
60. Лисицын А. П. Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону, Рост. ун-т, 1982, с. 3—59.
61. Лопатин Б. Г., Мусатов Е. Е. Сейсмостратиграфия неоген-четвертичных отложений Западно-Арктического шельфа. — Сов. геология, 1992, № 6, с. 56—61.
62. Малаховский Д. Б., Федоров Б. Г. О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы. — В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфе и история речных долин. М., Наука, 1984, с. 134—140.
63. Маловицкий Я. П., Мартиросян В. Н., Федоровский Ю. Ф. Геолого-геофизическая изученность и нефтегазосность дна Баренцева и Печорского морей. — Разведка и охрана недр, 1998, № 4—5, с. 8—12.
64. Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. Л., Наука, 1984. 176 с.
65. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г. и др. Радионуклиды на Кольском полуострове, Новой Земле, Земле Франца-Иосифа и в Баренцевом море. Препринт, РАН. Апатиты, 1992. 67 с.
66. Матишов Д. Г. Радионуклиды в донных осадках, биоте шельфа и побережий Баренцева моря. Результаты радиологических наблюдений, проведенных ММБИ в 1991—1992 гг. Препринт, РАН. Апатиты, 1993. 33 с.
67. Меннер В. В., Гладенков Ю. Б. К детальной стратиграфической шкале. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1986, № 11, с. 5—17.
68. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л., Недра, 1984. 269 с.
69. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков/Сост. В. И. Гуревич. Л., ПГО «Севморгеология», 1986. 18 с.
70. Методические указания. Методы отбора, обработки и концентрирования проб морской воды, льда и снежного покрова в условиях полярных экспедиций. РД 52.17.262-90. — М., Госкомитет СССР по гидрометеорологии, 1990. 77 с.
71. Мусатов Е. Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое. — Геоморфология, 1989, № 3, с. 76—84.
72. Мусатов Е. Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа. — Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1990, № 5, с. 20—27.
73. Мусатов Е. Е., Мусатов Ю. Е. К проблеме происхождения фиордов (на примере Западной Арктики). — Бюл. МОИП, отд. геол., 1992, т. 67, вып. 3, с. 28—33.
74. Мусатов Е. Е., Мусатов Ю. Е. Морфоструктура зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарцацкого желобов. — Вестник СПбУ, сер. 7 «Геология, география», 1992, вып. 1, с. 51—59.
75. Мусатов Е. Е. Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. — Океанология, 1996, т. 36, № 3, с. 444—450.
76. Неизвестнов Я. В. Мерзлотно-гидрогеологические условия Новоземельского антиклинория. — Реф. сб. Инженерные изыскания в строительстве. Сер. II, вып. 3 (21), М., ЦИНИС Госстроя СССР, 1973, с. 59—62.
77. Неизвестнов Я. В. Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа. — В кн.: Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., Недра, 1983, с. 182—185.
78. Неизвестнов Я. В. Региональная гидрогеохимия артезианских бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Прогнозы и реальность. — В кн.: Проблемы изучения химического состава подземных вод. СПб., ГТИ, 1997, с. 35—38.
79. Неизвестнов Я. В., Обидин К. И., Толстихин И. И., Толстихин О. Н. Гидрогеологическое районирование и гидрогеологические условия Советского сектора Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., 1971, с. 92—105.
80. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водосмывов. М., Главрыбвод, 1990. 44 с.
81. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы/Редакторы Е. Ф. Безматерных, Б. В. Сенин, Э. В. Шипилов. Мурманск, ИПП Север, 1993. 184 с.
82. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики/Редакторы И. С. Грамберг, Ю. Н. Кулаков. Л., Недра, 1983. 263 с.
83. Павленкин А. Д., Дараган-Сущева Л. А., Казанин Г. С. Результаты сейсмических работ методом ШГСП на больших базах в Баренцевом море. (Международ. Геофиз. конфер. и выставка SEG-EAGO). М., EAGO, 1993, (Сб. рефер., № 2).

84. Петров В. С., Ильин Г. В., Фролова Е. А. Комплексная оценка воздействия нефтегазоразведочных работ с плавуших буровых платформ на природную среду Баренцева моря по данным многолетнего мониторинга. — В кн.: Арктические моря: биоиндикация состояния среды, биотестирование и технология деструкции загрязнения. Апатиты, КНЦ РАН, 1993, с. 136—152.
85. Петрова В. И., Даношевская А. И., Канев А. С. Геохимический мониторинг донных осадков Мирового океана. — В кн.: Комплексное изучение загрязнения Мирового океана в связи с освоением его минеральных ресурсов. Л., ПГО «Севморгеология», 1989, с. 48—53.
86. Пovyшева Л. Г., Устрицкий В. И. Пермские отложения Новой Земли. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996, т. 4, № 5.
87. Поляк Л. В. Новые данные о миграциях фораминифер в связи с условиями осадконакопления на Баренцево-Карском шельфе. — В кн.: Кайнозойские морские осадконакопление и рудогенез. Л., ПГО «Севморгеология», 1984, с. 39—46.
88. Полякова Е. Н., Данилов И. Д. Миоцен Крайнего Севера Западной Сибири (полуостров Ямал). — Докл. АН СССР, 1989, т. 308, № 2.
89. Пучков В. Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов. — Геотектоника, 1996, № 5, с. 66—75.
90. Самойлович Ю. Г., Казан Л. Я., Иванова Л. В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты, КНЦ РАН, 1993. 75 с.
91. Сейсмическая стратиграфия. Т. 1—2/Р. Е. Шерифф, А. П. Грегори, П. Р. Вейл и др. М., Мир, 1982. 846 с.
92. Семенов И. Н. Фораминиферы большеземельской серии и некоторых горизонтов плиоцена бассейна р. Белой. — В кн.: Стратиграфия плиоценовых и плейстоценовых отложений Предуралья. Уфа, 1975, с. 34—43.
93. Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, Кн. изд-во, 1989. 176 с.
94. Слауцитайс И. П., Гуревич Е. Л. Палеомагнитный разрез верхнепермских и нижнетриасовых отложений полуострова Адмиралтейства (остров Новая Земля). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, № 1, с. 102—111.
95. Слободин В. Я., Таманова С. В. Комплексы фораминифер из донных отложений Карского моря и их значение для изучения режима новейших движений. — В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., НИИГА, 1972, с. 23—35.
96. Соборнов К. О. Структурные сегменты Уральского пояса надвигов и его нефтегазоносность. — Геология нефти и газа, 1996, № 3.
97. Соседков В. С., Сурков Ю. Н. Региональная сейсмостратиграфия мезозоя севера Западной Сибири. — В кн.: Сейсморазведка для литологии и стратиграфии. Тюмень, 1985, с. 30—41.
98. Спиридонов М. А. Картирование четвертичных осадков шельфа. — В кн.: XII Конгресс INQUA: итоги и перспективы. М., Наука, 1991, с. 148—154.
99. Старовойтов А. В., Спиридонов М. А., Рыбалко А. Е., Москаленко П. Е. Формирование молодого осадочного покрова юго-восточной части Баренцева моря. — В кн.: Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей. (Тез. докл. II Всес. конф.). Мурманск, КФ АН СССР, 1987, с. 105—107.
100. Суздальский О. В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., Наука, 1976. 111 с.
101. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Наука, 1981. 143 с.
102. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли/Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, В. Ф. Ильин, Л. Г. Павлов. СПб., Недра, 1992. 196 с.
103. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка/Под ред. Н. А. Богданова, В. Е. Хаина. М., Картография, 1996. 94 с.
104. Тимофеева Т. Н. Девонский мафитовый магматизм Новой Земли. Автореф. канд. дис. Л., 1988. 17 с.
105. Толстихин Н. И. Пояс артезианских бассейнов Арктики. — В кн.: Мерзлотно-гидротермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М., Наука, 1967. 18 с.
106. Трофимов В. Т., Баду Ю. В., Кудряшов В. Г., Фирсов Н. Г. Полуостров Ямал. Инженерно-геологический очерк. М., МГУ, 1975. 279 с.
107. Устрицкий В. И. Пермский этап развития Новой Земли. — В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л., 1977, с. 41—54.
108. Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра. — Геотектоника, 1985, № 1, с. 51—61.
109. Филатова Э. А., Зенкевич Л. А. Количественное распределение донной фауны Карского моря. — Тр. Всесоюзн. гидробиол. об-ва, 1957, т. 8, с. 3—67.
110. Хмелевский И. Ф. Температура снега, фирна и льда. — Мат-лы гляц. исслед., 1964, вып. 1, 2. М., ИГ АН СССР.
111. Черкесов О. В., Касаткина Е. А. Граница между пермью и триасом на Новой Земле. — В кн.: Новая Земля на ранних этапах геологического развития. Л., ПГО «Севморгеология», 1984, с. 122—125.
112. Черкесова С. В. Новая Земля и Вайгач. — В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 1. М., Недра, 1973.
113. Чочиа Н. Г., Евдокимов С. П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири. Саранск, Мордовский ун-т. 248 с.
114. Шипилов Э. В. Южно-Карский сегмент Азиатско-Арктической континентальной окраины: строение, развитие и влияние на смежные платформы, нефтегазоносность. — В кн.: Тектоника Азии. М., ГЕОС, 1997, с. 255—257.
115. Шипилов Э. В., Моссур А. П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря. — Геотектоника, 1990, № 1, с. 90—97.
116. Шипилов Э. В., Моссур А. П. Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона. — Известия АН СССР, сер. геол., 1990, № 10, с. 112—122.
117. Шипилов Э. В., Сенин Б. В. Глубинное строение дна Баренцева моря. — Геотектоника, 1988, № 6, с. 96—100.
118. Шипилов Э. В., Сенин Б. В. Основные черты развития структуры Западно-Арктической метаплатформы. — В кн.: Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Мурманск, ИНН Север, 1993, с. 171—180.
119. Шипилов Э. В., Юнов А. Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря. — ДАН, 1995, т. 342, № 1, с. 87—88.
120. Юнов А. Ю., Боголепов А. К., Свистунов Ю. М., Мурзин Р. Р. Основные черты тектоники северо-восточной части Баренцево-Карского шельфа. — В кн.: Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., ПГО «Севморгеология», 1985, с. 5—10.
121. Юнов А. Ю., Шипилов Э. В. Черносланцевый сейсмостратиграфический комплекс верхней юры восточной части Баренцева моря. — Геология морей и океанов, 1992, т. 2, с. 143—144.
122. Юшкин Н. П., Тимошин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южноновоземельского антиклинория. Препринт. Сыктывкар. Тр. Коми ФАН СССР, 1975, вып. 6. 48 с.
123. Яхимович В. Л., Зархидзе В. С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Уфа, ИГ БНЦ УрО АН СССР и ВУЧК, 1990. 27 с.
124. Яшин Д. С., Мельницкий В. Е., Кириллов О. В. Строение и вещественный состав донных отложений Баренцева моря. — В кн.: Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., ПГО «Севморгеология», 1985, с. 101—115.
125. Circumpolar map of Quaternary deposits of the Arctic/Zarkhidze V. S., Fulton R. G. et al. — Geol. Surv. of Canada, map 1818A, 1991, sheet 1.
126. Drewry D. J. Glacial geologic processes. — Oxford, Edward Arnold Publishers, Ltd., 1986. 286 p.

127. Fairbridge R. W. Eustatic changes in Sea Level. — Phys. Chem. Earth, 1961, № 4, p. 99—185.
128. Gerlach S. A. Marine pollution diagnostics and therapic. 1981. 380 p.
129. Gurevich V. Recent sedimentogenesis and environment on the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo, Norsk Polarinstittutt, 1995. 92 p.
130. Ivanova N. M. Prospective Palaeozoic reefs in the southern part of the Barents Sea Shelves. — Petroleum Geoscience, 1997, vol. 3, p. 153—160.
131. Ohta Y. Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determinations. — Norsk Geologisk Tidsskrift, Oslo, 1992, vol. 72, p. 1—5.
132. Pogrebov V. B., Galisova V. V. et al. Ecological state of the Barents and Kara Sea benthos: results of investigations of 1991—1994. — Nature Condit. of the Kara and Barents Seas: Abstr. St. Petersburg, 1995, p. 16 (Biology).
133. Pogrebov V. B., Kiyko O. A. Long-term changes in benthic communities of the Barents Sea: status comparisons for the last 60 years. — Long-term Changes in Mar. Ecosystems: Abstr. Arcachon, 1995, p. 68—69, a.
134. Zarchidze V. S., Musatov E. E., Generalov P. P. Norwegian, Barents and Kara Seas. Cenozoic. — In: Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic/Eds. M. N. Alekseev, I. S. Gramberg, Yu. M. Pustcharovsky. G. B., Robertson Group Plk., 1991, vol. 2, p. 13.18—13.35, 6.

Фондовая

135. Ансит Э. В., Николаева Г. Г. Геологическое строение острова Новой Земли между 73° и 73°50' с. ш. Л., НИИГА, 1950.
136. Ансит Э. В., Николаева Г. Г. Геологическое строение бассейнов рек Чиракина и Песчанки (Южный остров Новой Земли). Л., НИИГА, 1954.
137. Афанасьев В. В., Смирнов В. М., Горбенко В. В. и др. Космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 500 000 островов Вайгач и Новая Земля. М., НПО «Аэрогеология», 1988.
138. Бекетов В. М. и др. Изучить условия нефтегазообразования в осадочном чехле Баренцева моря с целью раздельного зонального анализа нефте- и газоносности. СПб., ВНИГРИ, 1992.
139. Боголепов А. К., Балина Н. В., Башмакова Л. С. и др. Составление сводных геолого-геофизических карт Баренцево-Карского региона (объект 115-109 133). Мурманск, МАГЭ, 1986.
140. Бондарев В. И., Андреева И. А., Ершов Ю. П. Расчленение и корреляция разнофациальных толщ палеозоя Новой Земли и сопредельных территорий. Л., НИИГА, 1979.
141. Бондарев В. И., Соболев Н. Н., Андреева И. А. и др. Стратиграфия и условия образования черносланцевых формаций на Новой Земле. Л., ВНИИОкеангеология, 1985.
142. Бондарев В. И., Черкесова С. В., Дундо О. П. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листов S-40-XIX, S-40-XX и S-40-XXI (район губы Митюшичи—зал. Мета на Новой Земле). Л., НИИГА, 1956.
143. Бро Е. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла на шельфах Баренцева и Карского морей. СПб., ВНИИОкеангеология, 1993.
144. Верба М. Л., Волк В. Э., Верба В. В. и др. Атлас геолого-геофизических карт Баренцево-Карского шельфа. Л., ВНИИОкеангеология, 1987.
145. Виноградов А. В. Составление сейсмостратиграфической схемы платформенного чехла Карского региона. Мурманск, МАГЭ, 1989.
146. Виноградов А. В., Батурич Д. Г. и др. Составление опорных геолого-геофизических разрезов Баренцево-Карского региона. Мурманск, МАГЭ, 1984.
147. Геологическое строение озера Башмак и кварцевые хрусталеносные жилы района озера Долгого (Северный остров Новой Земли)/А. В. Лоскутов, Б. Б. Мариенгоф, Г. Б. Мюллербек, А. Г. Смирнов. Л., НИИГА, 1954.

148. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-39-XXXV, XXXVI; S-40-XXXI, XXXII; R-39-III, IV; R-39-V, VI; R-40-I, II (вторая группа)/А. С. Красножен, В. Ф. Непомилуев, Л. Г. Павлов, Г. Е. Черняк. Под ред. Е. А. Кораго. Л., ПМГРЭ, 1988.
149. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-39-XXIII, XXIV; S-39-XXIX, XXX; S-40-XIX, XX; S-40-XXI, XXII; S-40-XXV, XXVI; S-40-XXVII, XXVIII (третья группа)/А. С. Красножен, В. Ф. Непомилуев, Л. Г. Павлов, Г. Е. Черняк. Под ред. Е. А. Кораго. Л., МПГРЭ, 1990.
150. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-40-III, IV; S-40-VII, VIII; S-40-IX, X; S-40-XIII, XIV; S-40-XVII, XVIII (четвертая группа)/Г. Ф. Труфанов, Г. Е. Черняк, Л. Г. Павлов, В. Ф. Непомилуев, А. С. Красножен. Под ред. Е. А. Кораго. Л., ПМГРЭ, 1990.
151. Гуков Ф. К. Отчет о результатах разведочных работ на рудном месторождении р. Шумилихи в районе пролива Маточкин Шар (Новая Земля). Л., НИИГА, 1954.
152. Гуревич В. И. Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. СПб., 1993. Фонды ВНИИОкеангеология.
153. Демюкидов К. К., Романович Б. С., Глебовский Ю. С. Отчет о работе экспедиции № 14 в районе пролива Маточкин Шар (остров Новая Земля) за 1947 г. Л., НИИГА, 1948.
154. Евсюков В. Г., Винниковский В. С. Анализ и обобщение результатов геологоразведочных работ по региону деятельности ПО АМНГР с целью выработки ежегодных рекомендаций по размещению полевых геофизических исследований и бурения. Мурманск, АМНГР КТЭ, 1989.
155. Евсюков В. Г. Обработка материалов бурения параметрических и поисковых скважин на шельфе «Советской Арктики» (скважина Лудловская-1). Мурманск, ПО «Арктикоморнефтегазразведка», 1991.
156. Евсюков В. Г. Обобщение материалов бурения скважины 1 Ленинградской площади. Мурманск, КТЭ «Арктикоморнефтегазразведка», 1991.
157. Зархидзе В. С., Кошелева В. А., Красножен А. С. и др. Провести реконструкцию палеозоологических обстановок в кайнозое и дать прогноз развития экосистем Баренцево-Карского шельфа (отчет по теме 175). СПб., ВНИИОкеангеология, 1994.
158. Зархидзе В. С. и др. Легенда Баренцево-Северокарской серии листов Госгеолкарты РФ-1000/Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб., фонды ВНИИОкеангеология, 1998.
159. Иванова Н. М., Батурич Д. Г., Виноградов А. В. и др. Региональные комплексные профильные геофизические исследования в Карском и Баренцевом морях в 1983—1985 гг. Мурманск, МАГЭ, 1986.
160. Ильин В. Ф., Матвеев В. П., Платонов Е. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000). Ломоносов, ПМГРЭ, 1990.
161. Кавун М. М. и др. Результаты тематических работ по обобщению и переинтерпретации сейсмических материалов шельфа Баренцева и Карского морей в 1992—1994 гг. Мурманск, МАГЭ, 1994.
162. Каленич А. П., Павлов Л. Г., Загайный А. К. и др. Отчет о результатах подготовки геохимической основы для геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 в бассейне реки Безымянной Новой Земли в 1990—1992 гг. Ломоносов, ПМГРЭ, 1992.
163. Кармелев А. А. и др. Авиадесантная гравиметрическая съемка I класса Роговско-Тайнинского района Новой Земли в 1988 г. Л., ПМГРЭ, 1989.
164. Касабов Ю. А., Степанов Н. И., Стрелков С. Ф. Геологическая съемка Приновоземельского шельфа Баренцева моря в масштабе 1 : 1 000 000 (листы S-39, 40; T-39, 40). Мурманск, МАГЭ, 1990.
165. Кийко О. А. Донные сообщества Баренцева моря и прилежащих акваторий: картирование и описание в целях экологического мониторинга. — Дис. на соиск. уч. степени. к.б.н. СПб., 1997. 123 с.
166. Комарницкий В. М., Евсюков В. Г., Устинов Н. В. Обобщение материалов поискового бурения по скв. 1 Штокманской площади. Мурманск, ПО «Арктикоморнефтегазразведка», 1989.

167. Комплект карт геологического содержания масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 архипелага Новая Земля и объяснительная записка к ним. Ломоносов, ПМГРЭ, 1998.
168. *Костин Д. А.* и др. Геологическая съемка шельфа южной части Карского моря в масштабе 1 : 1 000 000 (листы S-40, 41, 42). Мурманск, МАГЭ, 1995.
169. *Куварзин А. И., Стоянов С. П., Туринге А. П.* Отчет по поискам пьезокварца и полиметаллического оруденения в средней части южного побережья пролива Маточкин Шар. Л., НИИГА, 1954.
170. *Лившиц Ю. А., Красильщиков А. А., Волк В. Э.* и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Баренцева моря. Т. 177. Л., НИИГА, 1975. Фонды ВНИИОкеангеология.
171. *Месежников М. С.* и др. Разработка корреляционных стратиграфических схем нефтегазоносных комплексов верхнего палеозоя и мезозоя севера европейской части СССР и Сибири на основе анализа соотношений литостратиграфических и биостратиграфических подразделений. Л., ВНИГРИ, 1978.
172. *Митич Г. Б.* Геологический отчет о работах маршрутной геолого-поисковой партии Новоземельской экспедиции в 1952 г. в районе средней части пролива Маточкин Шар (Переузье). Л., НИИГА, 1953.
173. *Мутафи Н. Н.* Отчет Матшарской геолого-поисковой партии Новоземельской экспедиции. Л., ВАИ, 1934.
174. *Неизвестнов Я. В., Андреев О. А., Мельнички В. Е.* Инженерно-геологическое описание Новоземельского антиклинария Урало-Новоземельской складчатой области и северной части Западно-Сибирской плиты в пределах шельфа и островов Карского моря. Т. 108. Л., НПО «Севморгеология», 1974. Фонды ВНИИОкеангеология.
175. *Неизвестнов Я. В., Бро Е. Г., Гинсбург Г. Д.* и др. Типизация морских артезианских бассейнов Арктики по комплексу гидрогеологических показателей нефтегазоносности. Т. 77. Л., НИИГА, 1977. Фонды ВНИИОкеангеология.
176. *Неизвестнов Я. В., Зархидзе В. С., Постнов И. С.* Инженерно-геологическое описание Баренцево-Карской плиты с Предновоземельским прогибом и северной части Восточно-Европейской платформы в пределах шельфов и островов Белого, Баренцева и Печорского морей. Т. 108. Л., НПО «Севморгеология», 1974. Фонды ВНИИОкеангеология.
177. *Павлов Л. А., Матигоров А. А., Устинов Н. В.* и др. Отчет о результатах бурения скважины № 1 на Русановской площади. Мурманск, КТЭ «Арктикоморнефтегазразведка», 1988.
178. *Павлов Л. Г., Бурский А. З., Ильин В. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000). Ломоносов, АКГГЭ ПГО «Севморгеология», 1981.
179. *Павлов Л. Г., Ильин В. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000). Ломоносов, ПМГРЭ, 1986.
180. *Петрова В. И., Батова Г. И.* Выявить региональные особенности органико-геохимических аномалий в донных отложениях акваторий Западно-Арктического региона (в нефтепоисковых и экологических целях). СПб., 1996. Фонды ВНИИОкеангеология.
181. *Романович Б. С.* Геологическое строение района центральной части пролива Маточкин Шар. Л., НИИГА, 1952.
182. *Романович Б. С., Голованов Н. П., Ушаков В. И.* Геологическое строение восточного побережья Новой Земли от залива Циволько до залива Течений. Л., НИИГА, 1954.
183. *Романович Б. С., Голованов Н. П., Ушаков В. И.* Геологическое строение восточного побережья Новой Земли от залива Циволько до залива Течений. Листы T-43-XXXI, XXXII; S-40-XI, XII, XVII, XVIII; S-41-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII. Л., НИИГА, 1964.
184. *Скоробогатько А. В., Захаренко В. С., Балаша Н. В.* и др. Отчет по опытно-методической геологической съемке шельфа масштаба 1 : 1 000 000 южной части Баренцева моря в 1982—1986 гг. (лист R-38). Мурманск, МАГЭ, 1986.
185. *Смирнов В. Н., Войцеховский В. Н., Дитман Р. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые рек Восточной, Промысловой и Мелкой на Северном острове Новой Земли. Л., НИИГА, 1956.
186. *Соболев Н. Н., Зархидзе В. С., Лазаренко Н. П.* и др. Разработка стратиграфических схем палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью обеспечения геологосъемочных, инженерно-геологических, поисковых работ на Западно-Арктическом шельфе (отчет по теме № 918). Л., ВНИИОкеангеология, 1993.
187. *Соболев Н. Н.* Изучить верхнепалеозойские отложения Баренцевоморского бассейна. СПб., ВНИИОкеангеология, 1993.
188. *Соболева О. Б.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 архипелага Новая Земля в 1982—1986 гг. Ломоносов, ПГО «Севморгеология», 1987.
189. *Супруненко О. И., Бро Е. Г., Евдокимова Н. К.* и др. Подготовить атлас геолого-геофизических карт континентального шельфа России для оперативного анализа нефтегазоносности, выбора направлений работ и объектов лицензирования. СПб., ВНИИОкеангеология, 1997.
190. *Таныгин И. А.* и др. Количественная оценка величины и анализ структуры запасов и ресурсов нефти, газа и конденсата Баренцева моря на 1.01.93 г. Мурманск, АМНГР, 1994.
191. *Токарев В. А.* Геология и полезные ископаемые района средней части пролива Маточкин Шар на Новой Земле. Л., НИИГА, 1951.
192. *Швыряева В. В., Гуцин Ю. Д., Швыряев Ю. Т.* Геологическое строение района, расположенного между проливом Маточкин Шар и заливом Брандта (отчет за 1953 г. по съемке масштаба 1 : 200 000 партии № 3 экспедиции № 86). Л., НИИГА, 1954.
193. *Шкарубо С. И., Иванова П. М.* и др. Региональные комплексные геолого-геофизические работы на Шпицбергенском шельфе в 1989—1992 гг. Мурманск, МАГЭ, 1993.
194. *Шульга Ю. Д., Пovyшева Л. Г.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 северной части Рогачевско-Тайнинского района Новой Земли. Ломоносов, ПМГРЭ, 1991.
195. *Щеколдин Р. А., Платонов Е. Г.* Разработка и корреляция стратиграфических схем среднего и верхнего палеозоя для целей геологического картирования на архипелаге Новая Земля. Л., ВНИИОкеангеология, 1988.
196. *Юнов А. Ю.* и др. Оценка прогнозных ресурсов (по состоянию на 1.01.88 г.). Нефтегазогеологическое и геолого-экономическое районирование шельфов арктических морей и разработка основных направлений нефтегазопроисковых работ на XIII и XIV пятилетки. Мурманск, ПГО «Союзморгео», 1990.
197. *Ivanova N. M.* et al. Carbonate tie survey. Interpretation of seismic data from disputed zone to Pechora sea. Sevoteam report 01-93. Murmansk—Oslo, march 1993.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>С. И. Шкарубо</i>	3
Сейсмографическая основа расчленения чехла на шельфах. <i>С. И. Шкарубо</i>	8
Стратиграфия	15
Протерозой. <i>Б. Г. Лопатин, В. В. Орго, С. И. Шкарубо</i>	15
Нижний рифей	16
Протерозой нерасчлененный	16
Палеозой. <i>В. В. Орго, Б. Г. Лопатин, С. И. Шкарубо</i>	16
Кембрийская система	18
Верхний кембрий—нижний ордовик	19
Ордовикская система	20
Кембрий (?)—силур	21
Верхний ордовик—нижний силур	21
Силурийская система	22
Силур—нижний девон	24
Девонская система	25
Верхний девон—карбон	28
Каменноугольная система	29
Нижний—средний палеозой нерасчлененный	30
Карбон—пермь	31
Пермская система	32
Палеозой нерасчлененный	35
Верхняя пермь—нижний триас	35
Мезозой. <i>Б. Г. Лопатин, И. А. Таныгин</i>	36
Триасовая система	36
Юрская система	41
Верхняя юра—нижний мел	43
Меловая система	43
Верхний мел—палеоцен	48
Кайнозой. <i>Е. Е. Мусатов, Е. А. Гусев, Б. Г. Лопатин</i>	48
Палеогеновая система	49
Неогеновая система	50
Четвертичная система	50
Литоология современных донных отложений. <i>Т. В. Яковлева</i>	71
Интрузивные образования. <i>Б. Г. Лопатин</i>	78
Тектоника. <i>Э. В. Шипилов, В. В. Орго, С. И. Шкарубо, Е. Е. Мусатов</i>	85
Геоморфология. <i>Е. Е. Мусатов</i>	108
Гидрогеология. <i>С. А. Козлов</i>	113
Геоэкология. <i>О. А. Кийко, Т. В. Яковлева</i>	123

История геологического развития. <i>Э. В. Шипилов, В. В. Орго, Е. Е. Мусатов</i>	142
Основные выводы. <i>Б. Г. Лопатин, Э. В. Шипилов, Е. Е. Мусатов, В. В. Орго, С. И. Шкарубо, О. А. Кийко, Т. В. Яковлева</i>	153
Полезные ископаемые	157
Горючие полезные ископаемые. <i>И. А. Таныгин, С. И. Шкарубо</i>	157
Металлические полезные ископаемые. <i>А. П. Каленич</i>	163
Неметаллические полезные ископаемые. <i>А. П. Каленич</i>	176
Минерогеническое районирование и закономерности размещения полезных ископаемых. <i>А. П. Каленич, С. И. Шкарубо, И. А. Таныгин</i>	180
Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых. <i>А. П. Каленич</i>	185
Указатель ореолов рассеяния полезных ископаемых по данным шлихового и литогеохимического опробования к карте полезных ископаемых. <i>А. П. Каленич, Н. В. Маркина</i>	190
Список литературы	192

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист S-38—40 — Маточкин Шар
Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*
Технический редактор *Л. С. Челнокова*

ЛП № 000014 от 28.08.98

Подписано в печать 27.09.99. Формат 70×100/16. Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Печ. л. 12,75 + 6 вкл. Уч.-изд. л. 18,25. Тираж 100 экз. Заказ 2183. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153