

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист Т-41—44 — мыс Желания

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДочНАЯ
ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ
МИРОВОГО ОКЕАНА им. АКАДЕМИКА И. С. ГРАМБЕРГА» (ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ПРЕДПРИЯТИЕ «ПОЛЯРНАЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДочНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ»
(ФГУНПП «ПМГРЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист Т-41–44 – мыс Желания

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Васильев В. В., Вискунова К. Г., Кийко О. А., Козлов С. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44 – мыс Желания. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 200 с. + 3 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезных ископаемых северных районов шельфа Баренцева и Карского морей, включающих часть архипелага Новая Земля, острова Визе и Уединения. Особые разделы посвящены литологии современных донных осадков и геоэкологическому состоянию акватории. Геологическая карта данной области шельфа отражает современный уровень изученности региона и требования Методического руководства 2010 г.

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

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

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

Табл. 9, ил. 21, список лит. 201 назв.

Авторы

*Васильев В.В., Вискунова К. Г., Кийко О. А., Козлов С. А., Костин Д. А.,
Лопатин Б. Г., Маркина Н. В., Орго В. В., Павлов С. П., Пенедюк Е. В.,
Повышева Л. Г., Ромащенко О. Г., Шипилов Э. В., Шкарубо С. И.,
Яковлева Т. В.*

Ответственный редактор *Шкарубо С. И.*

Главный редактор *Лопатин Б. Г.*

Рекомендована к печати НРС МПР РФ
28 июня 2005 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2013
- © Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО «МАГЭ»), 2005
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И. С. Грамберга, 2005» (ФГУП «ВНИИОкеангеология»), 2005
- © Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ФГУНПП «ПМГРЭ»), 2005
- © Коллектив авторов и редакторов, 2013
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнена в Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ) в содружестве с Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология). В подготовке комплекта карт к изданию также участвовали специалисты Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ), Арктических морских инженерно-геологических экспедиций (АМИГЭ), Мурманского морского биологического института КНЦ РАН.

Комплект материалов листа Т-41–44 подготовлен на основе «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, 2010 г.» и актуализированной «Легенды Северо-Карско-Баренцевоморской серии..., 2009» с внесением необходимых уточнений и исправлений. В соответствии с этими документами, он сопровождается геофизической основой, в установленном порядке апробированной Геофизической секцией НРС, и электронной базой первичных и картографических данных.

При составлении комплекта карт листа Т-41–44 также проведены геолого-геофизические работы по доизучению акватории Баренцева и Карского моря: сейсмоакустическое профилирование, частично с гидролокацией бокового обзора, и донное опробование. В результате этих работ, выполненных с помощью современных технических средств, в труднодоступном и практически не освещенном до сих пор исследованиями районе получены уникальные материалы, дающие представление о структуре меловых отложений осадочного чехла в северной части желоба Святой Анны и на поднятии о. Визе. Не менее важны полученные результаты для оценки возраста и генезиса четвертичных образований и форм рельефа дна моря. Новые данные в значительной мере осветили геологическое строение площади и позволили создать обоснованные макеты основных карт: геологической карты дочетвертичных образований, карты четвертичных отложений, литологической карты поверхности дна моря.

В работе над комплектом были использованы материалы геологических съемок на островах. Привлекались также все доступные данные морских геофизических исследований (сейсморазведочных, гравиметрических и магнитометрических работ), глубокого поисково-разведочного и инженерно-геологического бурения в прилегающих районах. Учтены обобщающие работы, в том числе комплекты геологических, тектонических, литолого-фациальных и палеогеографических карт.

Большую часть площади исследования занимает акватория Баренцева и Карского морей. В рамку карты на юго-западе входит часть архипелага Новая

Земля. Административно эта территория принадлежит к Архангельской области. В акватории Карского моря расположены о. Визе и о. Уединения, относящиеся к Красноярскому краю. Шельф Баренцева и Карского морей находится в федеральном подчинении.

Рассматриваемая область в основном относится к Баренцевской и Карской шельфовым плитам, которые с юга ограничены Пайхойско-Новоземельским раннекиммерийским складчатым поясом и погребенными структурами Северо-Сибирского порога. Осадочный чехол плит сложен мощными потенциально нефтегазоносными комплексами палеозоя и мезозоя.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Район исследования, площадь которого составляет 249 200 км², расположен в северной части шельфа Баренцева и Карского морей. Рельеф морского дна весьма расчлененный – обширные мелководные районы, где глубины моря колеблются от 10–50 до 100 м, соседствуют с глубокими, до 500–550 м, впадинами.

Крупнейшая отрицательная морфоструктура – желоб Святой Анны с глубинами 300–500 м – расположена в центре исследуемой акватории. На востоке желоб Святой Анны сопряжен с мелководьем Центрального Карского плато с максимальными глубинами 50–100 м, изобилующим отмелями и банками, на возвышенностях которого над уровнем моря поднимаются останцы островов Визе и Уединения. На юге от Восточно-Новоземельского желоба его отделяет Северо-Сибирский порог – гряда с глубинами моря 100–150 м, простирающаяся на восток от оконечности Новоземельского поднятия. В северо-западной части акватории, прилегающей к архипелагу Земля Франца-Иосифа, расположена возвышенная область дна с контрастным рельефом, представляющая собой систему поднятий, разделенных желобами с глубинами до 200 м. На юго-западе, вблизи Новой Земли, обособляется плато Литке с глубинами до 150 м, отделенное от нее одноименным желобом. Крупные формы рельефа морского дна в какой-то мере наследуют глубинные тектонические структуры, однако полного соответствия не наблюдается.

Суша на площади листа представлена Северным островом архипелага Новая Земля, островами Визе и Уединения. Северный остров Новой Земли в пределах листа протягивается на 250 км. В северо-западной части острова расположены два высоких хребта: горы Ломоносова и горы Менделеева с абсолютными отметками 1013 и 927 м. У южной рамки листа на Баренцевском побережье Новой Земли выступают два крупных полуострова: Панкратьева и Литке. В глубь острова вдаются заливы Борзова, Русская Гавань, Иностранцева. На Карском побережье расположены залив Наталии, бухты Мурманца и Ледяная Гавань.

Центральную часть острова покрывает ледяная шапка, от которой к Баренцевскому и Карскому побережьям спускаются выводные ледники. Карское побережье, которое покрыто льдом в меньшей степени, прорезано основными реками: Гришина Шара, Ущелье, Быстрая, Спокойная, Широкая.

Берега Баренцева и Карского морей преимущественно возвышенные, обрывистые, обычно с узким галечным пляжем. Спускающиеся в море ледники образуют почти отвесные ледяные уступы высотой до 40 м, иногда расчлененные трещинами. Глубины до 5 м местами расположены у самого берега. В конце октября у берегов образуется ледяной припай. Полоса побережья полностью очищается ото льда во второй половине июля.

Острова Визе и Уединения представляют собой невысокие (до 21–27 м) платообразные террасированные равнины, ограниченные аккумулятивными, иногда абразивными и термоабразивными берегами, льдистость которых достигает местами 70–80 %.

Климат района – морской арктический, с низкой температурой воздуха, большой влажностью и облачностью, малым количеством осадков, частыми туманами летом, штормами и метелями зимой. Он формируется под непосредственным влиянием Северного Ледовитого океана и периодически проходящих атлантических циклонов. Температура воздуха ниже 0 °С сохраняется в изучаемом районе 8–9 месяцев в году. Средняя месячная температура в январе–марте составляет –22...–26 °С, минимальная достигает –50...–55 °С. В июне–августе средняя месячная температура составляет 0... +1 °С, максимальная – до 16 °С. В эти же месяцы возможны понижения температуры до –3...–10 °С. В сентябре–октябре температура резко понижается. Переход через 0 °С на севере наблюдается со второй половины августа. Устойчивый снежный покров на о. Северный архипелага Новая Земля образуется в конце сентября.

Ветровой режим имеет муссонный характер. В ноябре–марте преобладают ветры южных направлений, в то время как в июне–августе господствуют ветры с севера и северо-востока. Средняя месячная скорость ветра колеблется от 5–5,5 м/с летом до 6–7 м/с зимой. Число дней со штормом (скоростью ветра 15 м/с и более) летом составляет от 1 до 4–6 в месяц, зимой – от 7 до 12. Вблизи побережья архипелага Новая Земля образуется бора, при которой скорость порывов ветра достигает 60 м/с. Бора чаще всего наблюдается в октябре–марте, в июле–сентябре она отмечается редко. Зимой штормы сопровождаются метелями, летом – снежными зарядами.

Туманы в открытом море наблюдаются наиболее часто в июле и августе. На севере района их повторяемость составляет 20–30 %. В этот же период отмечается наибольшее число дней с туманом (до 21 дня за месяц) на побережье и островах.

Гидрологический режим северо-западной части Карского моря определяется рядом факторов: высокоширотным положением, особенностями циркуляции атмосферы и водообмена с Арктическим бассейном и Баренцевым морем.

С ноября по май исследуемая акватория покрыта льдами. Температура воды в подледном слое близка к температуре замерзания и составляет –1,9 °С. В июне–июле среди дрейфующих льдов температура воды изменяется от +2 до –1 °С. В августе прогрев поверхностного слоя воды достигает максимальных значений. Однако на севере Карского моря температура воды остается не выше 2 °С. Наибольшие отклонения температуры от средних значений в районе о. Визе не превышают 1,5–3 °С. В конце октября севернее параллели 76° с. ш. поверхностный слой воды охлаждается до температуры замерзания.

Летом соленость воды поверхностного слоя моря на юго-востоке исследуемой акватории составляет менее 30 ‰. К северу от линии, проходящей от мыса Спорый Наволок в направлении о. Визе, соленость воды увеличивается до 32 ‰. Зимой соленость постепенно увеличивается и в марте–мае достигает максимальных значений 33–34,6 ‰.

Полусуточные приливы обусловлены приливными волнами, приходящими с севера, из Арктического бассейна, и с запада Баренцева моря. Величина прилива в районе мыса Желания составляет 0,5–0,6 м. Неправильные полусуточные приливы в районе о. Визе достигают величины 0,4 м.

Постоянные течения образуются в результате речного стока, водообмена с Баренцевым морем и притока вод из Арктического бассейна. На северо-западе района наблюдается холодное течение, следующее из Арктического бассейна на юг. Из Баренцева моря, огибая мыс Желания, в Карское море входит теплое течение, которое здесь называется Новоземельским. Оно идет вдоль восточных берегов архипелага Новая Земля на юго-запад. Скорость этих течений 0,1–0,2 узла. Воды Оби и Енисея образуют течения, часть которых идет на север и северо-восток Карского моря со скоростью 0,1–0,3 узла.

Волнение в летний период определяется в основном ветрами; сказывается также наличие и распределение льда. В западной части Карского моря наибольшую повторяемость имеют волны высотой менее 1 м. Повторяемость волн высотой до 3 м и более в июле и августе – 3–6 %, в сентябре и октябре – 6–16 %.

Ледообразование начинается в сентябре–октябре. Зимой вблизи побережий образуется припай; на остальной части акватории лед дрейфующий. Максимальная толщина его достигает в мае 1,5–2,0 м. Дрейф льдов в основном направлен на север.

В начале лета в районе формируется Северный Карский ледяной массив, который на юге может соединяться с Новоземельским массивом. Северный Карский массив состоит в основном из однолетнего льда с включениями двухлетнего и многолетнего льда. Этот массив разрушается медленно, и к концу лета он полностью не исчезает, представляя препятствие для плавания к о. Визе и далее на север. Айсберги и их обломки встречаются главным образом вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа.

Сложные гидрометеорологические условия позволяют проводить морские геологические работы в течение августа–октября. Наиболее благоприятный период – с последней декады августа до середины октября. Ближайшие к району работ порты и якорные стоянки находятся в бухтах архипелага Новая Земля, а также на побережье Кольского полуострова (Мурманск, Полярный, Териберка, Дальние Зеленцы). На Карском побережье расположены порты Диксон и Амдерма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

История изучения геологического строения островов Российской Арктики и шельфов Баренцева и Карского морей начинается в XIX в. Первые исследования, проведенные экспедициями Ф. Литке, А. Э. Норденшельда, Ф. Нансена,

Н. М. Книповича, носили преимущественно геолого-географический характер. В 1920–1932 гг. изучение архипелага Новая Земля проводилось Северной промысловой экспедицией; с 1933 по 1940 г. – экспедициями Арктического института и Горно-геологического управления Главсевморпути. Начиная с 1947 г., в пределах островной суши проводились разномасштабные геологосъемочные работы. Акватория северной части Баренцева и Карского морей изучена относительно слабо: здесь не пробурено ни одной глубокой скважины, а сейсмические исследования в основном носили рекогносцировочный характер.

Архипелаг Новая Земля. Первые сведения о геологическом строении Новой Земли были получены во второй половине XIX–начале XX вв. (К. Е. Бэр, А. Леман, А. Г. Шренк, М. Хейглин, Ф. Н. Чернышев, В. Н. Вебер, В. А. Русанов и др.). Более систематический характер геологические исследования приобрели в 1920-е годы (Р. Л. Самойлович, М. М. Ермолаев, О. Хольтедаль и др.). В 1931 г. на Новой Земле началась планомерная геологическая съемка, в которой принимали участие Г. В. Горбачкий, Д. Г. Панов, В. В. Чернышев, М. М. Ермолаев, Н. Н. Мутафи, А. А. Петренко, И. Ф. Пустановалов, Б. В. Милорадович и др.

С 1947 по 1955 г. геологическое картирование производили сотрудники Института геологии Арктики: Б. С. Романович, Ю. С. Бушканец, В. И. Бондарев, В. К. Разин, Н. П. Голованов, В. И. Ушаков, А. В. Лоскутов, А. И. Куварзин и др.

В 1977 г. началась групповая геологическая съемка (А. З. Бурский, Л. Г. Павлов, А. С. Красножен, Е. А. Кораго, В. Ф. Ильин, Р. А. Щеколдин, Г. Н. Ковалева, Е. Г. Платонов, В. В. Орго, Л. Г. Повышева, Г. В. Труфанов, Т. Н. Тимофеева, Г. Е. Черняк и др.). Результаты исследований освещены в ряде статей, сборников и монографии «Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли» [65], а также в комплекте карт масштаба 1 : 500 000 [168].

Острова Карского моря. Ранее других из островов центрального Карского плато был открыт о. Уединения, обнаруженный в 1878 г. норвежским капитаном Э. Иогансеном. Первые геологические наблюдения на острове провел И. И. Тржемский, материалы в 1916 г. обработал О. О. Баклунд. В 1934 г. кратковременные геологические наблюдения на о. Визе провели Р. Л. Самойлович и В. И. Влодавец. Эти острова бегло обследовались в 1938 г. М. М. Ермолаевым. Позднее, в послевоенные годы, острова посещали Е. С. Короткевич, И. Ф. Герасимов, Т. С. Троицкая, Ю. Г. Киселев и др. В. Д. Дибнер и В. В. Захаров (1959) отнесли слагающие их отложения к альбскому ярусу меловой системы. В 1973–1978 гг. на острова Карского моря были проведены десантные экспедиции с целью уточнения литолого-стратиграфических и структурных особенностей их геологического строения. В 1974 г. Ю. Г. Самойловичем, И. П. Федоровым, И. И. Рождественской и др. такие работы были проведены на островах Визе и Уединения [108, 186].

Акватория Баренцева и Карского морей. В 1920–1960-е годы экспедициями «Плавморнина», ПИНРО, Гидрометслужбы и Гидрографического предприятия ММФ проводились маршрутные исследования, геолого-геоморфологическая съемка дна, изучение стратиграфии и литологии новейших отложений. Фактический материал, собранный в исследуемом районе за этот период на судах «Книпович», «М. Горький», «Литке», «Торос»,

«Моздок», «Шторм», «Яна», «Могилев», «Горизонт», «Седов», был обобщен в трудах Я. В. Самойлова, Т. И. Горшковой (1924); М. М. Ермолаева (1938), А. А. Кордикова (1953), В. Д. Дибнера (1959–1965). Н. Н. Куликовым с соавторами (1964) были проанализированы материалы более чем 3000 донных станций и построены литологические карты масштаба 1 : 5 000 000.

В период с 1970 по 1985 г. изучение донных отложений северной части Карского моря проводили сотрудники ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ и МАГЭ на судах «Восход», «Альбанов», «П. Пахтусов», «И. Киреев», «Геолог Дм. Наливкин» (В. И. Гуревич, А. Н. Тараховский, О. В. Кириллов, Н. И. Степанов и др.).

В более позднее время (1991–2001 гг.) в пределах изучаемой акватории проводилось сейсмоакустическое профилирование, по нерегулярным ломаным линиям наблюдений, с сопутствующим донным опробованием (рейсы НИС «Геолог Ферсман», 1992 г.; НИС «Гидролог», 2001 г.). Освещена структура мезозойских толщ осадочного чехла и четвертичных отложений, прослежено распространение ледниковых образований к северо-западу от архипелага Новая Земля и в желобе Святой Анны.

Комплексные литологические и эколого-геохимические исследования были выполнены на судах «Академик А. Карпинский» (1991 г.), «Геолог Ферсман» (1992–1993 гг.), «Профессор Логачев» (1994 г.). В ходе этих работ проведено опробование донных отложений, выполнено гидрофизическое и гидрохимическое зондирование водной толщи. На основе полученных данных определены источники поступления загрязняющих веществ, пути их миграции и накопления (В. И. Гуревич, 2002; Г. И. Иванов, 2002).

В 2000–2001 гг. ПМГРЭ проводила комплексные морские геолого-геофизические исследования и наземные геологосъемочные работы на архипелаге ЗФИ и прилегающем шельфе. Сведения о геологическом строении архипелага ЗФИ и прилегающего шельфа приведены в отчете Е. П. Шкатова, А. А. Макарьева (2002).

В 2002–2004 гг. МАГЭ в рамках подготовки к изданию листов Госгеолкарты-1000/3 на площади проводились сейсмоакустические работы и донное опробование (С. М. Чуранов, О. В. Исаева и др.). Сейсмоакустические разрезы, полевые описания грунтовых колонок и результаты аналитических исследований проб включены в базу первичных данных.

В 1967–1968 гг. Полярной геофизической экспедицией НИИГА на площади листов проводятся авиадесантные гравиметрические работы (Г. И. Гапоненко и др.). С 1981 по 1985 г. на акватории, свободной ото льда, МАГЭ провела надводные площадные гравиметрические съемки масштаба 1 : 1 000 000 (В. А. Журавлев, Д. Н. Кузуб, Ю. Д. Малютин и др.). Съемки выполнялись по сети профилей с расстоянием между рядовыми профилями 15–20 км, среднеквадратичная погрешность измерения составляла $\pm 1,5$ мГал. По материалам съемок построены сводные гравиметрические карты масштаба 1 : 1 000 000 с сечением изоаномал 5 мГал. В недоступных для плавания северных и восточных районах Карского моря ПМГРЭ в 1981–1983 и 1989–1990 гг. проводила авиадесантные гравиметрические съемки по сети 10×10 км (Е. Н. Зацепин, А. П. Губернов и др.).

В период с 1955 по 1967 г. на акватории Карского и северо-восточной части Баренцева моря НИИГА проводились аэромагнитные маршрутные работы (Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, А. М. Малявкин, В. Н. Шимараев). Материалы ранних работ невысокого качества: штурманская привязка обеспечивала точность планового положения профилей 10–25 км, а погрешность измерений превышала 20 нТл.

На протяжении 1975–1981 гг. акватория была покрыта аэромагнитной съемкой, масштаба 1:500 000, проведенной ПГЭ НПО «Севморгео» (А. М. Малявкин и др.). Работы обеспечивались вариационными наблюдениями, погрешность измерений составляла 10–14 нТл, точность определения координат 200–500 м. В 1982–1984 гг. ПМГРЭ провела аэромагнитную съемку архипелага Новая Земля масштаба 1:200 000 (О. Б. Соболева и др.). Позднее, в 1991–1993 гг., а затем в 2000 г. ПМГРЭ были выполнены аэромагнитные съемки масштабов 1:1 000 000, 1:500 000 в юго-западной и северной части акватории. Съемки выполнены с применением спутниковых навигационных систем, с высокой точностью (до 100 м) плановой привязки наблюдений и погрешностью до 5 нТл (В. К. Поликарпов, А. С. Щеринов и др.).

Эти магнитометрические и гравиметрические съемки в полном объеме использованы для составления карт потенциальных полей и их трансформант при подготовке опережающей геофизической основы данного листа (В. В. Васильев, Е. Г. Васильева, А. В. Зайончек, С. П. Павлов).

В 1979–1985 гг. в северо-восточной части Баренцева и на западе Карского моря МАГЭ проводит региональные комплексные исследования, которые включали сейсмические работы МОВ ОГТ, МПВ, сейсмоакустические, гравиметрические и гидромагнитные наблюдения (Н. М. Иванова, Р. Р. Мурзин, А. В. Виноградов, С. А. Нечхаев, Т. Я. Федухина и др.). В результате этих работ прослежены основные отражающие горизонты в осадочном чехле, составлены первые структурные карты. Полученные данные обобщены в тематических работах и монографиях [150, 8]. Проведенные позднее работы МОВ ОГТ и МПВ [184, 187] дополнили региональную сеть профилей, на интерпретации которых до настоящего времени основываются сейсмостратиграфические схемы осадочного чехла и представления о глубинном строении земной коры северной части Баренцево-Карского шельфа.

В течение 1983–1991 гг. в исследуемом районе шельфа «Севморнефтегеофизика» выполняет региональные и площадные сейсморазведочные работы. В результате были созданы опорные разрезы и выявлен ряд локальных поднятий на поисковых площадях, расположенных вблизи архипелага Новая Земля (Э. Е. Орлова, А. Н. Симонов, Н. И. Зобнина, Т. А. Кириллова и др.).

Сведения о глубинном геологическом строении, тектонике, магматизме, истории развития и перспективах нефтегазоносности региона обобщены в научных трудах И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого, М. Л. Вербы, В. Э. Волка, В. И. Устрицкого, Ю. Н. Кулакова, О. И. Супруненко, И. В. Школы, Я. П. Маливицкого, А. Ю. Юнова, Э. В. Шипилова, Б. В. Сенина, А. Д. Павленкина, Л. А. Дараган-Суцовой, Е. А. Кораго, Н. М. Столбова, А. К. Боголепова, В. Ф. Проскурнина и др.

Разработка стратиграфических схем выполнялась в разное время Е. Г. Бро, З. З. Ронкиной, Э. Н. Преображенской, В. А. Басовым, Т. М. Пчелиной, Л. А. Фефиловой, Н. В. Устиновым, М. В. Корчинской.

Строение четвертичных отложений, вопросы геоморфологии и геоэкологии рассматривались Г. Г. Матишовым, В. И. Гуревичем, В. С. Зархидзе, Е. Е. Мусатовым, М. А. Спиридоновым, А. Е. Рыбалко, Г. П. Махотиной, Р. Б. Крапивнером, В. Б. Погребовым, О. А. Кийко, А. Г. Зинченко и др.

Обеспеченность листа первичными данными приводится на картах фактического материала по видам работ, которые входят в цифровую базу данных. Цифровые модели геологических карт и сопровождающие их базы данных подготовлены специалистами МАГЭ: Н. В. Маркиной, Е. В. Кравченко, А. А. Неупокоевой, И. Ф. Заяц, Е. В. Пенедюк, В. Г. Ракиной; геофизической основы – Е. Г. Васильевой, В. В. Васильевым.

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

По результатам морских сейсмических исследований, на основе анализа профилей МОВ ОГТ и сейсмоакустических разрезов (НСАП), осадочный чехол исследуемых районов шельфа Баренцева и Карского моря расчленяется на ряд сеймостратиграфических комплексов (ССК) и подкомплексов (ССПК). Их вещественная характеристика и возрастная привязка основывается на материалах поискового бурения в сопредельных районах шельфа, а также данных по прилегающим островам.

Детальность расчленения разреза определялась структурно-формационными различиями, а также качеством сейсмической записи на доступных материалах. Принятая сеймостратиграфическая схема исследуемого района в основном согласуется с утвержденной серийной легендой [172]. Некоторые подразделения, в связи с появлением новых высококачественных сейсмоакустических материалов, были расчленены более детально, а другие укрупнены. Схема базируется на прослеживании поверхностей сейсмических несогласий по сети региональных профилей МОВ ОГТ. Для анализа мезозойской части разреза использовались новые данные сейсмоакустических исследований.

В соответствии с «Легендой...», 2003» и «Схемой тектонического районирования» на Баренцево-Карском шельфе выделены три структурно-формационные области: СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба (*VII*), Северо-Карская СФО (*VIII*) и СФО Адмиралтейского поднятия (*IX*). В свою очередь, по особенностям тектонического строения и полноте разреза осадочного чехла, эти области разделены на структурно-формационные зоны (СФЗ) (см. врезки к «Геологической карте дочетвертичных образований»). Для кембрийско-среднедевонского этапа геологического развития в пределах Северо-Карской СФО выделяются СФЗ Визе, СФЗ Уединения, Кировская СФЗ и СФЗ Северо-Сибирского порога. Для позднего девона—перми выделяется Центрально-Карская СФЗ, объединяющая СФЗ Уединения и Кировскую СФЗ. Для мезозойского этапа в СФЗ Северо-Сибирского порога обособляются Южная и Северная подзоны.

Структурно-формационные зоны в пределах СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба (на карте представлена только Восточно-Баренцевская, или Святой Анны СФЗ) и СФО Адмиралтейской зоны поднятий (где выделены Адмиралтейская СФЗ и СФЗ Поднятия мыса Желания), выдержаны для всех этапов геологического развития.

В пределах различных структурно-формационных зон на шельфе прослежены сеймокомплексы, соответствующие структурно-вещественным

комплексам верхнего протерозоя—палеозоя и мезозоя. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов — границ сейсмокомплексов и подкомплексов показана на «Схеме корреляции картографируемых подразделений». Особенности волновой картины в различных структурно-формационных зонах приведены на рис. 1—9.

Индексация опорных отражающих горизонтов, принятая в работе, в целом соответствует серийной легенде. Некоторые отличия, связанные с введением дополнительных отражающих горизонтов, касаются верхнеюрско-меловой части разреза.

СФО АДМИРАЛТЕЙСКОГО ПОДНЯТИЯ И ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКАЯ СФЗ

Палеозойские образования северо-восточной области Баренцевской плиты изучены в обнажениях на архипелаге Новая Земля, а также по материалам бурения на Земле Франца-Иосифа. Мезозойские отложения различного стратиграфического объема и мощности представлены в разрезе осадочного чехла всех структурно-формационных зон. Они изучены скважинами в южных районах шельфа и расчленены по сейсмическим и сейсмоакустическим материалам.

Ордовикско-нижнесилурийский ССК ограничен снизу отражающим горизонтом VI, который предположительно отождествлен с поверхностью протерозойских образований. В рамках карты этот горизонт на сейсмических разрезах выделяется только в сводах поднятий Адмиралтейской области и в пределах южного борта Восточно-Баренцевской синеклизы; на остальной площади прослеживание подошвы осадочного чехла, по имеющимся данным МОВ ОГТ, неоднозначно или невозможно. Поэтому на геологическом разрезе подошва палеозойских образований проведена с учетом результатов комплексного моделирования.

Сверху сейсмокомплекс ограничивает отражающий горизонт IV. Повышенная динамическая выразительность горизонта IV позволяют связать его с кровлей ордовикско-нижнесилурийских карбонатно-терригенных образований. В Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ объем сейсмокомплекса VI—IV предположительно соответствует верхнему ордовику—нижнему силуру. В прогибах не исключено присутствие более древних (кембрийско-нижнеордовикских?) образований.

Верхнесилурийский—среднедевонский ССК ограничен в кровле отражающим горизонтом III₂, который имеет характер несогласия эрозионного типа с элементами налегания в подошве. Это несогласие отождествляется с поверхностью регионального размыва и рассматривается как подошва верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений. В Адмиралтейской области комплекс в основном представлен верхнесилурийско-нижнедевонской частью (ССПК IV—III₁). В пределах Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ, вероятно, среднедевонские породы (ССПК III₁—III₂) наращивают разрез верхнесилурийско-нижнедевонской толщи в прогибах.

Верхнедевонско-нижнепермский ССК ограничен сверху опорным отражающим горизонтом Ia, который приурочен к резкой смене фаций и характеризует кровлю карбонатов. Этот опорный рефлектор, представленный высокоинтенсивным двухфазным колебанием, уверенно прослеживается в Адми-

ралтейской СФЗ. В пределах Восточно-Баренцевской зоны и СФЗ Поднятия мыса Желания в качестве опорного выступает горизонт I—II, который связывается с кровлей карбонатов верхнего карбона.

Внутри верхнедевонско-нижнепермского ССК в отдельных зонах прослеживается отражающий горизонт II₁. Этот рефлектор является поверхностью несогласия эрозионного типа. Разрез комплекса подразделен на верхнедевонско-нижнекаменноугольную (ССПК III₂—II₁) и среднекаменноугольно-нижнепермскую толщи. В Адмиралтейской СФЗ верхней толще соответствует ССПК II₁—Ia. В других зонах (Восточно-Баренцевской, Поднятия мыс Желания) выделяется ССПК II₁—I—II, а стратиграфический объем толщи соответствует карбону.

Пермский ССК в кровле ограничен горизонтом I (A), имеющим признаки эрозионной поверхности. Формирование этого несогласия обусловлено региональной регрессией на рубеже перми—триаса, соответствующей позднегерцинской фазе тектонической активизации.

Триасовый ССК выделен между отражающими горизонтами I (A) и Б. Горизонт Б имеет характер несогласия типа «эрозионный срез» или «прилегание в кровле». В большинстве глубоких скважин в прилегающих районах шельфа между триасовыми и юрскими отложениями установлен (или предполагается) стратиграфический перерыв [172]. На склонах поднятия мыс Желания наблюдается несогласное залегание юрских и меловых толщ на слабодислоцированных комплексах триаса (рис. 1, 2). Это позволяет уверенно отождествлять горизонт Б на исследуемой акватории с кровлей триасовых или подошвой юрских—меловых отложений.

Внутри комплекса в Восточно-Баренцевской СФЗ спорадически прослеживается отражение A₂. По данным скважин, пробуренных в южных районах шельфа, этот горизонт связан с песчаным пластом в верхней части анизийского яруса. Поэтому триасовый сейсмокомплекс был разделен на два подкомплекса (ССПК): ниже-среднетриасовый (I—A₂), ладинско-верхнетриасовый (A₂—Б).

На сейсмоакустических разрезах в СФЗ Поднятия мыс Желания волновая картина в интервале ниже-среднетриасового ССПК представлена пакетами регулярных высокочастотных отражений, с относительно крутыми видимыми углами наклона, деформированных в складки, осложненные разломами (рис. 2). Для ладинско-верхнетриасового подкомплекса характерна менее регулярная запись с отдельными слабоволнистыми осями синфазности переменной амплитуды (рис. 3).

Юрско-нижнеберриасский ССК заключен между отражающими горизонтами Б и В'. Отражающий горизонт В' принят в качестве границы, разделяющей юрско-нижнеберриасские отложения и вышележащие комплексы мела. Этот горизонт был выделен по результатам работ «Севморнефтегеофизика» [156]. Он прослеживается на фазу выше опорного горизонта В, который формируется в толще верхнеюрских черных глин и является наиболее устойчивым, динамически выраженным репером в мезозойской части разреза. В Адмиралтейской СФО и Восточно-Баренцевской СФЗ юрско-нижнеберриасский сейсмокомплекс (Б—В') не расчленен.

В пределах СФЗ Поднятия мыс Желания, где комплекс выходит на поверхность предчетвертичного денудационного среза, в верхней части юрско-нижнеберриасского интервала разреза прослеживается пакет высокоинтенсивных

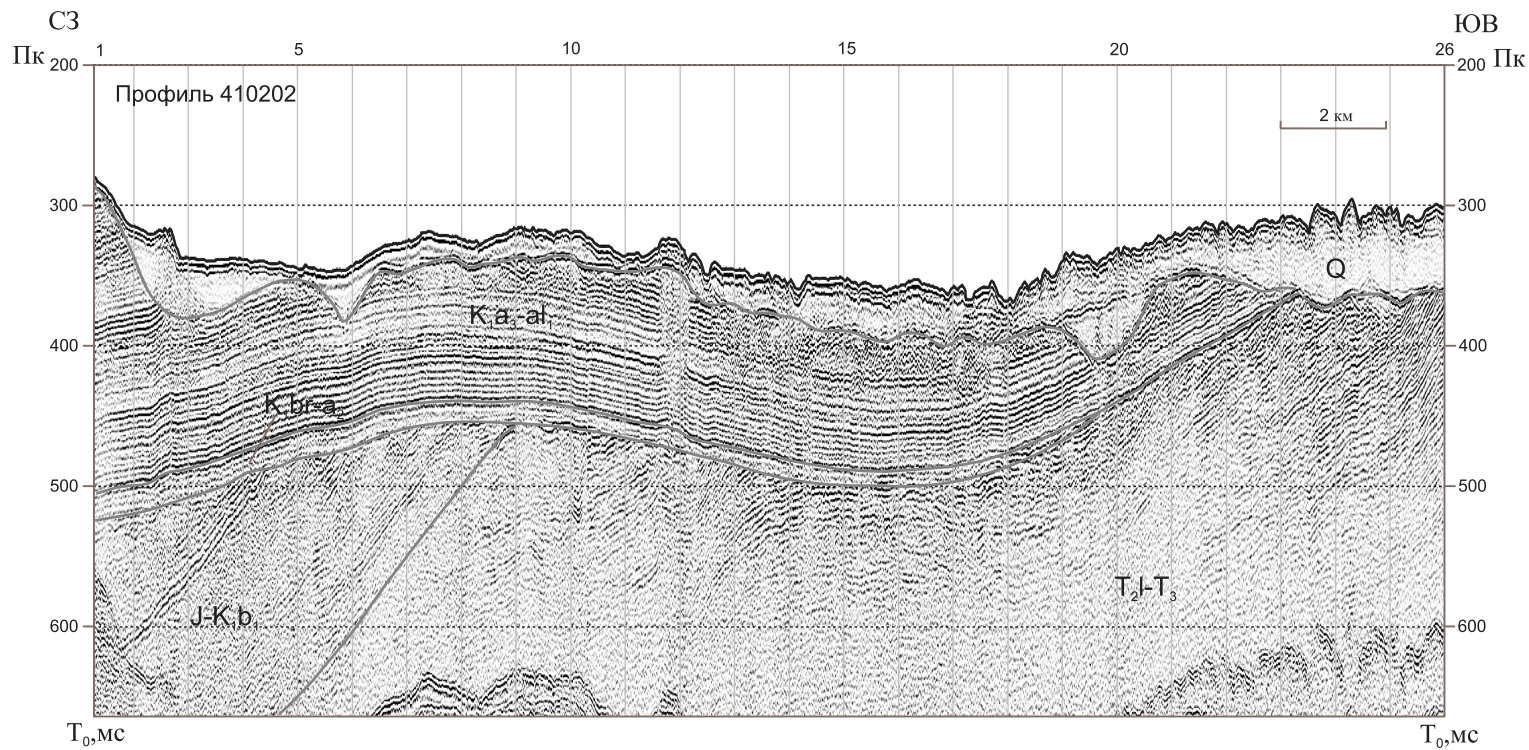


Рис. 1. Стратиграфические и угловые несогласия в разрезе мезозойских отложений на северо-западном склоне поднятия мыса Желания. Интерпретация С. И. Шкарубо.

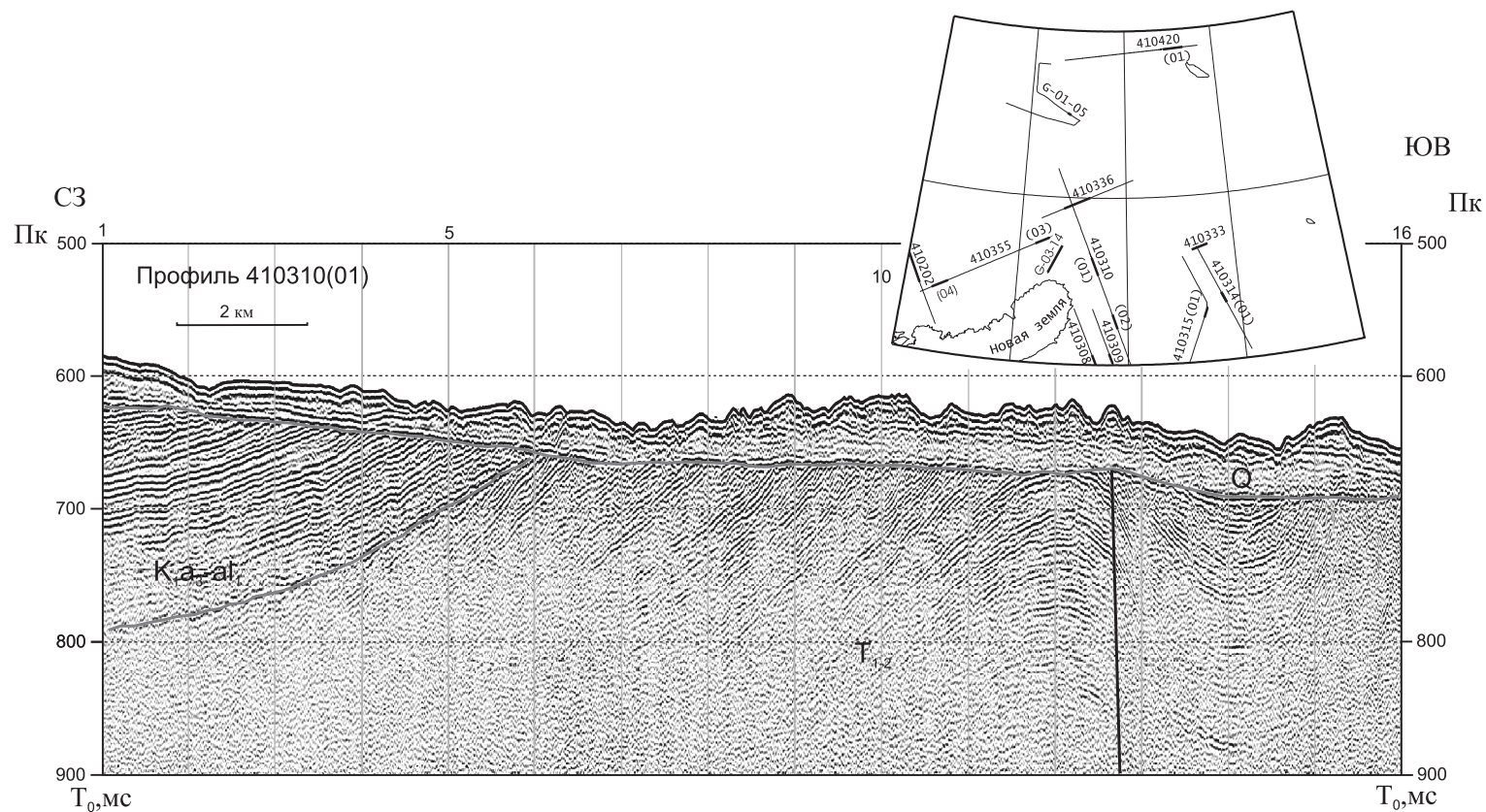


Рис. 2. Характер волнового поля в зоне несогласного залегания нижнемелового ($K_{1a3}-al_1$) и ниже-среднетриасового ССПК (северо-восточная периклиналь поднятия мыса Желания). Интерпретация С. И. Шкарубо.

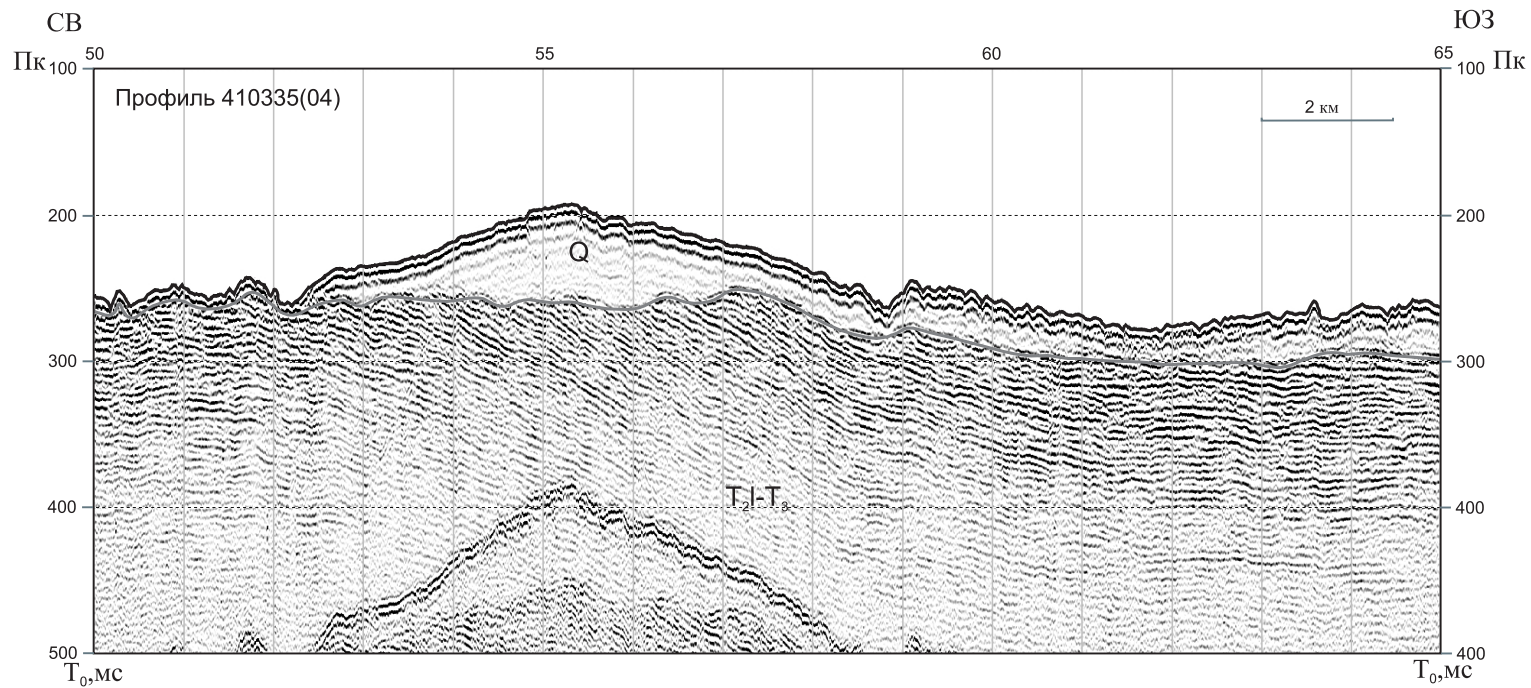


Рис. 3. Характер волнового поля ладинско-верхнетриасового (T_2-T_3) ССПК (поднятие мыса Желания). Интерпретация С. И. Шкарубо.

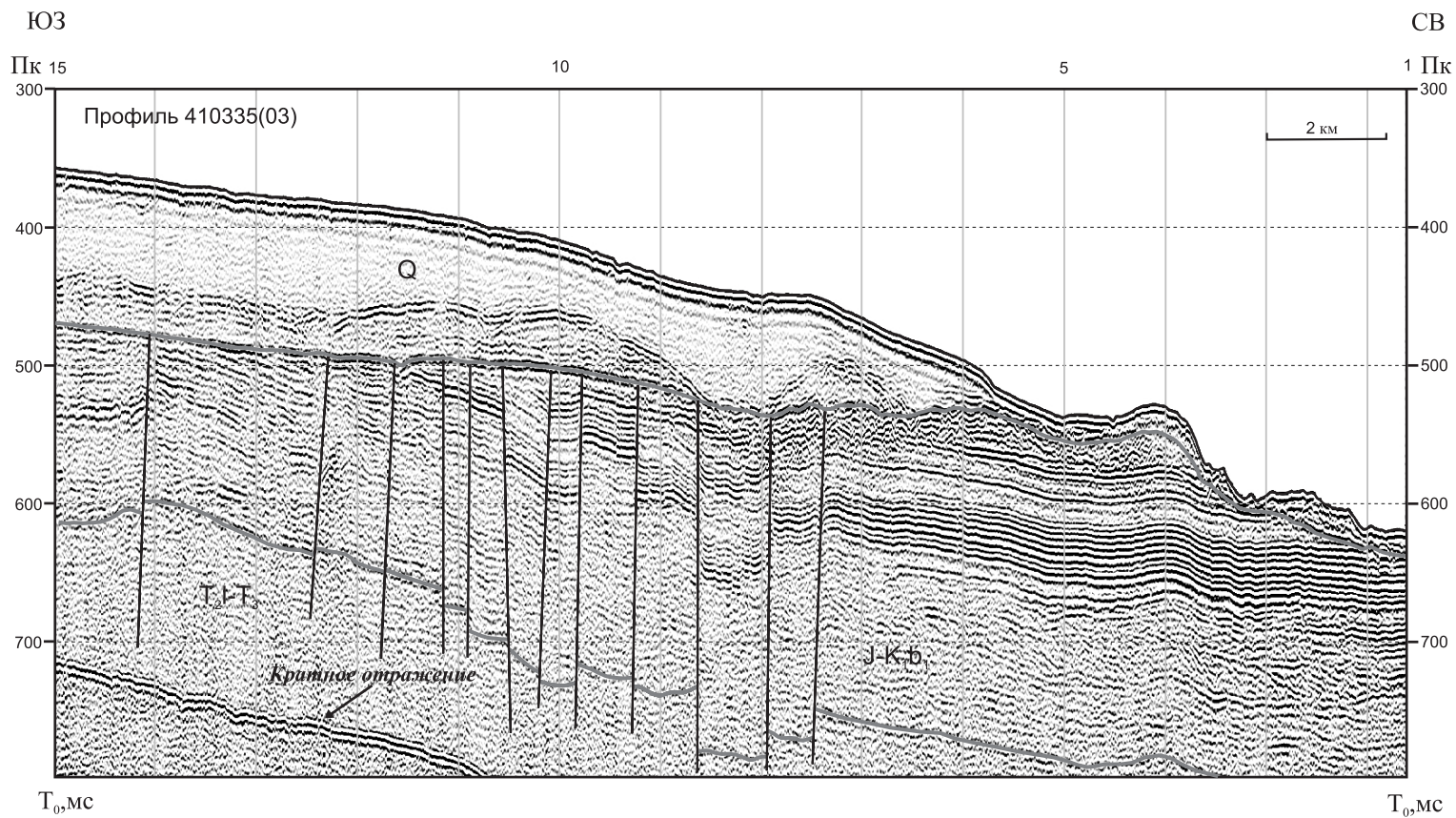


Рис. 4. Характер волнового поля юрско-нижеберриасского (J-K_{1b}) ССПК (поднятие мыса Желания). Интерпретация С. И. Шкарубо.

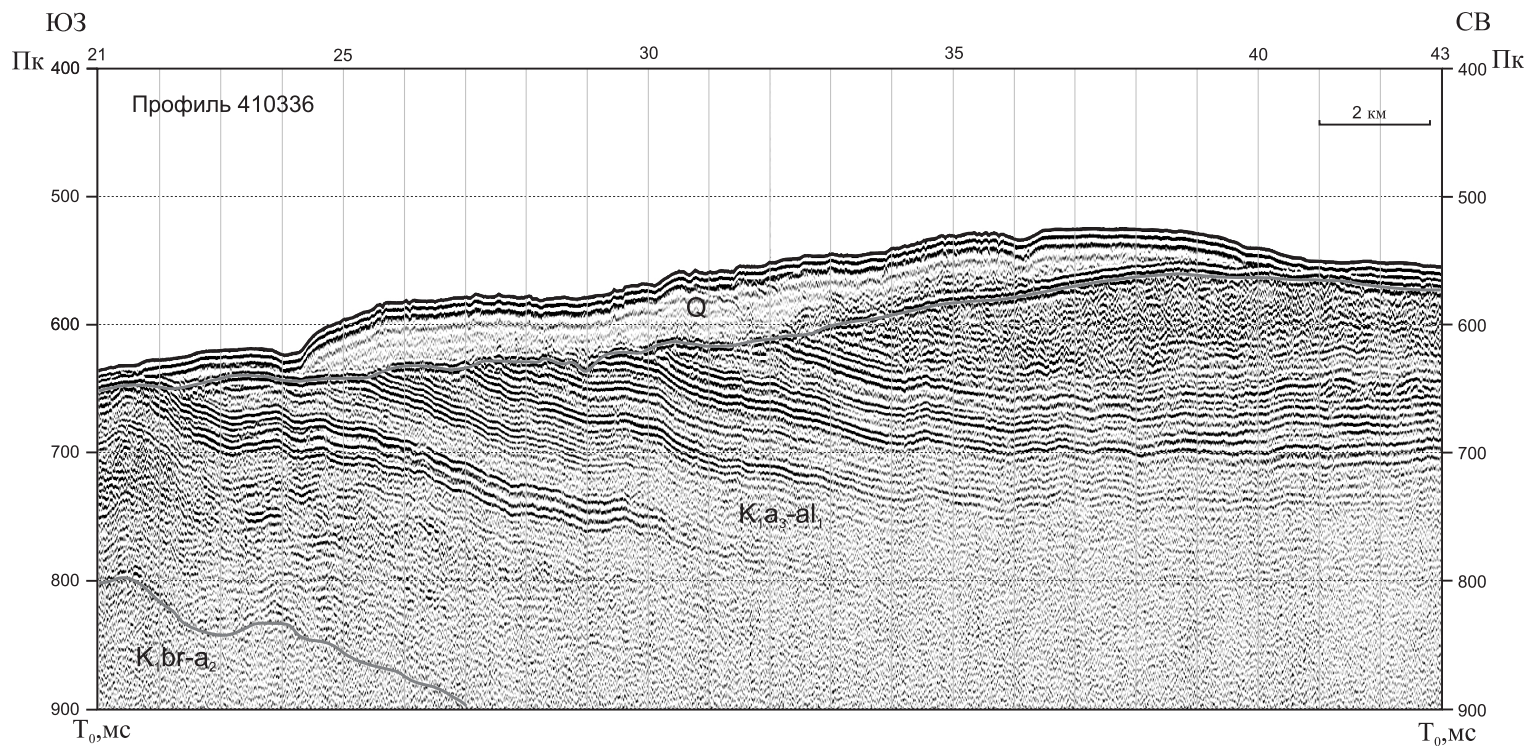


Рис. 5. Характер волнового поля верхнеаптско-нижнеальбского ($K_1 a_3 - a_1$) ССПК (Восточно-Баренцевская синеклиза). Интерпретация С. И. Шкарубо.

отражений мощностью до 60 мс. Вероятно, этот волновой пакет является аналогом сейсмического отражающего горизонта В и отображает распространение глинистой толщи (рис. 4). Другая характерная особенность данного интервала разреза — развитие многочисленных бескорневых разрывных нарушений, отчетливо проявленных и на разрезах МОВ ОГТ.

Меловой ССК охарактеризован в СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба серией отражающих горизонтов с индексом Г (G_n , G_1 , G_1'). Цифровые сейсмоакустические данные, полученные МАГЭ в 2002—2004 гг., позволили более детально, по сравнению с серийной легендой, расчленить толщу мела и проследить распространение отдельных подкомплексов по площади. Наиболее полный разрез меловых отложений установлен в Восточно-Баренцевской синеклизе, с постепенным выходом на поверхность денудационного среза все более древних отложений в направлении от центра бассейна к его периферии.

Стратификация меловых отложений в Восточно-Баренцевской СФЗ в основном увязана с листом Т-37—40. По особенностям волновой картины, положению в разрезе, увязке с данными бурения в южных районах были выделены сейсмические подкомплексы: берриас-готеривский ($B'—G_n$), баррем-аптский ($G_n—G_1$), верхнеаптско-нижнеальбский ($G_1—G_1'$), средне-верхнеальбский ($G_1'—D$).

Верхнеаптско-нижнеальбский подкомплекс, наиболее широко распространенный по площади, на сейсмоакустических разрезах отличается чередованием выдержанных пакетов высокоамплитудных отражений с акустически более прозрачными интервалами, сменяющихся в верхней части недифференцированной толщей с нерегулярной, до хаотической, записью (рис. 5).

Стратиграфическое несогласие между юрско-нижнеберриасскими и верхнеберриас-готеривскими отложениями отражено прилеганием в подошве дистальных частей клиноформ в интервале $B'—G_n$. Видимое падение клиноформ к центру Восточно-Баренцевской синеклизы наблюдается в юго-западном направлении со стороны поднятия о. Визе. Кровлей мелового ССК служит эрозионная поверхность предчетвертичного среза (отражающий горизонт Д), которая, как видно на приведенных рисунках, уверенно идентифицируется на всей площади.

СЕВЕРО-КАРСКАЯ СФО

Карская плита — древняя платформенная структура с осадочным чехлом, представленным главным образом карбонатно-терригенными породами палеозоя. Главное отличие ее геологического строения от сопредельного Баренцевоморского шельфа — развитие глубоких позднепротерозойско-палеозойских прогибов при резко сокращенной мощности мезозойского чехла. Большая часть разреза в прогибах принадлежит палеозойским карбонатно-терригенным толщам мощностью (в западной, изученной части плиты) до 8—9 км; терригенные мезозойско-кайнозойские породы, слагающие верхний ярус чехла, имеют резко подчиненное значение, их мощность не превышает 1—2,5 км. Литолого-стратиграфический состав комплексов осадочного чехла может быть охарактеризован по разрезам, изученным на архипелагах Новая Земля, Северная Земля и на Таймыре.

Изученная часть акватории Карского моря относится к Северо-Карской СФО. По характерным особенностям волновой картины отраженных волн осадочный чехол в пределах Северо-Карской СФО (за исключением СФЗ Северо-Сибирского порога, который является самостоятельным тектоническим элементом) разделяется на ряд сейсмостратиграфических комплексов (ССК): рифейско(?)—нижнепалеозойский, верхнесилурийско-девонский, каменноугольно-пермский, триасовый, юрский и меловой.

Подосва осадочного чехла — отражающий горизонт Φ — проявляется в волновом поле не явно и выделяется как граница смены регулярного поля акустически прозрачным, на фоне которого в широком временном диапазоне регистрируются непротяженные, криволинейные оси синфазности.

Палеозойские ССК

Нижний (палеозойский) структурный этаж осадочного чехла охарактеризован отражающими горизонтами V, IV, III₁, III₃, II₁, I(A). Волновое поле рифейско(?)—нижнепалеозойского (Φ —IV) и верхнесилурийско-девонского (IV—III₃) ССК отличается протяженными, конформными, динамически ярко выраженными отражающими горизонтами. Подобная волновая картина указывает на то, что толща ниже-среднепалеозойских отложений акустически контрастна, а значит, ее литологические характеристики выдержаны по латерали и дифференцированы по вертикали.

Рифейско(?)—нижнепалеозойский ССК (Φ —IV). Наиболее полный разрез верхнего протерозоя—палеозоя установлен в СФЗ Уединения. В качестве модели при интерпретации волнового поля использованы разрезы островов Северной Земли, поскольку мощность отложений рифея—палеозоя в этих районах соизмерима как по отдельным возрастным интервалам, так и в целом [172]. В разрезе выделяется два подкомплекса.

Рифейско(?) — нижеордовикский ССПК (Φ —V). Верхняя граница подкомплекса, по-видимому, проходит внутри ордовика. На архипелаге Северная Земля в ордовике зафиксировано несколько стратиграфических перерывов. При этом наиболее выражено несогласие между нижним и средним ордовиком. На этом же стратиграфическом уровне происходит существенная смена литологических комплексов, появляются эвапориты, вулканогенные отложения. Предполагается, что толща пород, отождествляемая с ССПК Φ —V, представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Мощность рифейско(?)—нижеордовикской толщи в изученной западной части СФЗ Уединения около 1500 м.

Среднеордовикско-нижнесилурийский ССПК (V—IV) представлен преимущественно карбонатными породами, в нижней части, возможно, присутствуют эвапориты, терригенные и вулканогенные породы. Мощность до 2000 м.

На юге, в пределах деформированной окраины Карской плиты, где на поверхности островов Известий ЦИК обнажены слабодислоцированные и метаморфизованные толщи верхнего рифея—венда, в Кировской СФЗ выделяется объединенный ниже-среднепалеозойский сейсмокомплекс, ограниченный горизонтами VI—III₁ (или III₃).

Верхнесилурийско-девонский ССК (IV—III₃) распространен более широко и охватывает северные районы Карского шельфа, включая СФЗ Визе.

Нижняя граница ССК — отражающий горизонт IV — связана со сменой карбонатных отложений нижнего силура преимущественно терригенными породами.

Верхнесилурийско-нижнедевонский ССПК в кровле ограничивает горизонт III₁, который имеет характер эрозионной поверхности. Подкомплекс сложен терригенными породами, реже карбонатными породами и гипсами. Мощность до 2500 м.

Средне-позднедевонский ССПК (III₁—III₃) представлен терригенными породами мощностью до 1500 м.

Каменноугольно-пермский ССК ограничен в подошве отражающими горизонтами III₃ (или II₁ в СФЗ Визе), которые имеют характерные признаки несогласия типа эрозионного среза. В северных районах Таймыра и на о. Большевик каменноугольно-пермские отложения залегают с угловым несогласием на подстилающих.

Прослеженный в кровле этого комплекса горизонт I (А) связывается с региональной эрозионной поверхностью, формирование которой ознаменовало окончательное закрытие прогибов и общее выравнивание тектонического режима в пределах Карской плиты. Комплекс характеризуется косо-слоистыми отражениями, с видимым падением клиноформ в юго-восточном направлении, со стороны поднятия Визе. Интервальные скорости 3,6—3,8 км/с указывают на терригенный состав толщи, а выдержанные внутренние рефлекторы свидетельствуют о формировании ее в морских условиях. Мощность комплекса на изученной площади изменяется от 200 до 800 м.

Мезозойские ССК

Верхний (мезозойский) структурный этаж осадочного чехла, мощность которого уменьшается в восточном направлении от 2,5 до 0,5 км, подразделен на триасовый, юрский и меловой сейсмокомплексы. Характерные различия между сейсмокомплексами видны только в западной части плиты, в зоне перехода к прогибу Святой Анны. Все три комплекса прослеживаются в северной части Карской плиты, в СФЗ Визе и Уединения.

Триасовый ССК (А—Б) отличается тем, что волновое поле комплекса лишено протяженных рефлекторов. Это обстоятельство позволяет предположить однородный литологический состав пород, слагающих комплекс. В верхней части комплекса регистрируется динамически ярко выраженный отражающий горизонт Б, который отождествляется с кровлей триасового ССК.

Юрский ССК (Б—В). Между волновыми картинками, характеризующими юрский и подстилающий триасовый ССК, отмечается слабовыраженное несогласие типа эрозионного среза. Временной интервал юрского ССК насыщен протяженными, субпараллельными отражающими площадками. Подобная волновая картина позволяет предположить значительную литологическую дифференциацию юрских образований по вертикали и выдержанность по латерали.

В южных районах Карской плиты, граничащих с Северо-Сибирским порогом (Кировской СФЗ), отложениям триаса—юры соответствует объединенный сейсмокомплекс I(А)—В. С размывом и угловым несогласием юрско-триасовые и палеозойские образования в этой зоне перекрываются меловым комплексом (рис. 6).

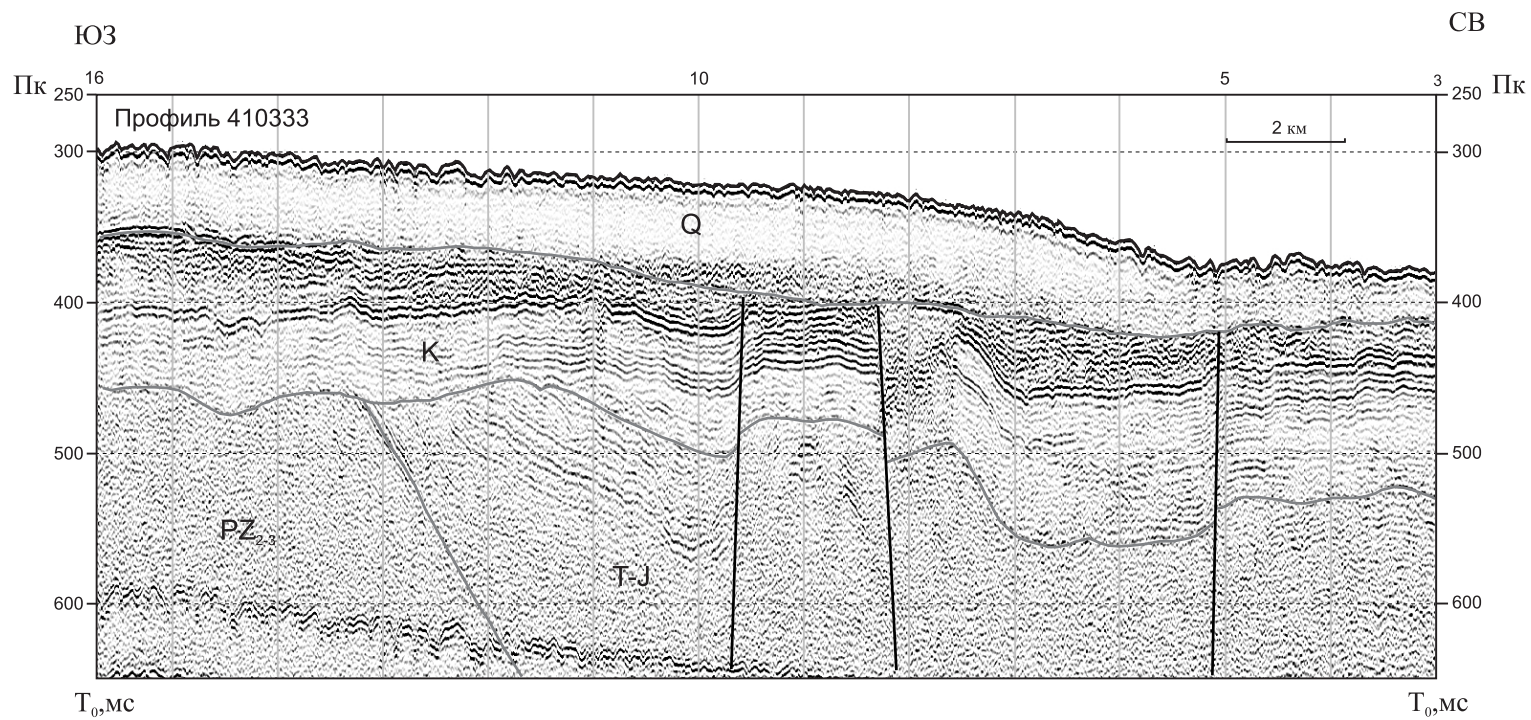


Рис. 6. Несогласие в подошве мела (юго-западная часть Карской плиты). Интерпретация С. И. Шкарубо.

Меловой ССК (В—Д) в западной части Карской плиты, сопряженной с Восточно-Баренцевской синеклизой, отличается тем, что его внутренние рефлекторы испытывают прилегание к подошве комплекса — отражающему горизонту В. К востоку, по мере сокращения мощности комплекса, волновая картина на разрезах **МОВ ОГТ** теряет выразительность. По данным сейсмоакустического профилирования, рефлекторы меловой толщи простираются на восток почти конформно ее поверхности, с небольшим эрозионным срезом. Этот факт дает основание предполагать, что в изученной области Карской плиты на поверхности и под покровом четвертичных отложений залегают толщи не моложе альбского яруса нижнего мела. Тем не менее, учитывая данные по юго-восточным, прилегающим к Таймыру, районам плиты, где известны маломощные разрезы верхнемеловых отложений, сейсмокомплекс отождествляется с нерасчлененными отложениями меловой системы.

СФЗ СЕВЕРО-СИБИРСКОГО ПОРОГА

СФЗ Северо-Сибирского порога условно включена в состав Северо-Карской СФО [172]. Северо-Сибирский порог, являющийся составной частью раннекиммерийского орогенного пояса, разделяет Баренцевскую, Карскую и Западно-Сибирскую плиты.

В осевой части Северо-Сибирского порога палеозойские комплексы перекрыты лишь плащом четвертичных отложений. На сейсмоакустических разрезах дислоцированные палеозойские образования выглядят немой толщей, образуя акустический фундамент (рис. 7). Условно, с учетом строения разреза на архипелаге Новая Земля и данных МПВ, домезозойские складчатые образования в пределах СФЗ Северо-Сибирского порога подразделены на два комплекса: верхнепротерозойско-нижнепалеозойский и средне-верхнепалеозойский.

С севера на поверхность размыва дислоцированных палеозойских образований порога налегают юрско-меловые комплексы, аналогичные разрезу Восточно-Баренцевской СФЗ (рис. 8), а с юга — типичные для Ямало-Тазовской СФО Западно-Сибирской плиты (рис. 9). Поэтому для мезозойского этапа развития логично отнести его северный и южный склоны к отдельным структурно-формационным подзонам (СФПЗ). В Северной СФПЗ выделены триасовый, юрско-нижнеберриасский ССК, а также верхнеберриасско-среднеаптский и верхнеаптско-нижнеальбский подкомплексы мелового ССК. Их строение в целом соответствует разрезу Восточно-Баренцевской СФЗ.

В Южной СФПЗ Северо-Сибирского порога присутствуют в сокращенном объеме верхнеюрско-нижнеберриасский и меловой-палеогеновый сейсмокомплексы, выделенные для Ямало-Тазовской СФО [32].

Верхнеюрско-нижнеберриасский ССК залегает между горизонтами (А и Б). Кровля ССК — региональная опорная поверхность несогласия Б — соответствует кровле глинистых отложений баженовской свиты (верхняя юра — нижняя часть берриасского яруса). Этот комплекс соответствует трансгрессивной фазе седиментационного цикла, отражая условия накопления морских относительно глубоководных глинистых отложений абалакской и баженовской свит.

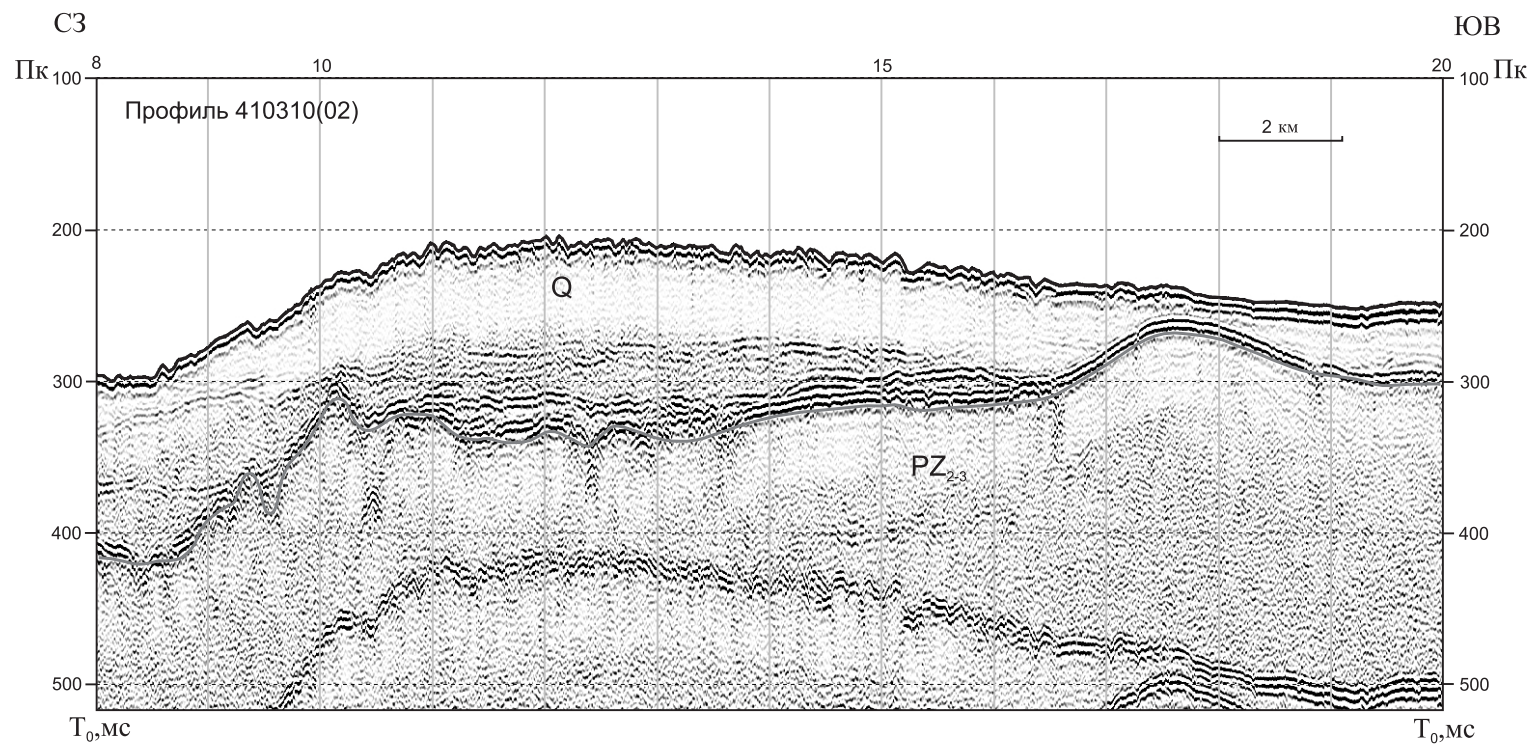


Рис. 7. Характер волнового поля в области распространения дислоцированных образований среднего—позднего палеозоя. Интерпретация С. И. Шкарубо.

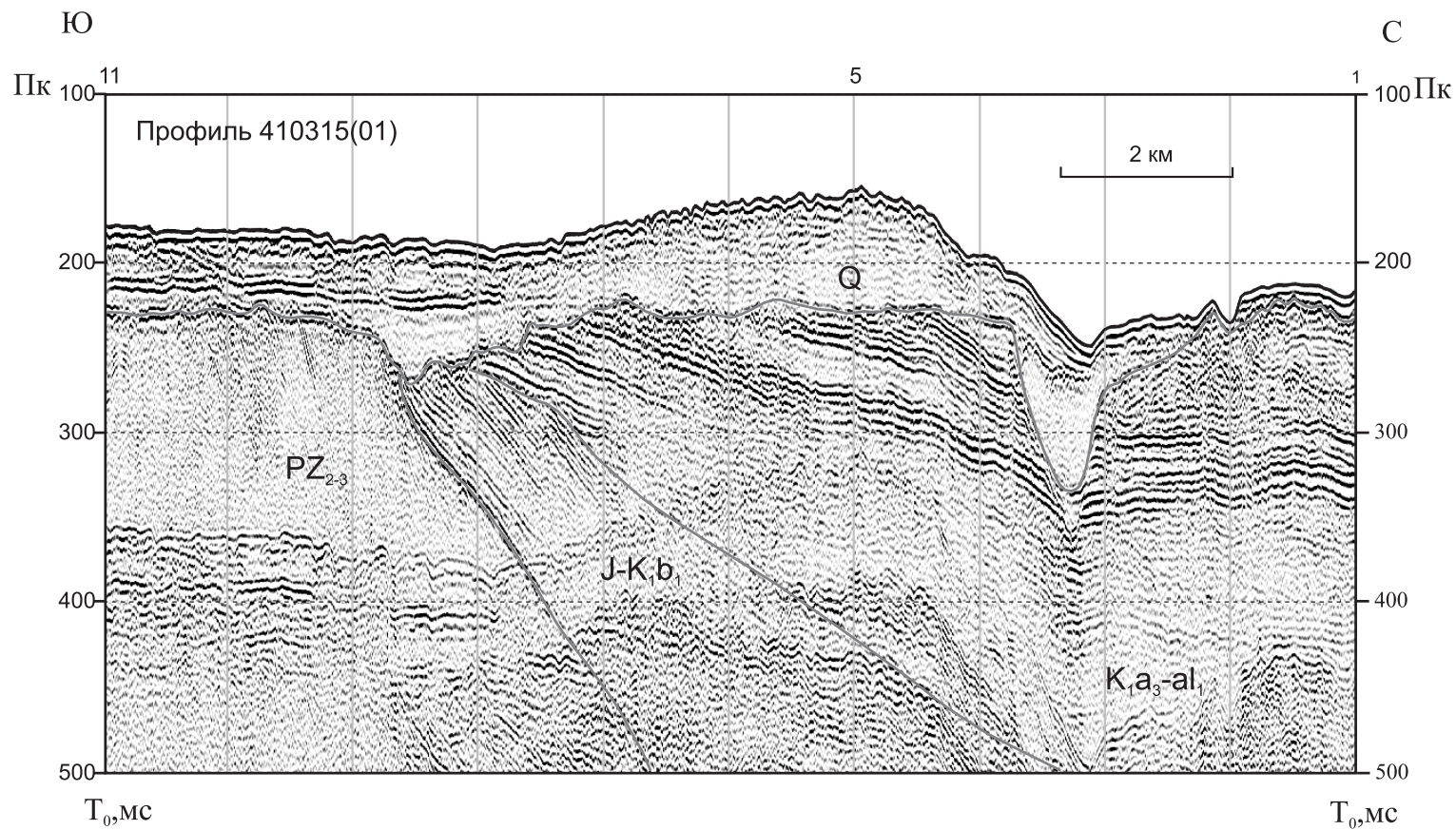


Рис. 8. Выклинивание мезозойских толщ на склоне Северо-Сибирского порога. Интерпретация С. И. Шкарубо.

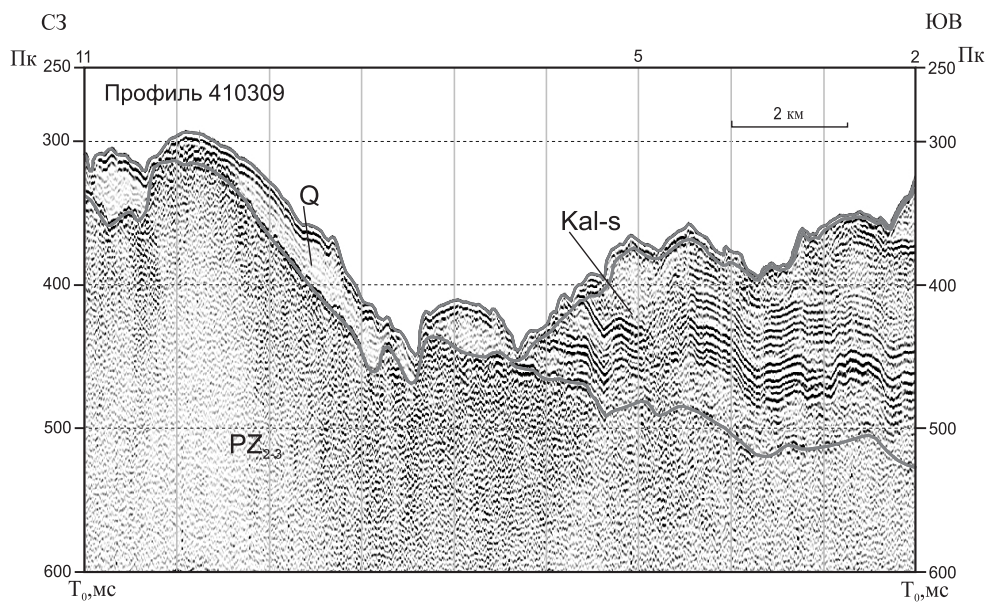
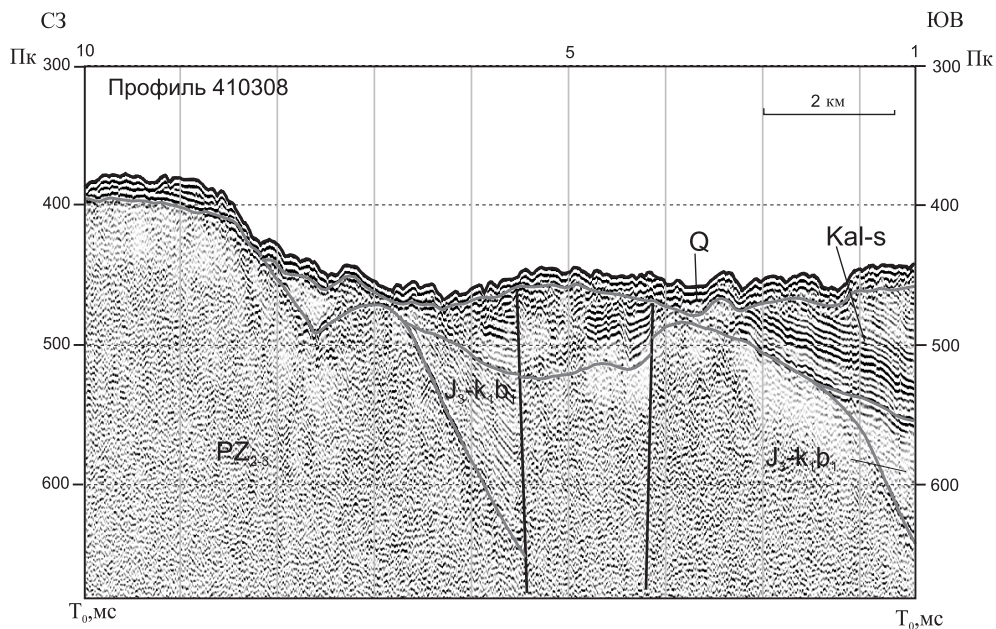


Рис. 9. Строение южного склона Северо-Сибирского порога. Интерпретация С. И. Шкарубо.

Меловой–палеогеновый ССК разделен на четыре подкомплекса: нижнемеловой, альб-сеноманский, верхнемеловой, кампан-датский.

Нижнемеловой ССПК заключен между отражающими горизонтами Б и М'. Горизонт М' в кровле подкомплекса приурочен к границе апта и альба.

Альб-сеноманский ССПК выделяется между отражающими горизонтами М' и Г. Волновая картина подкомплекса неоднородна: низкоамплитудные невыдержанные оси синфазности в нижней части сменяются вверх протяженными субпараллельными отражениями. Наиболее выдержан по простирацию и динамически ярко выражен горизонт Г в кровле подкомплекса, который сопоставляется с подошвой глинистой толщи турона–кровлей сеномана.

Верхнемеловой ССПК выделен между отражающими горизонтами Г и С₃. Выдержанный по простирацию опорный горизонт С₃ приурочен к кровле глинисто-кремнистых глубоководных отложений турона–сантона.

Кампан-датский ССПК заключен между отражающими горизонтами С₃ и Д₂. К поверхности доплиоцен-четвертичного среза (Д₂) прилегают все нижележащие отражения мезозойско-кайнозойских комплексов.

СТРАТИГРАФИЯ

Площадь листов Т-41—44 охватывает восточную часть Баренцевской и западную часть Карской шельфовых плит. Основными отрицательными структурами являются два крупных седиментационных бассейна: Восточно-Баренцевская синеклиза и Восточно-Карская зона прогибов. Осадочный чехол обоих бассейнов залегает на претерпевшем деструкцию платформенном основании [37]. В строении самого чехла выявлены существенные различия [8, 94, 124].

Восточно-Баренцевская синеклиза является северо-восточным окончанием системы рифтогенных прогибов, формирующих Восточно-Баренцевский мегапрогиб. Судя по характеру отражающих горизонтов, ранние фазы его погружения могут быть связаны с концом раннего палеозоя, как минимум с серединой ордовика. Перерывы в осадконакоплении предполагаются в конце перми, конце триаса—начале юры, в берриасе—валанжине и в верхнем мелу. Осадочный чехол синеклизы, мощностью до 10—13 км в наиболее прогнутых частях, сложен терригенно-карбонатными палеозойскими и терригенными мезозойско-кайнозойскими осадками примерно в равных соотношениях. В разрезе мезозойского комплекса присутствуют пластовые интрузии основного состава.

Карская плита, представленная серией ориентированных в широтном направлении прогибов и поднятий, развивалась в регрессивном режиме на протяжении нижнего—среднего палеозоя с полным замыканием бассейна и последующим воздыманием территории с образованием пенеплена к началу позднего палеозоя. Глубина впадин Восточно-Карской зоны прогибов, судя по структурной карте подошвы осадочного чехла, достигает 8—9 км, а на поднятиях мощность чехла сокращается до 2 км. Большая часть разреза во впадинах принадлежит палеозойским карбонатам и эвапоритам, терригенные мезозойско-кайнозойские породы, слагающие верхний комплекс, имеют резко подчиненное значение, их мощность не превышает 1—2,5 км [15, 94, 30].

В разрезе осадочного чехла Баренцево—Северо-Карского шельфа и островов принимают участие отложения верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, выделенные в ранге серий, свит, толщ, сейсмокомплексов и сейсмоподкомплексов. Увязка картографируемых подразделений в различных структурно-формационных зонах и привязка их к сейсмическим отражающим горизонтам приведена на схеме корреляции. Основные структурные единицы, упоминаемые в тексте при описании стратиграфических подразделений, показаны на схеме тектонического районирования.

Характеристика протерозойских и палеозойских сейсмокомплексов на акватории приводится на основе экстраполяции данных с окружающих архи-

пелагов Новая Земля, Северная Земля и Земля Франца-Иосифа, прослеживании опорных отражающих горизонтов из районов, где эти отложения надежно идентифицированы, а также палеофациальных построений и палеогеографических реконструкций.

Северный блок архипелага Новая Земля сложен морскими осадками в диапазоне от верхнего протерозоя до перми включительно, представленными терригенными, карбонатными, в меньшей степени кремнистыми породами. Отличительной особенностью территории является то, что здесь наблюдается непрерывный разрез верхнепротерозойских — палеозойских отложений. Только в районе мыса Спорый Наволок фиксируется перерыв осадконакопления в среднем палеозое.

В верхнем протерозое распространены преимущественно терригенные, относительно глубоководные осадки. В среднем и верхнем палеозое, наряду с терригенными формациями, существенную роль начинают играть карбонатные относительно мелководные и мелководные отложения, накапливающиеся в шельфовых условиях. В районе выделяются структурно-формационные зоны: Северо-Новоземельская СФЗ в северной части территории, а на юге — Центрально-Новоземельская (Восточно-Новоземельская для позднедевонского—пермского времени) СФЗ.

Для Северо-Новоземельской СФЗ характерно преобладание мелководных карбонатных отложений. В ее пределах обособляются структурно-формационные подзоны (СФПЗ): Русскогаванская и Лебяногаванская с отличающимся характером разреза, отражающим особенности обстановки осадконакопления. Континентальные и морские четвертичные отложения развиты крайне незначительно. Большая часть территории перекрыта материковым льдом.

АРХЕЙ(?)—НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нерасчлененные архейско(?)—нижнепротерозойские образования (AR?—PR₁) слагают фундамент Карской плиты. Подразделение показано только на разрезе.

Глубоко метаморфизованные толщи мощностью до 3000 м предположительно архейского возраста развиты в пределах Фаддеевского выступа фундамента Таймырской складчатой системы. Они представлены гнейсами, плагиогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами [30].

Нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные метаморфизованные образования, входящие в состав фундамента, на севере Таймыра развиты более широко и представлены вулканитами, сланцами, кварцитами, кварцито-песчаниками.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Протерозойские образования предполагаются в нижней части разреза осадочного чехла глубоких прогибов Карской плиты, а также обнажаются на архипелаге Новая Земля и в пределах поднятия островов Известий ЦИК.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ—ВЕНД

Нерасчлененные образования верхнего рифея—венда (R_3-V) выделены на карте, разрезе и схеме корреляции в Северо-Карской СФО, в Кировской структурно-формационной зоне (VIII.3). На разрезе кровля подразделения ограничена отражающим горизонтом VI, который маркирует переход Северо-Карского шельфа от этапа дифференцированных подвижек блоков фундамента с формированием грабенов и поднятий к стадии общего его опускания [157]. Породы верхнего протерозоя установлены на островах Известий ВЦИК и вскрыты скважиной Свердрупская—1 на одноименном острове [199].

Разрозненные скальные выходы на островах Известий ЦИК сложены дислоцированной крутопадающей пестроцветной толщей серо-зеленых хлоритовых и кварц-серицитовых, вишнево-красных известково-серицито-кварцевых и других сланцев. Они чередуются, а местами полностью замещаются голубовато-серыми мелкозернистыми туфогенными полимиктовыми метапесчаниками и метаалевролитами.

В скв. Свердрупская-1 в интервале 1620—2336 м вскрыта залегающая под углом 50—70° толща микросланцев (слюдисто-хлоритовых, слюдисто-карбонатно-кварцевых, биотит-амфибол-кварцевых, гранат-биотитовых) и микрокварцитов видимой мощностью 715 м. Степень преобразования пород соответствует биотитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Органических остатков, за исключением единичных акритарх широкого возрастного диапазона, не обнаружено. Вещественный состав пород, высокая степень метаморфизма и дислоцированность позволяют сопоставить отложения складчатого комплекса с верхнепротерозойскими формациями достановского комплекса Таймыра [98, 30].

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Отложения верхнего протерозоя развиты в сводовой части Северо-Новоземельского антиклинория в Ледяногоаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ и прослеживаются от зал. Легздина до зал. Иностранцева.

Маковская толща (PR_2mk) вскрывается по берегам бухты Мака. Толща представлена зеленоцветными метапесчаниками, метаалевритами и филлитами, образующими турбидитовые циклы мощностью от 0,5 до 15 м. Вверх по разрезу мощность циклов уменьшается. В их основании залегают метапесчаники, иногда с прослоями конгломерато-брекчий, а выше более тонкозернистые породы. В целом количество грубообломочного материала в циклах не превышает 30 %.

На основании находок в верхней части этой толщи микрофоссилий *Balvinella faveolata* и положения в разрезе, возраст маковской толщи принимается как позднепротерозойский. Мощность толщи — более 1300 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ—НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Ломоносовская толща (PR_2-E_1lm) прослеживается от ледника Шокальского до зал. Иностранцева. Она сложена филлитами, в подчиненном количестве присутствуют кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые и кварцевые метапесчаники и метаалевролиты. Филлиты интенсивно

пиритизированы, вследствие чего на выветрелой поверхности они приобретают ярко-бурюю окраску. Толща залегает согласно на подстилающих отложениях, причем нижняя ее граница проводится по подошве пачки черных филлитов, перекрывающих зеленоцветные породы маковской толщи. По вещественному составу ломоносовская толща делится на три подтолщи.

Нижнеломоносовская подтолща представлена темно-серыми пиритизированными филлитами ожелезненными с поверхности, с отдельными прослоями метаалевролитов, редко мелкозернистых метапесчаников. Мощность — 550—750 м.

Среднеломоносовская подтолща сложена серыми и темно-серыми мелкозернистыми метапесчаниками, переслаивающимися (0,1—0,3 м) с метаалевритами и ожелезненными с поверхности темно-серыми филлитами. Количество метапесчаников и метаалевритов составляет 50—80 % объема толщи. Разрез имеет циклический флишиоидный характер. Мощность подтолщи — 300—400 м.

Верхнеломоносовская подтолща состоит из ожелезненных с поверхности филлитов, содержащих отдельные пачки переслаивания тех же филлитов с метаалевритами. Количество филлитов в этих пачках обычно превышает 50 %, а мощность пачек достигает первых десятков метров. Верхнеломоносовская подтолща залегает согласно на нижележащей. Мощность подтолщи — 700—1300 м.

В средней и в низах верхней подтолщи присутствуют микрофоссилии позднепротерозойского возраста: *Balvinella faveolata*, *PterospERMOSIMORPHA* sp., *Trachyhystrichosphaera* sp., *Symplassosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp. В верхах верхнеломоносовской подтолщи встречен органический детрит, а в перекрывающей ее менделеевской толще — среднекембрийские трилобиты. Исходя из этого, возраст ломоносовской толщи принимается позднепротерозойским—раннекембрийским. Граница протерозоя и кембрия проходит в верхней части верхнеломоносовской подтолщи, имеющей однородное строение. Никаких следов перерыва осадконакопления не наблюдается.

Общая мощность толщи 1700—2500 м [163].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские отложения распространены на всей рассматриваемой площади, формируя вместе с верхнерифейскими нижнюю часть осадочного чехла. Характеристика палеозоя приводится на основе экстраполяции данных с окружающих островов Новая Земля и Северная Земля (рис. 10). Моделью для характеристики сейсмокомплексов и стратиграфических подразделений в СФЗ Святой Анны (VII.1) послужили в том числе материалы параметрических скважин и косвенные данные из района архипелага Земля Франца-Иосифа. Для описания СФО Адмиралтейской зоны поднятий использованы результаты бурения скв. Адмиралтейская-1 и материалы по Северо-Новоземельской СФЗ Новой Земли (Ледяногоаванской СФЗ).

В качестве модели для описания более сложнопостроенной Северо-Карской СФО использованы разрезы западной зоны архипелага Северная Земля (для СФЗ Визе и СФЗ Уединения); северо-западные разрезы п-ова Таймыр и о. Большевик (для Кировской СФЗ); северные разрезы Таймыра, данные по малым островам Пясинского залива и островам Известий ЦИК, разрезы Ледяногоаванской СФЗ (для СФЗ Северо-Сибирского порога).

Основными областями сноса терригенного материала в Баренцево—Северокарский бассейн на протяжении нижнего—среднего палеозоя оставалась суша, располагавшаяся севернее ЗФИ, в среднем—позднем палеозое в качестве источника сноса к ней добавилась Таймырско—Североземельская суша. В палеозойском разрезе установлены отложения всех систем. Основанием для распространения толщ на акватории явились палеогеографические и палеофациальные построения, составленные для Баренцево—Карского шельфа [85, 8, 154, 191, 159].

В пределах северной оконечности архипелага Новая Земля палеозойские отложения имеют наибольшее распространение и представлены всеми системами. Они обнажаются как в Северо—Новоземельской, так и в Восточно—Новоземельской СФЗ. Палеозойский разрез сложен морскими осадочными терригенными, карбонатными и карбонатно—терригенными образованиями (рис. 11).

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Кембрийские отложения на севере архипелага Новая Земля имеют небольшое распространение и обнажаются только в пределах Северо—Новоземельской СФЗ. Они представлены комплексом флишоидных терригенных осадков, при весьма ограниченном участии карбонатных пород, общей мощностью около 1200 м.

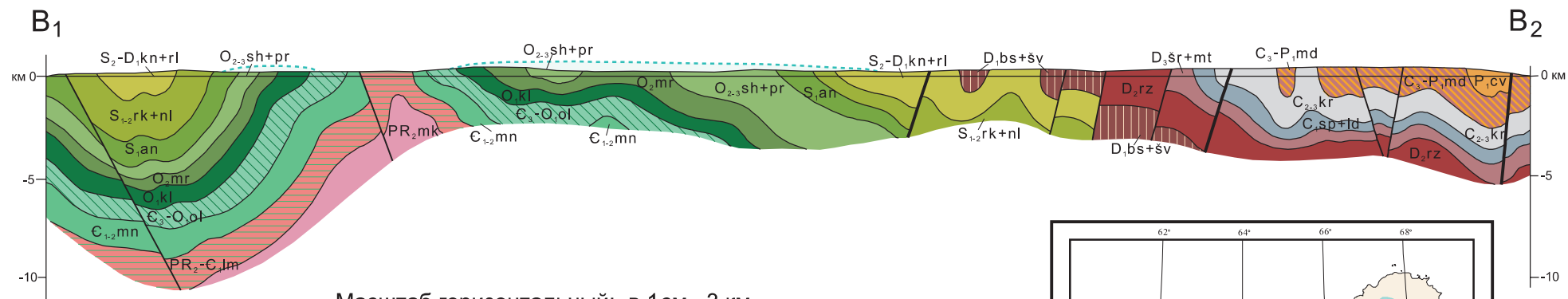
Менделеевская толща (E_{1-2} mn) развита в Ледяногованской СФЗ Северо—Новоземельской СФЗ и обнажается на западном побережье архипелага между ледниками Шокальского и Павлова. Толща сложена зеленовато—серыми хлоритовыми и лиловато—темно—серыми эпидот—магнетит—хлоритовыми филлитовидными сланцами с редкими тонкими прослоями металевролитов и известняков. Она согласно залегает на ломоносовской толще, а ее нижняя граница проводится по смене темно—серых и черных, ожелезненных с поверхности, филлитов зеленовато—серыми хлоритовыми филлитами.

В верхней половине толщи присутствуют трилобиты среднего кембрия: *Bailiaspis* cf. *dalmani*, *Paradoxides* (*Hydrocephalus*) *hicksi*, *P. aurora*. На основании этой фауны и положения в разрезе возраст толщи датируется как ранне—среднекембрийский. Мощность толщи 600—850 м [163].

РИФЕЙ(?)—НИЖНИЙ ОРДОВИК

Сейсмоподкомплекс Ф—V ($R?$ — O_1) распространен в наиболее глубоких прогибах Северо—Карской структурно—формационной области. Он показан на схеме корреляции в СФЗ Уединения (VIII.2) и на разрезе в пределах отрицательных структур Восточно—Карской зоны прогибов. Верхняя граница — сейсмический горизонт V — условно сопоставлена с локально выраженным несогласием между нижним и средним ордовиком. Сейсмоподкомплекс соответствует толще выполнения грабенообразных прогибов.

В качестве модели при интерпретации сейсмического волнового поля СФЗ Уединения использованы разрезы Северной Земли, поскольку мощность рифея—палеозоя в этих районах соизмерима как по отдельным возрастным интервалам, так и в целом. Рифейско—кембрийская часть комплекса представлена ритмичным чередованием морских преимущественно терри-



Масштаб горизонтальный: в 1 см – 3 км

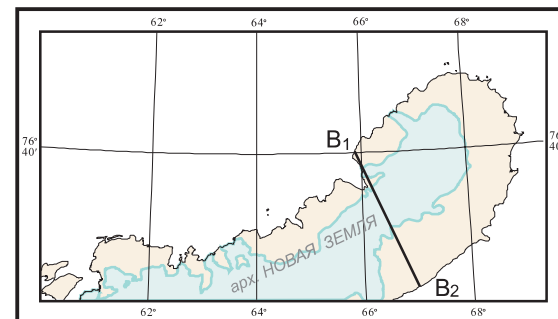


Рис. 11. Геологический разрез по линии В₁–В₂ (о. Северный архипелага Новая Земля). Составил В. В. Орго.

генных пород флишеидного типа, отлагавшихся в режиме пульсационного прогибания морского бассейна. Залегание ордовикских отложений на подстилающих, как правило, трансгрессивное. Из разреза выпадают разные горизонты кембрия. В нижнем ордовике преобладают прибрежно- и лагунно-морские карбонатно-терригенные отложения (пестроцветные песчаники, туфопесчаники, мергели, алевроитистые известняки и доломиты с прослоями гипсов, туфов и покровами основного состава). Внутри нижнего ордовика фиксируются перерывы. Интервальные скорости составляют 6,2—6,4 км/с. Максимальные мощности комплекса достигают 3500—4000 м в прогибе Уединения (восточном), расположенном за рамкой карты, сокращаясь до 1000 м и менее на поднятиях [184, 157]. В изученной области Карской плиты, где замыкаются прогибы Брусилова и Уединения (западный), а максимальные мощности подкомплекса не превышают 1500—2000 м, присутствие в нижней части разреза осадочного чехла рифейско-кембрийских образований менее вероятно. Скорее всего, платформенный разрез начинается здесь с ордовикских отложений, трансгрессивно залегающих на породах фундамента.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ—НИЖНИЙ ОРДОВИК

Оленинская свита (E_3-O_1ol) распространена только в Ледяногоаванской СФПЗ. Выходы ее установлены между ледниками Шокальского и Павлова на северо-востоке территории в долине р. Неблужная. Свита сложена темно-серыми и черными пиритизированными, ожелезненными с поверхности, глинистыми и глинисто-углеродистыми сланцами и алевролитами, среди которых присутствуют отдельные пачки (мощностью до нескольких десятков метров) грубозернистых пород: песчаников, гравелитов, конгломератов. Мощность этих пачек увеличивается в северо-восточном направлении от 10—30 м в районе ледников Анучина и Визе до 150—200 м вблизи горы Сев. Нунатак. Песчаники обычно зеленовато-серые разномзернистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые, конгломераты зеленовато-серые и серые полимиктовые. В сланцах присутствуют прослои серых известняков, черных глинистых доломитов и караваеобразные глинисто-карбонатные стяжения диаметром до 0,4—0,6 м.

Оленинская свита залегает согласно на менделеевской толще; ее нижняя граница проводится по кровле пачки светло-кремовых метаалевролитов, венчающей разрез менделеевской толщи. В низах свиты присутствуют трилобиты аксайского яруса верхнего кембрия: *Bondarevites venustus*, *Lotagnostus trisectus*; выше — граптолиты тремадокского яруса нижнего ордовика: *Rhabdinopora flabelliforme graptolithinum*, *Rh. Scitulum*. Верхняя часть свиты содержит граптолиты низов аренигского яруса нижнего ордовика: *Tetragraptus (Paratetragraptus) approximatus*, *T.(P.) acclinans*.

Мощность свиты — 900—1100 м с тенденцией увеличения в северо-восточном направлении.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

В Северо-Новоземельской СФЗ (в Ледяногоаванской СФПЗ), охватывающей северное окончание архипелага, ордовикские отложения согласно залегают на более древних образованиях. Они представлены комплексом отно-

сительно глубоководных и мелководных карбонатно-терригенных осадков мощностью 1500—2800 м. Породы содержат многочисленные остатки граптолитов, не встречающиеся в осадках других фациальных зон на Новой Земле.

Нижний отдел

Климовская свита (O_1kl) развита в Ледяногованской СФПЗ на севере Новой Земли. Выходы ее прослеживаются по западному побережью от мыса Сахарова до зал. Иностранцева, а также на востоке в бассейне р. Неблюйная.

Свита сложена переслаивающимися темно-серыми ожелезненными с поверхности алевролитами, черными аргиллитами, темно-серыми глинистыми, песчанистыми, иногда доломитистыми известняками, несущими следы течения и оползания осадка и знаки ряби. В средней ее части встречаются прослои кварцевых известковистых песчаников, а по всему разрезу — глинисто-карбонатные стяжения. Климовская свита залегает согласно на оленинской свите, ее нижняя граница проводится по подошве пачки переслаивающихся черных аргиллитов и известковистых алевролитов, перекрывающей черные ожелезненные сланцы оленинской свиты.

Свита содержит богатый комплекс органических остатков. В нижней ее части присутствуют граптолиты *Expansograptus extensus*, *Didymograptus eobifidus*, *D. torosus*, трилобиты *Apatokephalus* sp., брахиоподы *Sowerbyella* (*Virguella*) sp. (aff. *orechovensis* Nik.), а в верхней — граптолиты *Oncograptus* aff. *upsilon biangulatus*, *Isograptus gibberulus*, позволившие датировать возраст климовской свиты как раннеордовикский (аренигский). [163]. Мощность свиты 400—510 м.

Средний отдел

Мурманцевская свита (O_2mr) распространена в Ледяногованской СФПЗ на северной оконечности Новой Земли. Она сложена серыми разнo-зернистыми, преимущественно кварцевыми песчаниками (вплоть до гравелитов), темно-серыми и черными, иногда ожелезненными алевролитами и аргиллитами и серыми глинистыми, алевролитистыми или песчанистыми известняками. В песчаниках присутствуют крупные караваеобразные обособления желтовато-бурых известковистых песчаников, многочисленные линзы и линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. Последние встречаются преимущественно в верхней половине свиты. Осадки носят флишоидный характер. На восточном побережье мурманцевская свита имеет четкое двучленное строение. Нижняя ее часть характеризуется известняково-песчаниково-алевролитовым составом, а верхняя — существенно песчаниковым с гравелитами и конгломератами. На западном побережье свита имеет также двучленное строение, но в отличие от восточного, в ее составе полностью отсутствуют известняки, а флишоидность становится более тонкой. Севернее разрез становится более однородным, флишоидность еще более тонкой, а роль тонкообломочных пород существенно возрастает, достигая чуть более 50 % объема свиты.

Мурманцевская свита залегает согласно на климовской свите, ее нижняя граница проводится по подошве пачки серых кварцевых песчаников [163].

Свита содержит богатый комплекс граптолитов, позволивший однозначно отнести ее к среднему ордовику. В нижней ее половине присутствуют граптолиты лланвирнского яруса — *Phyllograptus anna anna*, *Bergstroemograptus clawfordi*, а в верхней — граптолиты лландейловского яруса *Hustedograptus teretiusculus*, *Undulograptus kumbrensis*, *Nemagraptus gracilis*, *Climacograptus tridentatus*.

Мощность свиты колеблется от 740—890 м на западе до 1350 м на востоке.

Средний—верхний отделы

Сахаровская и поярковская свиты объединенные ($O_{2-3}sh + pr$) развиты в Ледяногаванской СФПЗ.

Сахаровская свита сложена темно-серыми до черных, часто ожелезненными с поверхности, алевролитами и аргиллитами. В виде тонких прослоев присутствуют известковистые алевролиты, серые мелкозернистые известковистые песчаники и глинистые известняки. На подстилающих отложениях сахаровская свита залегает согласно, ее нижняя граница проводится по кровле мощной пачки песчаников, венчающей разрез мурманцевской свиты.

Сахаровская свита содержит многочисленные граптолиты карадокского яруса среднего ордовика: *Climacograptus peltifer*, *Diplograptus multidenus*, *Glyptograptus lorrainensis*, *Climacograptus cf caudatus*. Мощность свиты колеблется от 300—340 м на мысе Сахарова до 410 м на р. Снежная.

Поярковская свита фациально изменчива. На севере и востоке она сложена переслаивающимися пачками серых, розовато- и зеленовато-серых разномзернистых песчаников и кварцито-песчаников, содержащих прослои темно-серых алевролитов и аргиллитов. На западном побережье (к юго-западу от зал. Иванова) она представлена грубозернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками с линзами, прослоями кварцевых гравелитов и редкими прослоями черных аргиллитов и алевролитов. Здесь для нее характерны олистостромы и следы оползания осадка.

В поярковской свите присутствуют позднеордовикские (ашгиллские) граптолиты: *Climacograptus minimus*, *C. supernus*, *Glyptograptus(?) persculptus*. В районе мыса Сахарова в ней собраны позднеордовикские кораллы: *Palaeofavosites indubius novaezemicus*, *P. globosus*. В верхах свиты иногда встречаются трилобиты рода *Dalmanitina* и пелециподы *Cyclonella(?) aff. speciosa* [180, 160]. Мощность поярковской свиты колеблется от 70 м на западе до 550 м на востоке.

Суммарная мощность подразделения ($O_{2-3}sh + pr$) — 370—960 м.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК—НИЖНИЙ СИЛУР

Сейсмоподкомплекс V—IV ($^sO_2-S_1$) выделен на разрезе и схеме корреляции в СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба — в зоне Святой Анны (VII.1) и в СФЗ Уединения (VIII.2) Северо-Карской СФО. Подкомплекс в подошве ограничен горизонтом V (VI или Ф в бортовых зонах прогибов, где горизонт V налегает на поверхность фундамента), в кровле — горизонтом IV и соответствует среднему ордовику—нижнему силуру.

В СФЗ Святой Анны разрез подкомплекса ожидается в умеренно глубоководных, мелководно-морских и прибрежно-морских карбонатно-терригенных фациях, аллохтонная составляющая которых сформирована за счет размыва Северного поднятия [154]. Карбонатность в северном направлении по мере приближения к суше уменьшается, в разрезе преобладают терригенные породы. Верхняя граница согласная. Толща залегает в прибортовых зонах Восточно-Баренцевской синеклизы на фундаменте, в центральной части прогиба Святой Анны может подстилаться более древними (кембрийско?-нижнеордовикскими) осадочными отложениями. Мощность ССПК варьирует от 1500—2500 м в Восточно-Баренцевской синеклизе до полного выклинивания на ее бортах.

В СФЗ Уединения ССПК V—IV имеет широкое распространение, как в прогибах Брусилова и Уединения, так и на поднятиях. Обе границы сейсмоподкомплекса с признаками эрозионного среза. В пределах Карской плиты вещественный состав подразделения представляет собой чередование мелководно- и лагунно-морских осадков, отвечающих трансгрессивным фазам развития бассейна в среднем ордовике и нижнем силуре и регрессивным — в верхнем ордовике. Разрез сложен преимущественно карбонатными (известняками глинистыми, органогенно-детритовыми, органогенными, доломитами, мергелями), а также терригенными (пестроцветными песчаниками) и сульфатными породами. Богатые комплексы кораллов, брахиопод, остракод, мшанок, криноидей, наутилоидей и других групп фауны дают возрастное обоснование всех ярусов данного интервала. Мощность подкомплекса варьирует от 1500—2000 м в прогибах Восточно-Карской зоны до 500—1000 м на бортах, местами до полного выклинивания на поднятиях. Интервальные скорости составляют 6,0—6,2 км/с.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ—НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Сейсмокомплекс Ф—IV ($^{\circ}\text{PR}_2\text{—PZ}_{1-2}$) выделен на карте, разрезе и схеме корреляции в СФЗ Северо-Сибирского порога (VIII.4). В качестве модели использованы северные разрезы Новой Земли и Таймыра, а также данные по малым островам Пясинского залива и островам Известий ЦИК. Часть разреза, относимая к верхнему протерозою—низам кембрия, представлена однообразной флишовой толщей: чередованием зеленовато-серых кварц-серицитовых и темно-серых хлорито-серицито-глинистых сланцев, темных зелено-серых рассланцованных известковистых туфопесчаников и алевролитов, коричнево-серых метапесчаников, водорослевых известняков. Верхние горизонты рифея отсутствуют, нижнекембрийские отложения залегают трансгрессивно со структурным несогласием. Выше по разрезу (кембрий—низ ордовика) преобладают карбонатные породы: серые и темно-серые известняки с остатками трилобитов с прослоями черных, иногда высокоуглеродистых известково-глинистых сланцев. Отложения ордовика и нижнего силура представлены относительно однородной толщей граптолитовых известково-глинисто-кремнистых сланцев с линзами и прослоями темных известняков, известковистых алевролитов и доломитов.

Общая мощность сейсмокомплекса может достигать 5000—6000 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Чаевская свита ($S_{\text{чв}}$) выделяется в Русскогаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ. Она сложена зеленовато-серыми и темно-серыми алевролитами с прослоями и пачками кварцевых, реже известковистых песчанников. Вверх по разрезу отмечается увеличение числа и мощности песчаных пачек от первых метров до 15 м. Присутствуют также редкие невыдержанные по простиранию пласты известняков мощностью от 1 до 10 м.

Подстилающие свиту отложения не вскрыты. Органические остатки отсутствуют, в связи с чем возраст свиты определяется условно по ее положению в разрезе. Так, в подошве вышележащей усачевской свиты определен комплекс фауны, характерной для основания лудлова. Исходя из этого, возраст чаевской свиты предполагается венлокским. Мощность свиты — более 300 м.

Анненская свита ($S_{\text{ан}}$) развита в Ледяногованской СФПЗ. По вещественному составу свита отчетливо делится на три части. Нижняя часть сложена черными рассланцованными алевролитами, алевропелитами и серыми известняками, средняя — ритмично переслаивающимися темноцветными алевролитами, аргиллитами и алевритистыми известняками, а верхняя — переслаивающимися черными известковистыми алевролитами, темно-серыми известняками и серыми аргиллитами. Часто встречаются послойные эллипсоидальные стяжения известняков, желваки черных кремней. Породы обычно пиритизированы и частично ожелезнены. Отмечаются оползневые текстуры и олистолиты. В северном направлении в составе свиты появляются грубо-обломочные породы. В нижней и средней частях разреза отмечаются конгломераты. В районе мыса Сахарова в нижней части свиты присутствуют многочисленные прослои и линзы песчанистых известняков и известковистых песчанников.

Анненская свита залегает согласно на песчаниках поярковской свиты и содержит богатый комплекс граптолитов раннесилурийского (лландоверийского) возраста: *Parakidograptus acuminatus*, *Cystograptus vesiculosus*, *Neodiplograptus fezzanensis*, *Detmirastrites convolutes*, *Spirograptus turriculatus*, *Oktavites spiralis*, *Cyrtograptus sakmaricus* [163]. Мощность свиты варьирует от 460 м у мыса Климова до 700 м на р. Снежная.

Нижний—верхний отделы

Рыкачевская и наливкинская свиты объединенные ($S_{\text{рк+нл}}$) выделяются в Ледяногованской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ и развиты на северной оконечности Новой Земли.

Рыкачевская свита сложена зеленовато-серыми, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с характерной оранжевой коркой выветривания, оливковыми алевролитами и темноцветными алевролитами и аргиллитами. Изредка присутствуют прослои оранжевых доломитов. Свита имеет ритмичное строение.

Рыкачевская свита залегает согласно на анненской свите, ее нижняя граница проводится по появлению в разрезе песчанников с оранжевой коркой вывет-

ривания. В свите присутствуют многочисленные граптолиты, наиболее важными из которых являются: *Monograptus flemingii*, *M. riccartonensis*, *M. rickardsi minor*, *Cyrtograptus rigidus*, указывающие на раннесилурийский (ранневенлокский) возраст.

Наливкинская свита на востоке и севере имеет песчано-алевритовый состав и отчетливое ритмичное строение. Количество песчаников возрастает вверх по разрезу. На западе она обладает аргиллито-алевролитовым составом. В нижней ее части развиты серые и зеленовато-серые алевролиты с отдельными пачками и прослоями кварцевых песчаников и органогенно-обломочных известняков. В верхней части свиты преобладают темно-серые, ожелезненные с поверхности, аргиллиты и алевролиты с тонкими прослоями песчаников и органогенно-обломочных известняков. Для пород характерны косая и перекрестная слоистость, текстуры оползания осадка. Спорадически встречаются прослои и линзы известково-кварцевых гравелитов и кальцерудитов.

Наливкинская свита согласно залегает на рыкачевской свите, ее нижняя граница проводится по кровле пачки песчаников с оранжевой поверхностью выветривания.

В нижней части свиты присутствуют поздневенлокские граптолиты: *Testograptus testis*, *Colonograptus ludensis*, выше — раннелудловские: *Lobograptus progenitor*, *Neodiversograptus nilssoni*, а в верхней — позднелудловские граптолиты: *Saetograptus* cf. *leintwardinensis*, *Bohemograptus bohemicus tenuis*. На мысе Наливкина вместе с граптолитами встречены лудловские брахиоподы *Conchidium novozemelicum*, *Trispirifer plidatellus*. Таким образом, возраст свиты определяется как ранне-позднесилурийский, начиная с позднего венлока и включая первую половину позднего лудлова [163].

Суммарная мощность рыкачевской и наливкинской свит возрастает в северо-восточном направлении от 840 до 1400 м.

ВЕРХНИЙ СИЛУР—НИЖНИЙ ДЕВОН

Сейсмоподкомплекс IV—III₁ (^sS₂—D₁) выделен на схеме корреляции и разрезе в трех структурно-формационных областях: Восточно — Баренцевского мегапрогиба (СФЗ VII.1); Северо-Карской (СФЗ VIII.1 и VIII.2) и Адмиралтейской зоны поднятий (СФЗ IX.1 и IX.2). Подошвенный горизонт IV на территории шельфа имеет черты несогласия эрозионного типа и связан с поверхностью крупного стратиграфического перерыва, охватывающего в западных регионах интервал от ордовика до позднего девона—карбона. Отражающий горизонт III₁ в кровле комплекса — несогласие эрозионного типа с элементами налегания в подошве, отождествляется с поверхностью предсреднедевонского размыва.

В СФЗ Святой Анны (VII.1) подкомплекс развит в прогибах и бортовых зонах ступеней. В целом характер отложений может быть сходным с синхронными отложениями Центрально-Новоземельской СФЗ Новой Земли. Верхний силур и лохковский ярус нижнего девона в этой зоне представлены существенно терригенными породами в прибрежно-морских фациях: пестроцветными песчаниками и кварцитопесчаниками, слюдисто-глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, доломитов и известняков с кораллами и брахиоподами. Более высокие гори-

зонты нижнего девона сложены карбонатными породами, а средний девон карбонатно-терригенными (черными аргиллитами, алевролитами, кварцевыми песчаниками, глинистыми известняками). В акваториальной части возможно преобладание терригенных пород и их более грубозернистый тип. Общая мощность оценивается в 1000—1500 м.

Для модели верхнесилурийско-нижнедевонского подкомплекса в СФО Адмиралтейской зоны поднятий используются разрезы Ледяногоаванской СФПЗ Новой Земли, где синхронные отложения представлены крупным ритмом, сложенным в нижней, силурийской части разреза морскими терригенными породами (алевролитами, аргиллитами, песчаниками с редкими прослоями гравелитов, конгломератов, известняков, доломитов) с двустворками, остракодами и граптолитами верхнего силура [160, 163, 171].

В нижнедевонской части разреза, представленной отложениями мелководно-морских и лагунно-морских фаций, наряду с терригенными породами широко развиты органогенные (водорослевые, кораллово-водорослевые) и органогенно-обломочные, оолитовые, зернистые известняки и доломиты. Породы содержат обильные комплексы кораллов, брахиопод, остракод, мшанок, криноидей и других групп фауны всех горизонтов нижнего девона. Общая мощность уменьшается с юго-запада на северо-восток от 3000 до 2000 м. Так как на севере Ледяногоаванской СФПЗ отложения верхов лохковского-эмского ярусов отсутствуют, вероятно, и на поднятии мыса Желания (СФЗ IX.2) разрез подкомплекса не полный. Мощность на акватории оценивается до 2000 м.

Северо-Карская структурно-формационная область в позднем силуре развивалась в условиях открытого мелкого моря при значительном удалении от источников сноса обломочного материала. В западных разрезах Северной Земли и островов Пионер и Долгий [173, 166] преобладают карбонатные породы с множественными органогенными постройками и примесью терригенного материала и эвапоритов в верхней части. Конец силура соответствует регрессивной фазе с полным обмелением бассейна в пржидольское время. Отложения нижнего девона со стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах верхней части лудлова. Разрез нижнего девона начинается с гравелитов и конгломератов, вверх по разрезу породы становятся более мелкозернистыми, появляются карбонатные породы мелководно-морских и прибрежно-морских фаций. Мощность отложений не превышает 500—1000 м в СФЗ Визе, увеличиваясь до 2000—2500 м в прогибах Брусилова и Уединения. Интервальные скорости в целом высокие: от 5,0—6,2 км/с в нижней половине разреза, где преобладают карбонатные породы, до 4,4—4,6 км/с в верхней части, а вблизи Северной Земли до 4,2 км/с, что свидетельствует о фациальном замещении карбонатного разреза карбонатно-терригенным.

Усачевская и откупщиковская свиты объединенные ($S_2-D_{1us}+ot$) выделяются в Русскоаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ.

Усачевская свита отчетливо делится на две части: нижнюю, сложенную зеленовато-серыми алевролитами с крупными телами водорослевых биогермов размером от десятков до сотен метров, доломитизированными известняками и доломитами с телами водорослевых биогермов размером в первые десятки метров. По всему разрезу свиты присутствуют отдельные олистоли-

ты размером до первых десятков метров, представленные биокалькаренидами и мелкогалечными известковыми конгломератами. Усачевская свита согласна залегает на чаевской свите.

В нижней половине свиты встречаются *Favosites* aff. *similes*, *Brooksina conjugula*, *B. striata*, а в верхней — *Conchidium novosemelicum*, *C. daljanicum*, *Brooksina* cf. *turkestanica*, *Ormoceras boreale*. Комплекс фауны определяет позднесилурийский (лудловский) возраст.

Откупщикова свита сложена переслаивающимися серыми и темно-серыми, часто известковистыми алевролитами, серыми и желтовато-серыми слоистыми, комковатыми водорослевыми известняками и доломитами. В виде прослоев присутствуют кварцевые, нередко известковистые песчаники.

Откупщикова свита залегает согласно на усачевской свите. Она содержит разнообразный комплекс органических остатков: кораллы, мшанки, криноидеи, брахиоподы. По присутствию кораллов *Favosites* aff. *favositiformis*, *F. aff. pactum*, *Kirkidium* ex gr. *knighti*, *Holmophyllum taltienne*, брахиопод *Howellella pseudogibbosa*, *Protathyris* ex gr. *praecursor* возраст свиты определяется как позднесилурийский—раннедевонский (поздний лудлов—ранний лохков) [2].

Суммарная мощность объединенного подразделения составляет 840 м.

Константиновская и реликтовская свиты объединенные ($S_2-D_1 kn + rl$) выделяются в Ледяногованской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ.

Константиновская свита сложена ритмично переслаивающимися пачками (20—110 м) розовато-, зеленовато- и темно-серых кварцито-песчаников и песчаников, зеленовато-серых, темно-серых и черных, в верхней части толщи пестроцветных, алевролитов и аргиллитов. В виде отдельных пластов и линз в кварцито-песчаниках встречаются кварцевые конгломераты, а алевролиты и аргиллиты содержат, как правило, прослой темно-серых и серых глинистых известняков, желтовато-серых и желтых доломитизированных известняков, доломитов и доломитистых песчаников, придающих пачкам полосчатый облик. В северном направлении возрастает роль грубообломочных пород.

Константиновская свита залегает согласно на наливкинской, нижняя граница ее проводится по подошве мощной пачки кварцито-песчаников и песчаников.

Свита бедна органическими остатками. В нижней ее части встречаются граптолиты *Pristiograptus* ex gr. *dubius* и пелециподы *Cardiola* sp, а в верхней, помимо этих форм — криноидеи *Mediocrinus* sp., мшанки *Eridotrypa* sp., *Lioclema* sp., и многочисленные брахиоподы *Kirkidium* ex gr. *knighti*, *Howellella pseudogibbosa*, остатки рыб рода *Tolypelepis*. На основании приведенных форм брахиопод и того факта, что в верхах наливкинской свиты, подстилающей константиновскую, были установлены граптолиты первой половины позднего лудлова, возраст принимается как позднесилурийский (вторая половина позднего лудлова—прижидол) [163].

Реликтовская свита сложена зеленоватыми и темно-серыми алевролитами и черными аргиллитами с прослоями желтовато-бурых доломитов и доломитизированных известняков. В бассейнах рек Овражистая и Андромеда заметную роль играют песчаники, кварцевые алевролиты и кварцито-песчаники. Породы реликтовской свиты с поверхности часто имеют желтовато-бурую окраску, в известняках отмечается обилие ходов илоедов, в доломи-

тах — многочисленные трещины усыхания. В северном направлении в нижней части свиты возрастает известковистость, появляются прослои песчаных известняков и известковистых алевролитов, а в средней — увеличивается количество кварцевых алевролитов, песчаников и кварцито-песчаников.

Свита залегает согласно на подстилающих ее отложениях, нижняя граница проводится по подошве пачки тонкопереслаивающихся доломитов, алевроитовых известняков, алевролитов и песчаников, залегающей на пестроцветных песчаниках константиновской свиты.

В нижней части свиты встречены брахиоподы пржидольского яруса верхнего силура: *Cracianella alia*, *Atrypella* cf. *kuschvensis*. Несколько выше собраны *Gypidula pelagica lux*, *Spirigerina* cf. *marginaliformis*, *Protathyris praecursor*. В средней части определены *Protathyris praecursor*, *Howellella* ex gr. *angustiplicata*, а в кровле *Protathyris* sp. Основываясь на комплексе брахиопод, возраст реликтовой свиты определяется пржидольским ярусом позднего силура—лохковским ярусом раннего девона.

Суммарная мощность константиновской и реликтовой свит изменяется от 1400 до 2500 м, увеличиваясь в северном направлении [163].

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Объединенный сейсмокомплекс VI—III₁ (^oPZ₁₋₂) выделен в Кировской СФЗ (VIII.3) Северо-Карской СФО. Развиг в углубленных участках, полностью эродирован на островах Известий ЦИК. Верхняя граница сейсмокомплекса эрозионная.

В качестве модели при интерпретации ССК использована схема стратиграфии северных районов Таймыра и о. Большевик, где кембрийско-нижекаменноугольные отложения знаменуют мощный цикл седиментации, в котором чередуются осадки иловой впадины с мелководно- и прибрежно-морскими. В условиях иловой впадины с нормальной или несколько повышенной соленостью и умеренными глубинами накапливались относительно монотонные черносланцевые толщи доманикоидного типа с граптолитами. В периоды обмеления бассейна отлагались преимущественно карбонатные породы с морской фауной [30]. Мощность сейсмокомплекса на акватории в пределах Кировской зоны поднятий колеблется от 1500 до 500 м, постепенно выклиниваясь в направлении выступа Известий ЦИК.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее полный и детально расчлененный разрез отложений девона в пределах описываемой территории представлен на архипелаге Новая Земля. Девонские отложения широко распространены в Северном блоке, в Ледяногаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ. На западном побережье, в пределах Русскогаванской подзоны, девонские породы обнажаются фрагментарно. На северной периферии Центрально-Новоземельской ЗСФ, в районе зал. Борзова нижедевонские отложения залегают в основании палеозойского разреза.

Девонские отложения представлены карбонатными, и в меньшей степени, терригенными породами. В Ледяногаванской подзоне они сложены мелко-

водными и предельно мелководными, частью пестроцветными образованиями. В районе мыса Спорый Наволок в девоне фиксируется перерыв в осадконакоплении. Здесь на различных горизонтах нижнего девона залегают либо верхнедевонские, либо средне- верхнекаменноугольные отложения.

Нижний отдел

Грибовская свита (D_{1gr}) развита в районе зал. Борзова, выделяется в Центральнo-Новоземельской СФЗ. Сложена известняками органогенно-обломочными, зернистыми, обычно в той или иной мере доломитизированными и мраморизованными с прослоями доломитов и брекчий. Контакт с вышележащими отложениями не обнажен. Определимых органических остатков не встречено. Возраст установлен по положению в разрезе и по аналогии с более южными разрезами и принимается раннедевонским. Общая мощность грибовской свиты более 420 м.

Шмидтовская серия ($D_{1\check{r}m}$) развита в Русскогаванской СФЗ, в районе заливов Русская Гавань и Чаева, преимущественно на п-ове Шмидта. Она состоит из трех свит: ермолаевской, каньонной и веселогорской. Сложена пестроцветными иногда косослоистыми крупнозернистыми полевошпатово-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми алевролитами, аргиллитами и реже алевритистыми доломитами. Шмидтовская серия согласно залегает на откупщиковской свите. Нижняя граница отчетливая, проводится по подошве пачки пестроцветных алевролитов. Серия бедна органическими остатками. В средней ее части обнаружены брахиоподы *Protathyris praecursor*, которые на Новой Земле обычно встречаются в низах нижнего девона. В верхах серии встречены остатки рыб *Pteraspidae*, *Arctolepidida*, *Acanthodii*, *Heterostraci*, *Cephalaspis* sp., которые весьма сходны с остатками ихтиофауны серии Вуд Бей Шпицбергена и датируются как лохковские [180]. Исходя из вышеизложенного, а также по положению в разрезе, возраст шмидтовской серии определяется как раннедевонский. Мощность серии 800—900 м.

Быстринская и шевченкинская свиты объединенные ($D_{1bs+\check{s}v}$) выделяются в Ледяногаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ.

Быстринская свита прослеживается от ледника Розе до зал. Экс. Два небольших выхода свиты отмечены на западном побережье в районе заливов Иностранцева и Анны [180]. В составе свиты преобладают разнообразные известняки: зернистые, органогенно-обломочные, водорослевые, глинистые, нередко доломитизированные. В меньшей степени присутствуют доломиты, аргиллиты и алевролиты, приуроченные в основном к средней и верхней части разреза. В верхах свиты для всех пород характерна пестрая окраска: для известняков оранжевая и зеленовато-желтая, для алевролитов — красновато-вишневая и зеленая. Быстринская свита залегает согласно на реликтовой свите. Нижняя граница проводится по подошве пачки водорослевых известняков.

Органические остатки довольно многочисленны. В низах свиты встречаются кораллы *Favosites socialis*, *F. admirabilis*, брахиоподы *Howellella labilis*, *Protathyris* cf. *praecursor*, в средней части кораллы *Favosites jermolaevi*, брахиоподы *Howellella minora*, в верхней — остракоды *Cavellina (invisibila)* sp., кото-

рые позволяют отнести быстринскую свиту к раннему девону (лохковский и пражский ярусы). Для нижней границы свиты отмечается скольжение во времени. На западном побережье зал. Иностранцева в ее низах определена фауна основания девона, а на востоке — нижедевонская фауна, обнаруженная уже в подстилающей реликтовой свите.

Мощность быстринской свиты колеблется от 600 до 1200 м. Увеличение мощности происходит в юго-западном направлении [163].

Шевченкинская свита наблюдается в Ледяногованской СФПЗ на западном и восточном побережье Новой Земли. На западном побережье она прослеживается от ледника Шокальского до ледника Чаева. Свита представлена монотонным переслаиванием седиментационных и вторичных доломитов с редкими прослоями доломитизированных, органогенно-обломочных и водорослевых известняков. На быстринской свите залегает согласно, нижняя граница проводится по подошве пачки светло-серых седиментационных доломитов.

Органические остатки встречаются в основном в известняках. По присутствию кораллов *Favosites* ex gr. *goldfussi*, *Cladopora rectilineata*, *Squamecfavosites frequensis*, конодонтов *Polygnathus serotinus* возраст свиты датируется ранним девонem (пражский—эмский ярусы).

Мощность свиты испытывает значительные колебания: на р. Широкая мощность 680 м, в северо-восточном направлении уменьшается до 300 м, и в районе мыса Спорый Наволок свита полностью размыта.

Нижний—средний отделы

Тайнинская свита ($D_{1-2}tn$) выделяется в Центрально-Новоземельской СФЗ, имеет ограниченное распространение в районе зал. Борзова. По вещественному составу свита делится на две части. Нижняя представлена черными углеродистыми аргиллитами и листовато-слоистыми темно-серыми известняками с редкими прослоями мелкозернистых известняков. Верхняя часть сложена углеродистыми аргиллитами, алевролитами с прослоями серых и буровато-серых песчаников, реже известняков, отмечаются линзы конгломератов. Тайнинская свита согласно залегает на грибовской свите. Граница проводится по смене органогенно-обломочных известняков черными аргиллитами. Наиболее полный разрез описан в куту зал. Борзова. Мощность свиты — около 500 м.

Ретовская и чухновская свиты объединенные ($D_{1-2}rt + \dot{ch}$) выделяются в Русскогаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ.

Выходы ретовской свиты прослежены узкой полосой от ледника Шокальского до ледника Чаева. Сложена свита доломитизированными известняками и доломитами. Собранные в верхней части свиты *Favosites* ex gr. *goldfussi*, *F. aff. brusnitszini*, *Cladopora rectilimeata*, *Caliapora* aff. *uralica* указывают на раннедевонский (пражский) возраст вмещающих отложений.

Чухновская свита выделяется в Русскогаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ. Ее выходы протягиваются от оз. Ретовское в северо-восточном направлении на несколько километров. Сложена черными аргиллитами, алевролитами с прослоями, линзами, олистолитами серых известняков, обычно содержащих органические остатки. Нижний контакт свиты не наблюдается из-за плохой обнаженности.

В поле развития чухновских отложений собраны остатки *Uncinulus parallelepipedus*, *U. aff. unguschensis*, *Gypidula* ex gr. *biplicata*, *Arionoceras certum*, *Michelinoceras equestum*, *Heliophyllum* aff. *tcherkessovae*, указывающие на средне-девонский возраст. Таким образом, возраст чухновской свиты ограничивается эйфельским и живетским ярусами среднего девона [149].

Суммарная мощность ретовской и чухновской свит составляет 1300—1700 м.

Средний отдел

Сейсмоподкомплекс $\text{III}_1\text{—III}_2$ ($^s\text{D}_2$) выделен на разрезе и схеме корреляции. Он распространен в прогибах Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ. По аналогии с разрезами Новой Земли предполагается, что ССК представлен терригенно-карбонатными породами и сланцами. Мощность ССК достигает 1000—1500 м.

Розинская свита (D_2rz) прослеживается по юго-восточному крылу Северо-Новоземельского антиклинория от верховья р. Быстрая до ледника Розе в Ледяногованской СФЗ. Состав свиты неоднороден. Нижняя треть сложена известково-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами. Вышележащая часть имеет карбонатный состав, она представлена органогенными известняками, доломитизированными известняками, седиментационными доломитами. Нижняя граница согласная, проводится по подошве пачки кварцевых песчаников.

В северо-восточном направлении в разрезе свиты исчезают коралловые известняки, мощность свиты сокращается вдвое, что свидетельствует о формировании там розинских отложений уже вне зоны развития органогенных построек. Еще далее к северо-востоку происходит более резкое сокращение мощности, вплоть до выклинивания розинских отложений в районе мыса Спорый Наволок.

На р. Спокойная в кровле свиты собраны брахиоподы *Bornhardtina* sp., *Ilmenia*(?) aff. *hians*, свидетельствующие о принадлежности вмещающих отложений к низам живетского яруса. Анализ всего фаунистического комплекса позволяет определить возраст розинской свиты в объеме среднего девона.

Мощность свиты до 550 м.

Средний—верхний отделы

Сейсмоподкомплекс $\text{III}_1\text{—III}_3$ ($^s\text{D}_{2-3}$) выделен на схеме корреляции и разрезе в СФЗ Уединения (ВП.2). Подошвенный горизонт III_1 соответствует поверхности несогласия, сформированной в среднем девоне, в результате общего разноамплитудного поднятия территории. Кровельный горизонт III_3 отвечает эрозионной границе на рубеже девона и карбона.

На западе Северной Земли в среднем и в позднем девоне при быстро сменяющихся в бассейне трансгрессиях и регрессиях, с общей тенденцией к обмелению бассейна в фамене и полному его замыканию к концу девона, сформировалась карбонатно-терригенная трангрессивно-регрессивная толща пород. Она сложена сероцветными доломитами, известняками, мергелями в нижней половине среднего девона; выше по разрезу — преимуществен-

но пестроцветными и красноцветными терригенными породами прибрежно-морского, лагунно-морского и лагунно-дельтового генезиса общей мощностью 1000—1600 м. В верхней части разреза появляются гипсы, обломки обугленной древесины, нарастает железистость пород. Органические остатки представлены почти всеми группами фауны, наиболее характерны комплексы пресноводных рыб. Верхняя часть разреза фаменского яруса отсутствует [25, 109].

Интервальные скорости составляют 4,0—4,5 км/с, что соответствует карбонатно-терригенным породам. Полный разрез с преобладанием карбонатных осадков мощностью до 2000 м можно ожидать только во внутренних частях глубоководных впадин. Верхняя граница комплекса на акватории скорее всего также эрозионная. В северной части СФЗ от размыва уцелела лишь самая нижняя часть толщи, мощностью чуть больше 0,5 км. Судя по разрезу, она к северу будет сокращаться, выклиниваясь на эрозионную поверхность [158].

Верхний отдел

Рейская свита (D_3rs) вскрывается узкой полосой между ледниками Чернышева и Борзова в Восточно-Новоземельской СФЗ. Нижняя часть сложена алевролитами, алевропесчаниками с прослоями песчаников известковистых и кварцевых, редкими маломощными горизонтами базальтов, туфов, туффитов и туфопесчаников, верхняя часть — алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами и редкими пластами песчаных известняков, песчаников и конгломератов. На подстилающей тайнинской рейская свита залегает согласно. Нижняя граница проводится по появлению серых известковистых песчаников.

Органические остатки в рейской свите представлены брахиоподами и флорой, характерными для раннефранского времени. Общая мощность — около 300 м.

Широкинская и мутафинская свиты объединенные (D_3sr+mt) выделяются в Ледяногаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ.

Широкинская свита протягивается узкой полосой от верховьев р. Спокойная до ледника Розе. Сложена переслаивающимися пестроцветными аргиллитами и алевролитами. В верхней части — пачка коралловых известняков. В западных разрезах согласно залегает на отложениях розинской свиты. Нижняя граница проводится по смене известняков пестроцветными алевролитами. Восточнее она несогласно ложится на шевченкинскую свиту и с перерывом перекрывается вышезалегающими отложениями. Амплитуда верхнего размыва быстро увеличивается, приводя к полному выклиниванию широкинской свиты.

Мутафинская свита сложена водорослевыми известняками с прослоями доломитов. В нижней и средней части отмечаются пачки желтовато-зеленых алевролитов. В районе р. Спокойная свита с размывом залегает на нижнедевонских отложениях, западнее р. Спокойная наблюдается согласный контакт с подстилающей широкинской свитой. Нижняя граница проводится по подошве пачки водорослевых известняков. Органические остатки в свите представлены водорослями *Umbella globula*, брахиоподами *Uchtopirifer nalivkini*,

конодонтами *Polygnathus* aff. *streeli*, по которым возраст мутафинской свиты определяется как среднефранский—фаменский.

Суммарная мощность объединенных свит — до 600 м.

Клоковская и вальковская свиты объединенные (D_3kl+vl) распространены крайне незначительно в Восточно-Новоземельской СФЗ, в районе зал. Борзова и плохо обнажены.

Для подразделения характерно двучленное строение. Нижняя часть толщи сложена черными аргиллитами, нередко углеродисто-кремнистыми с прослоями темно-серых глинистых известняков, фтанитов и реже известковистых песчаников. В верхней части толщи преобладают светло-серые глинистые известняки с прослоями фтанитов. Клоковская свита залегает согласно на рейской свите. Нижняя граница проводится по подошве пачки черных аргиллитов.

Органические остатки в свите редки и представлены гониатитами и конодонтами. Для нижней ее части характерны гониатиты *Manticoceras* cf. *ammon*, конодонты *Polygnathus asymmetricus ovalis*, для верхней — конодонты *Palmatolepis glabra pectinata*, *P. marginifera*. Обнаруженная фауна свидетельствует о позднедевонском (среднефранском—фаменском) возрасте пород. Мощность 100—170 м.

На западном побережье на перешейке Панкратьева верхнедевонские отложения представлены скорее всего латеральным аналогом клоковской свиты—низами вальковской свиты, главным отличием которой является присутствие в верхней части прослоев карбонатных конгломерато-брекчий.

Конгломератовая, воронинская и карбасниковская свиты объединенные (D_3kn-kr). Составляющие этот таксон свиты закартированы в Русскогаванской СФЗ.

Конгломератовая свита, лежащая в основании, сложена полимиктовыми валунно-галечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, часто пестроцветными, с прослоями аргиллитов, алевролитов, редко известняков мощностью 250 м. В цементе конгломератов присутствует раннефранская флора *Archaeopteris* cf. *roemeriana*, а в обломочной части — органические остатки лудловского, эмского и эйфельского возраста. Выше по разрезу преобладают карбонатные породы.

Воронинская свита мощностью 300—470 м представлена преимущественно зернистыми, микритовыми, органогенно-обломочными, органогенными и водорослевыми известняками с франскими брахиоподами *Cyrtospirifer disjunctus*, *Hypothyridina cuboids*, *Manticoceras galeatum*, *M.* cf. *intumescens*.

Карбасниковская свита мощностью 350—400 м сложена доломитами, доломитизированными известняками и вторичными доломитами с форами-ниферами, кораллами, брахиоподами *Cyrtospirifer archiaci*, *C. barumensis* и конодонтами позднего франа—фамена.

Общая мощность толщи около 1000 м [163].

ВЕРХНИЙ ДЕВОН—НИЖНИЙ КАРБОН

Сейсмоподкомплекс III_2-II_1 ($^sD_3-C_1$) выделен на разрезе и схеме корреляции в СФЗ Святой Анны (VII.1), в Адмиралтейской СФЗ (IX.1) и СФЗ Поднятия мыса Желания (IX.2). Нижняя граница подкомплекса эрозионная, отвечает предфранскому размыву, верхняя граница скорее всего согласная.

В структурно-формационной зоне Святой Анны (VII.1) подкомплекс сложен несколько более глубоководными осадками, чем их аналоги на северо-западе Новой Земли: карбонатно-глинисто-кремнистыми сланцевыми породами доманикоидного типа, в основании — терригенно-вулканогенными отложениями мощностью от первых сотен до 1000 м. В северном направлении нарастает мелководный характер осадков, возможен переход к терригенным прибрежно-морским и прибрежно-континентальным угленосным фациям. Мощность 1000—1500 м.

В СФО Адмиралтейской зоны поднятий состав комплекса ассоциируется с разрезом Ледяногоаванской подзоны Северо-Новоземельской СФЗ (II.1a), где отложения рассматриваемого интервала представлены платформенными мелководно-морскими и прибрежно-морскими карбонатно-терригенными породами, реже эвапоритами (пестроцветными аргиллитами, алевролитами, известняками и доломитами с линзами и прослоями зернистых, органогенно-обломочных, оолитовых, коралловых и других известняков). В разрезе зафиксированы множественные перерывы в осадконакоплении, амплитуда размыва растет в северо-восточном направлении. Мощность комплекса меняется от 100 до 1000 м. [163, 153, 154, 191].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения развиты в Северо-Новоземельской СФЗ на западном побережье Новой Земли, на полуостровах Панкратьева и Литке (Русскогаванская СФПЗ), где они совместно с пермскими осадками слагают западное крыло Северо-Новоземельского антиклинория. На восточном побережье каменноугольные отложения (в пределах Ледяногоаванской СФПЗ) обнажаются только в зоне Споронаволоцкого разлома. В Восточно-Новоземельской СФЗ в пределах описываемой территории они вскрываются на Карском побережье Новой Земли южнее зоны Споронаволоцкого разлома. По сейсмическим данным, их распространение прогнозируется на прилегающем шельфе в пределах СФЗ Поднятия мыса Желания и Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ.

В Северо-Новоземельской СФЗ осадконакопление в течение всего карбона происходило в условиях мелководного и предельно мелководного шельфа. В раннем карбоне формировались существенно карбонатные отложения, а в среднем—позднем карбоне и ранней перми — карбонатно-терригенные. Для зоны характерно наличие перерывов осадконакопления в нижнем, среднем и верхнем карбоне. Увеличение амплитуды размыва происходило в северо-восточном направлении.

В Восточно-Новоземельской СФЗ в раннем карбоне происходило конденсированное накопление высокоуглеродистых глинисто-кремнистых и глубоководных карбонатных осадков. В среднекаменноугольное—раннепермское время отлагались преимущественно терригенные осадки. Для них характерны крупные олистолиты, отложения мутьевых потоков и контуритов [188, 189].

Нижний отдел

Спокойнинская и ледяногоаванская свиты объединенные (C_1sp+ld) выделяются в Ледяногоаванской СФПЗ. Они обнажаются в зоне Споронаволоцкого разлома.

Спокойнинская свита сложена аргиллитами черными с пачками известняков оолитовых железисто-карбонатных в нижней части разреза и прослоями и пачками известняков зернистых и органогенно-обломочных, глинистых, иногда окремненных, а также прослоями кремней в верхней части. К востоку от р. Спокойная свита несогласно залегает на отложениях нижнего и среднего девона, на остальной территории она согласно перекрывает подстилающую мутафинскую свиту. Нижняя граница проводится по подошве пачки оолитовых известняков.

Свита хорошо охарактеризована органическими остатками. Определены конодонты *Polygnathus parapetus*, *Patrognathus* sp. и др., остракоды, брахиоподы *Unispirifer annae*. На основании комплекса фауны возраст свиты определяется как раннекаменноугольный (турнейский—средневизейский).

В составе ледяногованской свиты преобладают серые, иногда пестроцветные известняки зернистые, мраморизованные, органогенно-обломочные, оолитовые и доломиты. Присутствуют пласты и прослои биокалькаренинов, кослоистых песчаников, пестроцветных аргиллитов и алевролитов.

Нижняя граница свиты с подстилающей ее спокойнинской свитой четкая и на большей части территории согласная. Проводится по подошве пачки серых зернистых известняков. Лишь на востоке на р. Каньонная в основании свиты наблюдаются мелкогалечные конгломераты, залегающие на размытой поверхности кровли спокойнинской свиты.

Ледяногованская свита содержит многочисленные остатки фораминифер, кораллов, брахиопод. Наиболее характерными являются: *Eostaffelina protvae*, *Endothyra prisca*, *Palaeosmia murchisoni*, *Gigantoproductus janischevski*, *Striatifera plicatostriata*, по которым возраст свиты определяется как поздне-визейский—серпуховский [163]. Мощность стратона до 800 м.

Горяковская и микитовская свиты объединенные ($C_1gr + mk$) выделяются в Русскогаванской СФПЗ. Стратон сложен терригенными и карбонатными породами и характеризуется значительной фациальной изменчивостью. На западе, в районе зал. Русская Гавань, в нижней части серии, отвечающей горяковской свите, преобладают серые зернистые, иногда мраморизованные, органогенно-обломочные и онколитовые известняки. Присутствуют прослои калькаренинов, брекчиевидных известняков и линзы известковистых песчаников. Верхняя часть серии, соответствующая микитовской толще, на западе сложена темно-серыми аргиллитами и алевролитами с пластами и прослоями известняков, кварцевых песчаников и светло-серых силицитов. Восточнее фиксируется замещение черными аргиллитами с пачками оолитовых железистых известняков в нижней части разреза и прослоями зернистых органогенно-обломочных, глинистых известняков и черных кремней в верхней части разреза.

Органические остатки в серии представлены фораминиферами, строматопорами, кораллами, брахиоподами, остракодами и конодонтами. По наиболее характерным: *Endothyra prisca*, *Endothyranopsis compressus*, *Cyathoclisia conisepta*, *Polignathus parapetus* возраст определяется как турнейский—средневизейский.

Мощность стратона около 480 м [163].

Черняковская серия ($C_1\check{c}r$) выделяется в Восточно-Новоземельской СФЗ. Она локально обнажается южнее зоны Споронаволоцкого разлома на западном побережье в районе зал. Борзова и на восточном — в ядре антиклинали в районе р. Глубокая.

Черняковская серия объединяет две свиты: рогачевскую и милинскую, представленные циклом углеродисто-глинисто-кремнистых и карбонатных отложений. Нижняя часть серии, соответствующая рогачевской свите, сложена черными фтанитами и темно-серыми до черных углеродисто-кремнистыми аргиллитами с прослоями известняков, радиоляритов и яшмоидов. Верхняя часть серии в зоне распространения милинской свиты представлена серыми и светло-серыми зернистыми известняками, иногда мраморизованными или окремненными, прослоями доломитов и линзами карбонатных конгломерато-брекчий. Черняковская серия согласно залегает на клоковской толще. Граница проводится по подошве пачки черных фтанитов.

Остатки фауны в черняковской серии редки и представлены фораминиферами, радиоляриями, гониатитами и конодонтами. В нижней части серии присутствуют фораминиферы *Endothyra prisca*, *Archaeodiscus* aff. *operosus*, конодонты *Bispathodus aculeatus*, *Scaliognathus anchoralis*, которые определяют ее возраст как турнейско-ранневизейский. В верхней части серии найдены фораминиферы *Eostaffellina subsphaerica*, *Eostaffella parastruvei*, конодонты *Poragnathodus commutatus*, указывающие на средневизейско-серпуховский возраст отложений.

Мощность черняковской серии 120—150 м [188].

Средний отдел

Ксенинская толща (C_2ks) распространена в западной части Русско-гаванской СФПЗ. Выходы ее на дневной поверхности наблюдаются на полуостровах Панкратьева и Литке. Толща сложена аргиллитами черными, реже зеленовато-желтыми с пластами, линзами и олистолитами известняков темно-серых зернистых, органогенно-обломочных, песчаных, глинистых, оолитовых и доломитизированных, известняковых конгломерато-брекчий и известковистых песчаников. Для нижней части толщи характерно обилие мелких (до 5 см) черных фосфатных конкреций. Количество известняков в составе толщи увеличивается в северо-восточном направлении и на окончании п-ва Литке они становятся преобладающими. Ксенинская толща согласно залегает на микитовской свите, нижняя граница проводится по появлению темно-серых известняков с прослоями черных аргиллитов.

Толща содержит многочисленные остатки фораминифер, кораллов, брахиопод, реже гониатитов и конодонт. По присутствию *Eostaffella postmosquensis*, *Plectostaffella varvariensis*, *Millerella paraconcinna*, *Schubertella obscura*, *Fischerina stuckenbergi*, *Protodurhamina toulai*, *Spirifer* ex gr. *tiplicatus*, *Declinognathodus noduliferus* возраст ее определяется как башкирский.

Мощность толщи изменяется от 80 м на северо-востоке района до 700 м на юго-западе [163].

Средний—верхний отделы

Сеймоподкомплекс II_1-I-II ($^{\circ}C_{2-3}$) выделен на схеме и разрезе в Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ (VII.1) и СФЗ Поднятия мыса Желания (IX.2). Подкомплекс входит в состав сейсмокомплекса III_2-Ia .

В СФЗ Святой Анны сеймоподкомплекс II_1-I-II представлен скорее всего терригенно-карбонатными и карбонатными породами — более мелко-

водными фациями по сравнению с подстилающими (морскими и мелководно-морскими) отложениями. Мощность достигает 1000 м в прогибе Святой Анны и уменьшается до первых сотен метров на окружающих ступенях и склонах поднятий. Основным источником сноса по-прежнему сохраняется Северная суша, небольшое количество материала поставляет область поднятий мыса Желания [154, 191, 31].

В зоне поднятий мыса Желания подкомплекс может присутствовать только фрагментарно в его западной части. По объему соответствует споронаволоксской свите в Ледяногогаванской СФПЗ (II.1a). Его состав на акватории близок к наиболее северным разрезам споронаволоксской свиты, это кварцевые песчаники с известковым цементом, известняки органогенно-обломочные, песчанистые, калькаренины, аргиллиты, в основании базальные конгломераты. Возможны изолированные органогенные постройки, карбонатные банки. Мощность до 100—200 м.

Споронаволокская свита ($C_{2-3}sp$) распространена на востоке Северо-Новоземельской СФЗ в зоне Споронаволоцкого разлома. Выходы ее прослеживаются от р. Спокойная на юге до зал. Екс на севере. Свита характеризуется значительной изменчивостью своего состава. На юге, в бассейне р. Спокойная, в нижней части свиты преобладают известняки зернистые, органогенно-обломочные, реже водорослевые и калькаренины. В верхней — органогенно-обломочные известняки и аргиллиты с пластами кремней. Севернее, в бассейне р. Каньонная и в районе зал. Екс, свита сложена известково-кварцевыми песчаниками, песчанистыми и обломочными известняками и аргиллитами с базальными конгломератами в основании. На р. Спокойная споронаволокская свита согласно залегает на ледяногогаванской свите, на севере она с размывом перекрывает разные горизонты девона и нижнего карбона. Нижняя граница проводится по подошве пачки темно-серых водорослевых известняков на юге района и по пласту конгломератов на севере.

Свита содержит многочисленные остатки фораминифер, мшанок, криноидей, кораллов, брахиопод и реже конодонтов. В нижней ее части наблюдаются раннебашкирские *Eostaffella pseudostruvei chomatifera*, *Pseudostaffella antiqua*, в основании верхней части установлены раннемосковские *Pseudostaffella subguadrata*, *Ozawainella mosguensis*, *Caninia remotetabulata*, *Spirifer* ex gr. *cameratus*, в кровле определены позднекаменноугольные *Triticites* sp., *Streptognathodus* cf. *excelsus*. В целом возраст споронаволоксской свиты принимается средне-позднекаменноугольным [163]. Мощность 260 м на юге района, сокращается до 10 м на севере.

Кругловская толща ($C_{2-3}kr$) широко развита на Карском побережье в Восточно-Новоземельской СФЗ, слагая пологие крылья антиклиналей. Толща сложена чередованием пачек аргиллитов, кремнистых аргиллитов, доломитов и пачек переслаивающихся кварцевых песчаников, силицитов, кремнистых аргиллитов, доломитов. Делится на две подтолщи. Нижняя (мощностью 200—250 м) имеет преимущественно аргиллитовый состав. В верхней (мощностью 200—450 м) резко возрастает роль песчаников, доломитов и силицитов. Толща включает разномасштабные олистолиды, олистоплаки раннекаменноугольного возраста размером от десятков сантиметров до сотен метров и даже первых километров. Согласно залегает на черняковской серии.

Толща бедна органическими остатками. В основании толщи установлены башкирские конодонты *Declinognathodus lateralis*, *D. inaequalis*, несколько

выше обнаружены фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *gorski*, *Eostaffella prisca* московского возраста.

В верхней части установлены фораминиферы *Pseudoendothyra* cf. *bradui*, *Tetrataxis* aff. *donetzica*. Эта фауна позволяет относить кругловскую толщу к среднее-позднекаменноугольному возрасту. Мощность 450—700 м [181].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ—ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Средний карбон—нижняя пермь

Сейсмоподкомплекс Π_1 —Ia ($^{\circ}C_2$ — P_1) показан на схеме корреляции в Адмиралтейской СФЗ. Нижняя граница согласная, совпадает с отражающим горизонтом Π_1 . Верхняя граница, соответствующая опорному горизонту Ia, отражает границу карбонатного и терригенного осадконакопления. На протяжении всего этапа в пределах Адмиралтейской зоны предполагается существование мелкого шельфа с чисто известняковым, биогенным осадконакоплением с отдельными органогенными постройками, возможно локальными образованиями эвапоритов. Сама структура Адмиралтейского вала, по-видимому, представляла собой крупную карбонатную банку, соизмеримую с таковыми в зоне Центрально-Баренцевских поднятий. К нижней перми условно отнесена вскрытая в забое скв. Адмиралтейская-1 пачка карбонатных пород мощностью 60 м. Она сложена немymi иловыми и илово-биокластическими известняками серого и темно-серого цвета, интенсивно окремненными и брекчированными, с перекристаллизованными неопределимыми обломками створок брахиопод, остатков иглокожих и спикул губок.

В северных районах в осадках может появляться примесь терригенного материала. Мощность не превышает 1000 м [153, 154, 191].

Баренцевская свита (C_2 — P_1 br) закартирована в Русскогаванской подзоне Северо-Новоземельской СФЗ. Выходы ее наблюдаются на полуостровах Панкратьева и Литке, а также на островах Южные Крестовые и Панкратьева.

Свита сложена преимущественно песчаниками и аргиллитами. Аргиллиты преобладают в нижней ее части, песчаники — в верхней. По всему разрезу наблюдаются отдельные пласты и пачки песчаных известняков, калькаренигов, реже отмечаются прослои органогенно-обломочных, водорослевых и коралловых известняков. Для верхов свиты характерно присутствие пестроцветных пород. Баренцевская свита согласно залегает на ксенинской толще, нижняя граница проводится по подошве пачки аргиллитов с прослоями известняков.

Многочисленные органические остатки представлены фораминиферами, мшанками, кораллами, брахиоподами, аммоноидеями, конодонтами. По присутствию *Pseudostaffella compesita*, *P. gorskyi*, *Winslovoceras* sp., *Neognathodus roundi* в нижней части свиты, и по находкам *Triticites* sp., *Hemigordius schlumbergi*, *Protonodosaria praecursor*, *Tschussovkenia coptiosa*, *Streptognathodus* aff. *wabaunsensis* возраст свиты определяется как среднекаменноугольный (позднебашкирский)—раннепермский (ассельский). Анализ распространения фауны по площади указывает на незначительное скольжение нижней ее границы в интервале позднебашкирского—раннемосковского времени [101, 189].

Мощность свиты 550—700 м.

Средний карбон—пермь

Сейсмокомплекс Π_1 —I(A) (sC_2 —P) выделен в СФЗ Визе (VIII.1) в интервале отражающих горизонтов Π_1 в подошве и I(A) в кровле. Характеризуется интервальными скоростями 3,4—3,6 км/с.

В пределах СФЗ Визе (VIII.1) нерасчлененные среднекаменноугольные—пермские отложения залегают со стратиграфическим несогласием на породах от верхнего девона до архейско-раннепротерозойского фундамента. Кровельный горизонт I(A) отвечает региональной регрессии на рубеже перми и триаса. Полнота стратиграфического объема сейсмокомплекса, сформировавшегося в диапазоне от среднего карбона до перми, точно не известна. На всей территории Северо-Карской СФО региональная регрессия на рубеже перми и триаса проявилась наиболее ярко. Сейсмокомплекс, по аналогии с ближайшими разрозненными выходами пород в северо-западной части о. Комсомолец, представлен прибрежно-морскими и лагунно-континентальными терригенными и карбонатно-терригенными породами. Мощность толщи может варьировать от нескольких сот метров на склонах поднятия Визе до полного выклинивания.

Верхний карбон—нижняя пермь

Медвежинская толща (C_3 — P_1 md) распространена вдоль всего Карского побережья в Восточно-Новоземельской СФЗ. Сложена черными, иногда кремнистыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, силицитов, известняков, содержит невыдержанные прослои марганецсодержащих пород (в верхней части). Согласно залегает на кругловской толще, нижняя граница проводится по кровле пачки известково-кварцевых песчаников.

Толща крайне бедна органическими остатками. На основании фораминифер *Archaediscus* sp. nov., *Endothyra* sp., *Protonodosaria* sp., установленных в ее средней части, положения в разрезе, а также учитывая наличие марганцевого оруденения в верхней части (которое на о. Северный датируется ассельским ярусом), возраст толщи определяется как позднекаменноугольный—раннепермский.

Мощность толщи 1200—1300 м [160].

Нерасчлененные отложения

Объединенный сейсмокомплекс Π_3 —I(A) (sC —P) выделен на разрезе и схеме корреляции в Северо-Карской СФО в Центрально-Карской структурно-формационной зоне (VIII.5), объединяющей для этого отрезка времени СФЗ Уединения и Кировскую СФЗ. Подошвенный горизонт Π_3 отвечает эрозионной поверхности, образованной размывом на рубеже девона и карбона.

Каменноугольно-пермский ССК на шельфе, вероятно, представлен грубообломочными терригенными породами, в нижней части карбонатно-терригенными прибрежно-морского и прибрежно-континентального генезиса. Их накопление происходило за счет сноса продуктов размыва с поднятой

территории Северной Земли, где реликты верхнекаменноугольных—пермских отложений присутствуют фрагментарно в межгорных впадинах. На Северной Земле они залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием, практически горизонтально на дислоцированных отложениях рифея — венда, ордовика и девона. Среди верхнепалеозойских отложений преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты, углистые аргиллиты с остатками высших растений; линзы ракушняковых песчаных известняков с обильной фауной. Видимая мощность комплекса на архипелаге от 0—30 до 268 м, на акватории, вероятно, достигает 500—800 м, уменьшаясь в северном направлении вследствие размыва до 200 м и далее, вероятно, исчезает. Отложения комплекса полностью размывы и в сводовой части Кировского вала.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Образования пермской системы распространены на архипелаге Новая Земля и прилегающем шельфе, в СФО Адмиралтейской зоны поднятий и Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Пермские отложения на Новой Земле представлены терригенными породами: аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В Северо-Новоземельской СФЗ они развиты в Русскогаванской СФПЗ, где их формирование происходило в относительно глубоководных условиях, в то время как в Ледяногаванской СФПЗ пермский разрез имеет ярко выраженный мелководный характер. В Восточно-Новоземельской СФЗ, южнее зоны Спорнаволоцкого разлома, пермские осадки накапливались в глубоководной зоне.

Нижний отдел

Седовская свита (P_{sd}) развита в Русскогаванской СФПЗ в районе полуостровов Литке и Панкратьева. Свита сложена аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, иногда известковистых и залегает согласно на баренцевской свите. Нижняя граница проводится по смене карбонатно-терригенных отложений на существенно тонкообломочные терригенные образования. Мощность — более 500 м.

Циволькинская свита (P_{cv}) развита в Восточно-Новоземельской СФЗ на Карском побережье. Свита сложена чередующимися пачками аргиллитов мощностью 20—50 м и кварцевых песчаников мощностью 10—20 м. В песчаниках иногда наблюдается косая и реже перекрестная слоистость. На подстилающей медвежинской толще свита залегает согласно; нижняя граница ее проводится по подошве пачки переслаивающихся песчаников и аргиллитов.

Органогенные остатки в свите крайне редки. Обнаружены раннепермские фораминиферы *Hemigordius cf. schlumbergeri* и листовая флора *Puffloria* sp., *Carpolithes* sp., *Cardaitales* sp., характерная преимущественно для ранней перми (сакмарский—артинский ярусы). Мощность циволькинской свиты 150—300 м.

Свита является хорошим маркером в монотонном среднекаменноугольно-пермском разрезе, имеет свое узнаваемое литологическое лицо, надежно дешифрируется [181].

Нижний—верхний отделы

Сейсмокомплекс Ia—I(A) ($^{\circ}P_{1-2}$) показан на схеме корреляции в Адмиралтейской СФЗ. Кровельный горизонт I(A) отвечает эрозионной поверхности, связанной с предтриасовым размывом.

Толща верхней перми мощностью 375 м вскрыта в скв. Адмиралтейская-1 в интервале глубин 3695—3320 м. Разрез верхней перми представлен однородной монотонной толщей глинистых гемипелагитов: темно-серыми массивными или тонкослоистыми аргиллитами с редкими прослоями алевроитистых, иногда слабоизвестковистых аргиллитов и кварцевых алевролитов. Из органических остатков присутствуют углефицированные обрывки растений, фрагменты древесины, нитчатые диатомовые водоросли, спиккулы губок, мелкие угнетенные формы пелеципод *Posidonia permica*, редкие гониатиты семейства *Xenodiscidae*, характерные для уфимско-казанских отложений Новой Земли. Верхний контакт согласный, переход к триасовым отложениям постепенный.

В прогибе Седова, который отделяет Адмиралтейский вал от Новой Земли, мощность сейсмокомплекса достигает 2500—3000 м.

Ексовская свита ($P_{1-2}ek$) обнажается в Ледяногованской СФЗ в зоне Спорнаволоцкого разлома. Она сложена темно-серыми аргиллитами, алевролитами и серыми, иногда красноцветными песчаниками. Аргиллиты преобладают в нижней части свиты, алевролиты и песчаники — в верхней. Присутствуют прослои мелкогалечных конгломератов и ракушечников. В целом для свиты характерна значительная фациальная изменчивость. В ее составе в направлении с севера на юг уменьшается количество песчаников и появляются мощные (до 40 м) пачки известняков. На р. Спокойная в средней части свиты установлены два линзовидных тела гипсов мощностью 1,5 и 12 м. Ексовская свита залегает согласно на спорнаволоцкой свите. Ее нижняя граница проводится по появлению темно-серых аргиллитов с появлением красновато-рыжих песчаников.

Свита содержит богатый комплекс фораминифер и брахиопод ранней—поздней перми до казанского яруса включительно [64, 163].

Мощность свиты до 900 м.

Нерасчлененные отложения

Сейсмокомплекс I-II—I(A) ($^{\circ}P$) выделен на разрезе и схеме корреляции в Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ (VII.1) и в СФЗ Поднятия мыса Желания (IX.2). В кровле пермский ССК ограничен опорным горизонтом I(A), сейсмическим аналогом эрозионной поверхности, обусловленной региональной регрессией на рубеже перми и триаса.

В СФЗ Святой Анны (VII.1) глубина залегания подошвенного горизонта I—II прослежена на глубину от 3 до 6—7 км. Нижнепермская часть сейсмокомплекса скорее всего в этой зоне представлена дистальными фациями глинистых турбидитов: аргиллитами, алевроитами, кремнистыми породами. Верхнепермская часть сейсмокомплекса сложена более грубозернистым материалом, в разрезе предполагается чередование толщ глинистых и песчаных турбидитов с заметным участием пачек хлидолитов и олистостром. Их образо-

вание могло явиться результатом движения гравитационных потоков со стороны северной части Новоземельского орогена. Снизу вверх по разрезу, по мере заполнения бассейна, происходит смена морских уфимских отложений прибрежно-морскими казанскими и далее прибрежно-континентальными и континентальными татарскими. Верхними горизонтами отложения перми входят в состав верхнепермско-триасового рифтогенного комплекса, заполняющего прогибы Восточно-Баренцевского мегабассейна [18, 8, 153]. Мощность 500—3000 м.

В зоне Поднятия мыса Желания (IX.2) пермские отложения, вероятно, аналогичны эксовской свите, описанной в Ледяногоаванской СФПЗ Северо-Новоземельской СФЗ: терригенные и карбонатно-терригенные породы с участием эвапоритов, в прибрежно-морских, лагунно-морских и прибрежно-континентальных фациях [64, 163, 160, 171]. Мощность от 0 до 1000 м.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Объединенный сейсмокомплекс IV—I(A) ($^{\circ}\text{PZ}_{2-3}$) выделен на карте и схеме корреляции в структурно-формационной зоне Северо-Сибирского порога (VIII.4). Естественным продолжением порога на дневной поверхности является «блок споронаволоцкого разлома» на юго-востоке Ледяногоаванской СФПЗ Северо-Новоземельской СФЗ. Этот блок сложен шельфовыми осадками среднего—верхнего палеозоя, формировавшимися в обстановке пассивной континентальной окраины, с тенденцией к постепенному обмелению бассейна и осушению территории [163, 160, 168, 171]. Мористость осадков растет в юго-западном направлении. В восточных разрезах отмечаются перерывы и сокращение мощностей в интервале от верхов лохковского яруса нижнего девона до конца среднего карбона, что связано с последовательным, синхронным осадконакоплением подъемом территории с выходом на дневную поверхность или последующим размывом. В разрезе принимают участие карбонатно-терригенные морские и мелководно-морские отложения с обильной фауной, которая обеспечивает ярусное расчленение разреза. Мощность среднего—верхнего палеозоя на востоке Ледяногоаванской СФЗ с учетом перерывов 3000—4000 м, а на ее акваториальном продолжении в пределы Карского моря (Северо-Сибирского порога) возможно снижается до 1500—2000 м, при условии роста амплитуды подъема в восточном направлении.

Палеозой нерасчлененный

Объединенный сейсмокомплекс VI—I(A) ($^{\circ}\text{PZ}$). Нерасчлененные палеозойские отложения показаны на схеме корреляции в Сальмской структурно-формационной зоне (I.3) СФО Земли Франца-Иосифа. Положение нижней границы условно сопоставляется с отражающим горизонтом VI. Верхняя граница, горизонт I(A) — эрозионная, связана с предтриасовым размывом верхних горизонтов перми (а возможно, и всей верхней перми) в северной части шельфа. Датировать нижнюю границу сейсмокомплекса

проблематично. Относительно уверенно можно говорить о наличии отложенный карбона—нижней перми, девона и, возможно, маломощной (100—200 м) карбонатной толщи силура [174, 31]. В нижней части разреза породы преимущественно карбонатные, в верхней — терригенные.

На архипелаге ЗФИ комплекс распространен только в грабенообразных впадинах. Присутствие в основании разреза силурийских и девонских отложений подтверждается находками на о. Греэм-Белл окатанных обломков до 10—15 см в диаметре лептобиолитовых углей с хитиновыми остатками *Arthropoda*, аналоги которых известны в среднедевонских угленосных отложениях Сибири, Тимана и Казахстана [22].

Каменноугольные отложения в пределах архипелага разделены на три толщи: нижнекаменноугольную дежневскую, среднекаменноугольную книповичскую и верхнекаменноугольную кропоткинскую [36, 198, 137, 172].

Общая мощность палеозоя во впадинах может колебаться от 2000 до 6500 м [200, 196].

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

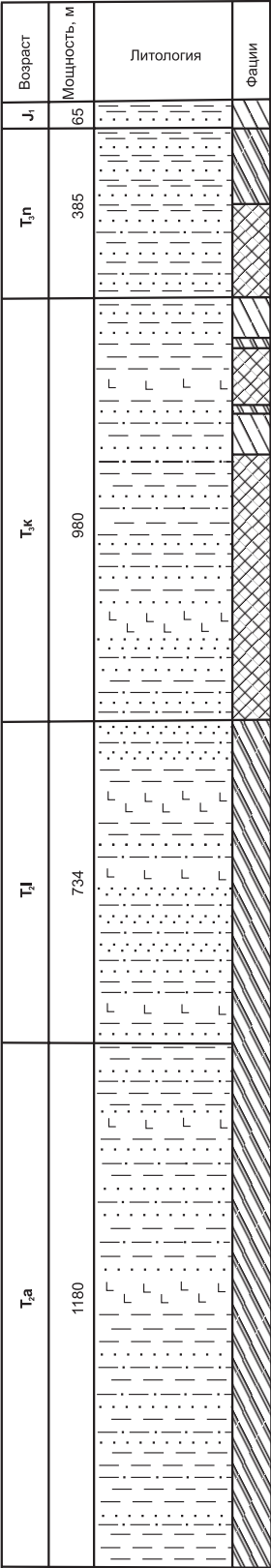
В составе мезозойских отложений установлены подразделения триасовой, юрской и меловой систем. В разрезе присутствуют в основном континентальные и прибрежно-морские терригенные породы: песчаники, алевролиты и глинистые породы разной степени литификации. Они неравномерно распределены по разрезу, образуя толщи с трансгрессивно-регрессивной цикличностью разного ранга.

В Северо-Карской СФО расчленение осадочного чехла на составляющие его стратиграфические единицы опиралось на региональные отражающие горизонты А, Б, В (В1), прослеженные из района Баренцевского шельфа, где их стратиграфическая привязка имеет достаточное обоснование. Разрез мезозоя в Северо-Карской структурно-формационной области разделен на триасовую, юрскую и меловую толщи.

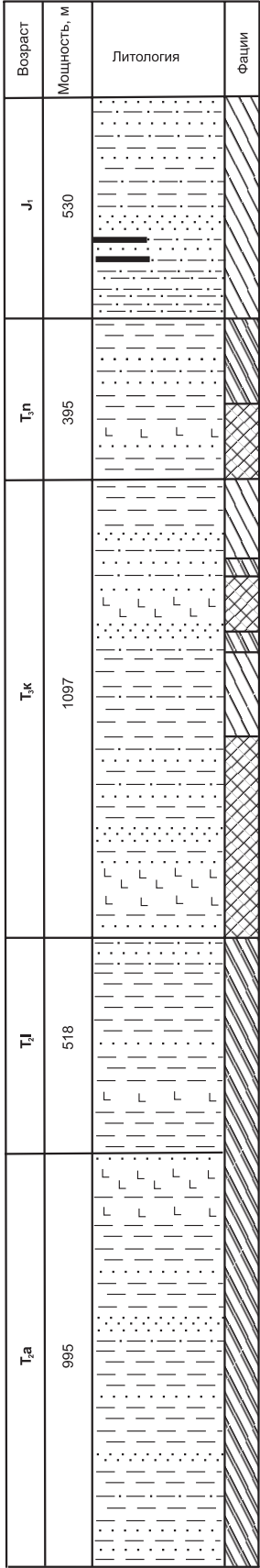
В связи с высоким стоянием в мезозое Северо-Карской плиты, особенно ее восточной части, доля мезозойских отложений в разрезе уменьшается в восточном направлении: происходит сокращение мощностей и стратиграфического объема, восточнее поднятий Северо-Карской гряды полностью выклинивается триас. Основным поставщиком обломочного материала в Северо-Карский бассейн в мезозое была Таймырско-Североземельская суша, располагавшаяся на востоке и захватывающая территорию Северной Земли.

Сведения об эволюции осадконакопления в мезозое основываются на результатах бурения параметрических скважин на архипелаге Земля Франца-Иосифа, Адмиралтейском поднятии, о. Свердруп, морских поисковых, поисково-разведочных и картировочных скважин, пробуренных в различных структурно-формационных областях на акватории Баренцева и Карского морей, а также морских геолого-геофизических исследованиях и наземных наблюдениях на побережье Новой Земли и малых островах Карского моря; используются публикации и фондовые материалы по палеогеографическим реконструкциям (рис. 12).

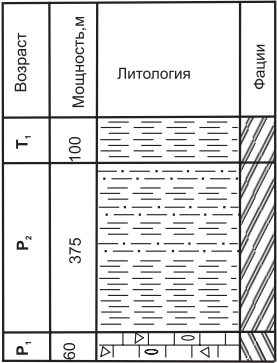
Остров Хейса,
скв. Хейса-1



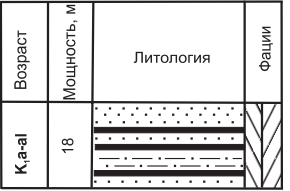
Остров Грэм-Белл,
скв. Северная-1



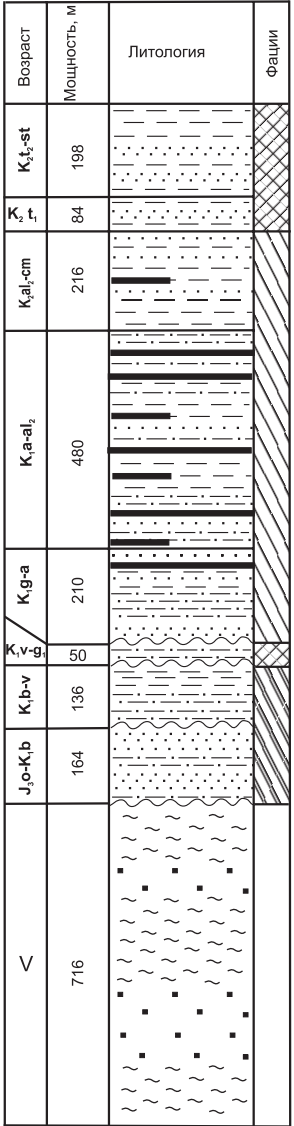
Скв. Адмиралтейская-1



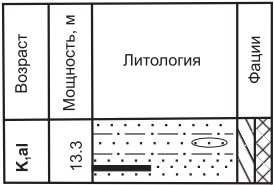
Остров Исаченко



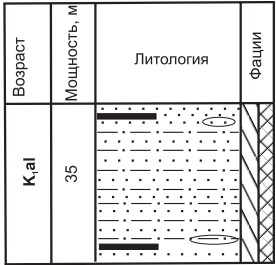
Остров Свердруп,
скв. Свердрупская-1



Остров Визе



Остров Уединения



Остров Большой
(о-ва Арктического
Института)

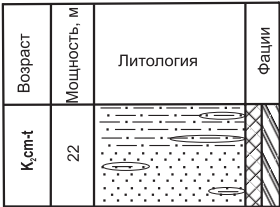


Рис. 12. Схематические разрезы мезозойских отложений. Составила Л. Г. Повышева.
Условные обозначения и схема расположения скважин и геологических разрезов см. на рис. 10.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения широко распространены в Баренцево-Северо-Карском регионе. В пределах листа наибольшие мощности триаса известны на западе территории в Восточно-Баренцевской синеклизе (СФЗ Святой Анны), и в СФО Адмиралтейской зоны поднятий. В этих областях триасовые образования входят в состав платформенного чехла и составляют основной объем мезозойского разреза. В прогибе Святой Анны в средней части разреза триаса предполагается наличие диабазов и туфов, на что указывают данные по скв. Грезм-Белл, пробуренной на глубину 3,5 км и не вышедшей из триасовых отложений [36, 124].

В центральных частях Восточно-Баренцевского мегапрогиба триасовый сейсмокомплекс имеет согласные границы, соответствующие отражающему горизонту I(A) в подошве и Б в кровле. На бортах мегапрогиба горизонт Б чаще всего имеет признаки эрозионного среза, все более отчетливые по мере приближения к его границам. Отражающие горизонты внутри триасовой толщи (A_1 , A_2 , A_3) выражены не отчетливо, следствием чего явилась слабая расчлененность триасовых отложений на сейсмических профилях. Стратиграфические границы между отделами намечаются лишь приблизительно по литологическим особенностям пород.

Триасовые отложения представляют крупный седиментационный цикл, закончившийся перерывом в осадконакоплении в конце позднего триаса. Стратификация разреза опирается в значительной степени на результаты палинологического анализа, как наиболее доступного для выполнения массовых определений возраста в континентальных отложениях. Учитываются литологические особенности пород — состав, цвет, текстуры, состав тяжелой фракции, характер каротажных диаграмм.

В Северо-Карской структурно-формационной области, испытавшей интенсивное поднятие в конце палеозоя, триасовые отложения имеют ограниченное распространение: наличие нерасчлененной маломощной триасовой толщи предполагается только в западной части СФО (западнее Северо-Карской гряды), где она характеризуется почти полным отсутствием отражающих горизонтов.

Основным источником поступления обломочного материала в Восточно-Баренцевский и Северо-Карский бассейны на протяжении всего триасового периода была обширная палеосуша, располагавшаяся севернее Земли Франца-Иосифа, Уральско-Новоземельское горное сооружение и невысокое плато в восточной части Северо-Карской плиты [194, 23, 191, 159].

Нижний отдел

Белоземельская толща (T_{bl}) выделена на схеме корреляции в Сальмской СФЗ Земли Франца-Иосифа в объеме индского и оленекского ярусов. Толща вскрыта в скв. Нагурская-1 на о. Земля Александры и установлена на дневной поверхности в северной части о. Ева-Лив, видимой мощностью около 140 м [36, 100, 174]. Нижний контакт толщи эрозионный, знаменующий предтриасовый размыв. В Нагурской скважине белоземельская толща перекрывает органогенные известняки верхнего карбона [198]. В разрезе преоб-

ладают темно-серые и черные аргиллиты, алевроитистые аргиллиты, глинистые алевролиты, глинистые известняки с прослоями песчаников.

Мощность толщи в скважине составляет 693 м. По мере удаления от северной области размыва возможно исчезновение из разреза песчаных слоев, наблюдавшихся на ЗФИ.

Нижний—средний отделы

Сеймоподкомплекс I(A)—A₂ (^sT_{1–2}) распространен в СФО Адмиралтейской зоны поднятий и выделен на разрезе в СФЗ Святой Анны (VII.1). Сеймоподкомплекс охватывает отложения индского, оленекского и анизийского ярусов.

В СФЗ Святой Анны подкомплекс может быть представлен отложениями, аналогичными белоземельской и матусевичской толщам Сальмской СФЗ архипелага ЗФИ: аргиллитами, глинистыми алевролитами, глинистыми известняками с прослоями алевролитов, песков и песчаников. Количество песчаных и алевроитовых пород уменьшается в южном направлении, где ожидается существенно глинистый разрез. Мощность ниже-среднетриасовых отложений в прогибе Святой Анны до 2000—2500 м.

В Адмиралтейской СФЗ (IX.1) отложения триаса вскрыты параметрическими скв. Адмиралтейская-1 и Крестовая-1. Контакт перми и триаса, прослеженный в скв. Адмиралтейская-1, согласный, постепенный и крайне незаметный [153, 34]. Вследствие литологического сходства верхнепермских и триасовых отложений, сейсмическая граница между ними отбивается не однозначно. По материалам бурения установлены все ярусы нижнего и среднего триаса. Однако в разрезе перми—триаса не выделяются надежные сейсмические рефлекторы. Прослеженный в триасе отражающий горизонт A₂ условно принимается за раздел анизийского и ладинского ярусов.

Территория Адмиралтейской СФЗ в нижнем и среднем триасе представляла собой палеовпадину с большими скоростями седиментации и компенсированным осадконакоплением [159]. Сеймоподкомплекс в этой зоне представлен однообразной толщей тонкозернистых терригенных темноцветных, красноцветных и пестроцветных пород (преимущественно аргиллитов и глин с включениями пирита и подчиненным количеством прослоев полимиктовых песчаников и алевролитов, линзами угля). Источником терригенного материала послужили Палеоуральский ороген и Новоземельское поднятие. Из органических остатков в керне скважин найдены редкие моллюски, остракоды, конхостраки *Estheriina aequalis*, *Cyclotungusites gutta*, фораминиферы, водоросли, палинокомплексы, позволяющие провести ярусное расчленение толщи [153, 159]. Суммарная мощность нижнего и среднего отделов триаса в скважинах Адмиралтейского вала составляет 4080 м.

Отложения сеймоподкомплекса в СФЗ Поднятия мыса Желания (IX.2) могли формироваться предположительно также за счет двух источников сноса. Тонкозернистый материал транзитом проходил через территорию Восточно-Баренцевской синеклизы с северной суши, а более грубозернистый поступал с Новоземельского поднятия. Возрастной интервал сеймоподкомплекса в этой зоне также соответствует нижнему триасу—анизийскому ярусу

среднего триаса. В составе осадков на акватории предполагаются аргиллиты и алевролиты. Мощность подразделения на акватории в пределах СФО Адмиралтейской зоны поднятий может колебаться от 2000 до 3000 м.

Средний отдел

Матусевичская толща и ермаковская свита объединенные (T_{2mt+er}) показаны только на схеме корреляции в Сальмской СФЗ (I.3) Земли Франца-Иосифа. Описание объединенного (ввиду того, что площадь листа охватывает крайне малый участок Сальмской СФЗ) подразделения приводится в сжатом виде. Более полные сведения приведены в недавно изданных комплексах материалов Государственной геологической карты РФ [31, 197].

Матусевичская толща вскрыта в основании разреза скважин Хейса и Северная, описана в обнажениях островов Гофмана и Ла-Ронсьер. Название дано по заливу Матусевича на о. Грэм-Белл. В нижней части разреза толщи преобладают морские темно-серые аргиллиты и глинистые алевролиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников, вверх по разрезу количество алевроитово-песчаных слоев возрастает. Верхняя часть толщи сложена в основном серыми прибрежно-морскими алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Количество песков и алевролитов уменьшается в южном направлении в сторону Сальмской СФЗ, где ожидается существенно глинистый разрез. Мощность матусевичской толщи в скважинах составляет 650—674 м.

Ермаковская свита согласно залегает на матусевичской толще. Нижняя часть разреза сложена прибрежно-морскими ритмично чередующимися пачками аргиллитов с линзами хлидолитов и седиментационных брекчий и пачками глинистых пород с прослоями плохо сортированных алевролитов, песчаников, линзами гравелитов и сидеритовыми конкрециями. Породы верхней части свиты отлагались в морских условиях. Ладинский возраст свиты определяется по фораминиферам *Ammodiscus* cf. *filiformis*, *Dentalina* gr. *gladioides*, остракодам *Ogmoconhella ordinata*, двустворкам *Daonella subarctica*, *D. prima.*, *D. parva*, *Entolium* sp. и аммонитам *Nathorstites* sp., *N. cf. macconnelli*, *Indigrites krugi*. Мощность свиты в скважинах Хейса и Северная — 1085 и 870 м соответственно [198, 152, 197].

Средний—верхний отделы

Сейсмоподкомплекс A_2-B (T_2I-T_3) выделен на карте в СФЗ Поднятия мыса Желания (IX.2) и на разрезе в СФЗ Святой Анны (VII.1); показан на схеме корреляции в Адмиралтейской СФЗ (IX.1). На разрезе отложения этого подразделения ограничены в подошве отражающим горизонтом A_2 условно в основании ладинского яруса, а в кровле горизонтом Б — на границе верхнего триаса и юры. В состав сейсмоподкомплекса входят отложения ладинского, карнийского и норийского ярусов. Перерыв между верхнетриасовыми и юрско-нижнеберриасскими отложениями, вероятно, охватывает рэтский и геттангский ярусы.

В СФЗ Святой Анны сейсмоподкомплекс может быть охарактеризован по аналогии с разрезом архипелага ЗФИ. Ладинский—нижнекарнийский

интервал сложен алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, хлидолитов, конгломератов, а верхнекарнийский—норийский интервал представлен ритмичной толщей, сложенной песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями грубозернистых пород и углей и углистых пород в верхних частях циклов. Мощность подкомплекса 700—900 м.

В Адмиралтейской СФЗ верхняя граница эрозионная, скользящая на всем протяжении интервала, а в СФЗ Поднятия мыса Желания — в пределах позднего нория. Отложения представлены прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными пестроцветными глинами и аргиллитоподобными глинами, сменяемыми в верхней части разреза пачками тонкого переслаивания серых аргиллитов, глин, алевролитов и песчаников с линзами углей. Мощность толщи в скв. Крестовая-1 составляет 479 м [153].

Верхний отдел

В Сальмской структурно-формационной зоне ЗФИ выделены объединенные греэм-белльская, хейсовская и васьильевская свиты (T_{3gr-vs}).

Греэм-белльская свита соответствует карнийскому ярусу. Она вскрыта в скважинах Хейса в интервале 450—1415 м и Северная в интервале 880—1935 м. Разрозненные коренные выходы установлены на островах ЗФИ за пределами листа. Свита представлена отложениями паралических фаций с циклической сменой континентальных и прибрежно-морских осадков: ритмично чередующимися пачками глинистых, алевроито-песчаных пород с прослоями хлидолитов, седиментационных брекчий и линзовидными прослоями углистых пород и каменного угля [100]. Мощность отложений в скв. Хейса — 965 м, а в скв. Северная — 1055 м.

Хейсовская свита вскрыта скважинами Хейса и Северная и обнажена на островах ЗФИ. Возраст свиты соответствует норийскому ярусу верхнего триаса. Контакт с подстилающими отложениями согласный. Нижняя часть свиты сложена темноцветными морскими аргиллитами и алевролитами с прослоями серых глинистых известняков и карбонатными конкрециями с многочисленными фаунистическими остатками аммонитов, двустворок, брахиопод, рыб, иглокожих, а также с фораминиферами и остракодами. Верхняя часть разреза свиты, отлагавшаяся в прибрежно-морских условиях, состоит из чередования пачек песчаников и песков с прослоями темно-серых аргиллитов, алевролитов, грубозернистых песчаников, линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Фауна представлена своеобразным комплексом двустворок и бентосными агглютинирующими фораминиферами, остатками костей и зубов водных рептилий — ихтиозавров, плезиозавров и др. Мощность свиты в стратотипическом разрезе 520 м, в скв. Северная — около 550 м.

Васьильевская свита наиболее широко развита в восточной части архипелага ЗФИ на островах Винер-Нейштадт, Хейса, Земля Вильчека, Греэм-Белл. Контакт свиты с подстилающими отложениями не наблюдался. Свита представляет собой верхнюю часть крупного макроцикла и венчает разрез верхнего триаса. Она сложена континентальными и дельтовыми отложениями прибрежных равнин: полимиктовыми песками и песчаниками с линзами и

пластами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, маломощными прослоями углей, крайне редкими прослоями алевролитов и темноцветных глин. Характерно присутствие скоплений угольной крошки, углефицированного растительного детрита, обломков минерализованной окремненной древесины, отпечатков листовой флоры. Возраст васьильевской свиты принимается условно рэтским. Мощность свиты изменчива и колеблется от 100 до 370 м.

Нерасчлененные отложения

Нерасчлененные отложения триаса ($^{\circ}\text{T}$) отвечают сейсмокомплексу I(A)—Б, выделенному на разрезе и схеме корреляции в Северо-Карской структурно-формационной области в зонах Визе (VIII.1), Уединения (VIII.2) и на севере Северо-Сибирского порога (VIII.46). Сейсмокомплекс ограничен опорными отражающими горизонтами эрозионного типа I(A) в подошве и Б в кровле, обусловленными региональной регрессией на рубеже перми—триаса и триаса—юры. Триасовая толща характеризуется почти полным отсутствием внутренних отражающих горизонтов.

Северо-Карская структурно-формационная область испытала интенсивное поднятие в конце палеозоя [157], результатом чего явилось ограниченное распространение триасовых отложений. Наличие нерасчлененной относительно маломощной триасовой толщи предполагается только в погруженной западной части Северо-Карской СФО. В восточной части Северо-Карского шельфа ОГ «А» залегает на глубинах не более 1 км, а к западу погружается до отметок 2—3,5 км. Около трети этой мощности может приходиться на триасовые отложения, представленные мелководно-морскими и континентальными терригенными породами, преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями углей.

ТРИАСОВАЯ—ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

Объединенный сейсмокомплекс I(A)—В ($^{\circ}\text{T—J}$), который соответствует подразделению и охватывает отложения триаса—юры, показан на схеме корреляции в Кировской структурно-формационной зоне (VIII.3). Нижняя граница сейсмокомплекса эрозионная, скользящая от верхов палеозоя до середины средней юры. Сейсмокомплекс с размывом перекрывает среднекаменноугольные—пермские отложения, либо залегает непосредственно на флишеидной толще рифея—венда [184]. Полученные сейсмоакустические материалы показывают (рис. 6), что комплекс перекрывается с угловым и стратиграфическим несогласием толщей мела. По аналогии с разрезами, полученными в результате картировочного бурения в Таймырском заливе, заливе Толля [195], а также на островах Кирова, сейсмокомплекс представлен песками, алевролитами, песчаниками, бурыми углями прибрежно-морского и прибрежно-континентального генезиса. По результатам бурения и сеймопрофилирования триасовые, а на отдельных участках и ниже-среднеюрские отложения полностью, либо частично отсутствуют [15, 30]. Мощность сейсмокомплекса оценивается в 150—250 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские (юрско-нижнеберриасские) отложения в Баренцево-Северо-Карском регионе развиты достаточно широко и залегают на отложениях триаса с признаками эрозионного среза. На рубеже триаса и юры в результате глобальной палеотектонической перестройки территория северной части шельфа испытала устойчивое поднятие и стала обширной сушей, на которой происходил размыв ранее накопившихся толщ и длительное формирование площадных кор выветривания.

Глубина залегания подошвы юрского (юрско-нижнеберриасского) сейсмокомплекса (отражающего горизонта Б) в наиболее погруженных частях прогибов достигает 2,5—3,5 км, максимальная глубина кровли юры (юры—нижнего берриаса) — 1700 м. Разрез представлен всеми тремя отделами, в его строении участвуют терригенные осадочные породы: песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты. Наибольшей мощностью характеризуются отложения нижней и средней юры. Отложения геттангского и синемюрского ярусов на архипелаге ЗФИ в Сальмской СФЗ (I.3) не установлены, возможно отсутствие низов юры в СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба (VII) и Адмиралтейской зоны поднятий (IX). Суммарная мощность юрских отложений от 100—200 м на поднятиях до 1500 м в прогибах.

Характерными маркирующими породами, формирующими опорный отражающий горизонт «В», являются верхнеюрские «черные глины», обогащенные органическим веществом и свидетельствующие о высоком уровне стояния моря на всей территории Баренцево-Северо-Карского шельфа в конце юры. Отражающий горизонт В' (ограничивающий в кровле юрско-нижнеберриасский комплекс) идентифицируется по характерному подошвенному прилеганию клиноформ вышележащей берриас-готеривской толщи.

Характер и эволюция осадконакопления в юрское и меловое время реконструируются на основании материалов по редким скважинам в Восточно-Баренцевском мегапрогибе и на о. Свердруп, по описанию обнажений на архипелаге Земля Франца-Иосифа, Северном Таймыре, в южной части о. Большевик, на малых островах Карского моря. Используются также публикации и фондовые работы по палеогеографическим реконструкциям [194, 23, 191, 159].

Нижний отдел

Тегетхофская свита (J_{1fg}) объединяет породы плинсбахского и нижней половины тоарского ярусов. Установлена в пределах Сальмской зоны ЗФИ (I.3).

Название свиты дано по мысу Тегетхофф на о. Галля, где В. Д. Дибнером (1957) составлен стратотипический разрез. Свита установлена на островах Мейбел, Нортбрук, Гукера, Брайса, Мак-Клинтока, Грэм-Белл и др. и на акватории в юго-восточной части архипелага, в том числе в Сальмской СФЗ. Залегают со стратиграфическим и, возможно, угловым несогласием на различных горизонтах верхнего триаса. Отложения нижней половины юры (геттангского и синемюрского ярусов) не установлены.

Тегетхофская свита сложена в нижней части светло-серыми песками, песчаниками и глинами с прослоями гравийников и включениями сидерита, а в верхней части преобладают светло-желтые пески и песчаники. Характерны линзы углей, обломки древесины, рассеянная галька и прослой, обогащенные гумусовой органикой.

Возраст свиты установлен по отпечаткам двустворок плинсбахского возраста *Plicatula (Harpax)* cf. *orbicularis*, *Pleurotomaria* sp. indet, *Velato vel Andradulonectites* sp. indet и бедному по видовому составу комплексу фораминифер раннетоярского времени *Ammodiscus glumaceus*, а также наличию фаунистических остатков верхней половины тоарского яруса в перекрывающих отложениях.

На прилегающем шельфе свита развита в северо-восточной части Сальмской СФЗ. Мощность свиты в стратотипическом районе на о. Галля — 350 м.

Нижний—верхний отделы

Ганзинская свита (J_{1-3}^{gn}) выделена на карте и схеме корреляции в Сальмской зоне архипелага ЗФИ. Отложения свиты распространены крайне неравномерно на островах архипелага и в южной части шельфа. Название дано по мысу Ганза (о. Земля Вильчека), в юго-западной части которого составлен стратотипический разрез. Полнота разрезов на разных островах неодинакова: вследствие глубокого размыва в раннемеловое время в западной части архипелага отложения этого уровня полностью эродированы, а на островах центральной части встречаются фрагментарно в диапазоне от нижнего аалена до нижнего кимериджа. Отложения верхней части кимериджского—титонского ярусов распространены только вдоль юго-восточного борта Вильчековской впадины.

В стратотипе нижняя (тоарско-оксфордская) часть ганзинской свиты представлена морскими глинистыми алевроитами и темными глинами с карбонатными, сидеритовыми и фосфатными конкрециями, в верхней (кимеридж-титонской) части свиты преобладают светло-серые полимиктовые песчаники прибрежно-морского генезиса. По всему разрезу присутствует разнообразная фауна, позволяющая выделить не только все ярусы, но и произвести детальное зональное биостратиграфическое расчленение. Возраст нижней границы свиты (поздний тоар—ранний аален) определяется по двустворкам (*Arctotis* ex gr. *marchaensis* juv., *Oxytoma* ex gr. *jnaequivalvis*, *O. jacksoni*, *Propeamussium* sp., *Arctica* aff. *numiliculminata*, *Liostrea taimyrensis*), и единичным аммонитам *Pseudolioceras* sp. Верхняя граница свиты определяется по находкам двустворок *Meleagrinnella subovalis*, *Buchia mosquensis*, *B. rugosa* и брахиопод *Rhynchonellidae* gen. et sp. indet., характерных для верхнего кимериджа—среднетитонского подъяруса верхней юры [10, 134].

В целом возрастной интервал охватывает верхнюю часть тоарского яруса нижней юры—верхнюю юру. Мощность в стратотипическом разрезе составляет 200 м. Распространение отложений свиты на акватории предполагается в южной части Сальмской СФЗ.

Нерасчлененные отложения

Сейсмокомплекс Б—В (⁵J) выделен на разрезе в Северо-Карской структурно-формационной области (СФЗ Визе, Уединения), где вследствие малой мощности и размыва отложения юры присутствуют в неполном объеме. Верхняя граница (опорный горизонт В) эрозионная, отвечает обширной регрессии в конце юры. Нижняя граница скользит в пределах всей юры в зависимости от глубины размыва и масштаба подъема территории над уровнем моря, толща залегает с угловым и стратиграфическим несогласием с признаками налегания разных горизонтов юры на отложения верхнего триаса. Наиболее полный разрез возможен в СФЗ Уединения, где в прогибах предполагается наличие геттанг-синемюрских слоев в основании комплекса.

Нижнеюрская часть комплекса, вероятно, сложена маломощной толщей озерно-аллювиальных глинисто-песчаных пород, заполнявших депрессионные формы рельефа. Среднеюрская толща мощностью до 100 м сложена преимущественно алевритами, аргиллитами и глинами, отлагавшимися в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях внутреннего шельфа. В позднеюрский этап в сохранявшихся мелководно- и прибрежно-морских условиях накапливались песчано-алеврито-глинистые отложения. В конце поздней юры морской бассейн, очевидно, начал регрессировать, на что указывает преобладание в составе верхнеюрских отложений песков. Развитие черных битуминозных глин, по-видимому, не распространялось на восточную область Карского моря.

Общая тенденция смены фаций от морских к континентальным отмечается с запада на восток и снизу вверх по разрезу. Источниками сноса обломочного материала были не высокие Таймыро-Североземельская и Новоземельская суши и вышедшая на дневную поверхность часть Северо-Карского шельфа [191, 159]. Мощность сейсмокомплекса в Северо-Карской СФО предполагается от 100—200 до 500—600 м.

ЮРСКАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Юра—нижний мел, берриасский ярус, нижний подъярус

Сейсмокомплекс Б—В' (⁶J—K_{1b}), отвечающий данному подразделению, распространен в структурно-формационных зонах Святой Анны (VII.1), Адмиралтейской (IX.1), Поднятия мыса Желания (IX.2) и Северной СФПЗ Северо-Сибирского порога (VIII.46).

В зоне Святой Анны Восточно-Баренцевской СФО сейсмокомплекс залегает на разных горизонтах триаса с признаками эрозионного среза и углового несогласия; в бортах Восточно-Баренцевской синеклизы и на склонах поднятий Адмиралтейской области он местами выходит на дочетвертичную поверхность. Разрезы юрско-нижеберриасской толщи вскрыты морскими скважинами на Баренцевском шельфе (Штокмановской-1, 4, 5; Лудловской-1, Лунинской-1 и др.). Они существенно терригенные (аргиллиты, алевролиты, песчаники) и охарактеризованы фаунистическими остатками: фораминиферами, аммонитами, двустворками [194, 154, 33, 159].

В западных районах Восточно-Баренцевского мегапрогиба (Северо-Баренцевской синеклизе), где более уверенно прослеживаются внутренние отра-

жающие горизонты B_2 и В, сейсмокомплекс расчленен на три части: нижне-среднеюрскую ($J_1-J_2bt_1$), верхнебатско-келловейскую (J_2bt_2-k) и верхнеюрско-нижнеберриасскую ($J_3-K_1b_1$) [31].

Нижнеюрские отложения представлены прибрежно-континентальными и прибрежно-морскими фациями. В Лудловской скважине разрез нижней юры сложен песчаниками разномасштабными кварцевыми, реже полимиктовыми с маломощными прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов, алевритов, аргиллитов и глин, с линзами угля, карбонатowymi и сидеритовыми конкрециями. Возраст толщи по палинокомплексам условно отнесен к тоару. Мощность нижней юры в Лудловской скважине — 447 м.

К аален-нижнебатским отложениям отнесена аргиллито-алевролитопесчаниковая толща мелководно-морского генезиса. Породы неравномерно чередуются, причем песчаники залегают как в виде крупных самостоятельных пластов, так и входят в состав трансгрессивно-регрессивных циклов мощностью от 40 до 160 м. К песчаникам приурочены продуктивные газоносные горизонты. Определены батские фораминиферы *Riydhella* gr. *tertia*, *R. sibirica*, *R. schapkinaensis*, *Ammobaculites alangastachiensis*.

Среднебатские—келловейские отложения сформированы в трансгрессивную фазу цикла в условиях внешнего шельфа. В нижней части они представлены глинами и алевролитами с маломощными прослоями песчаников. В верхней — темно-серыми глинами с прослоями алевролитов, с пиритовыми, сидеритовыми и кальцитовыми конкрециями, остатками раковин аммонитов, пелеципод, гастропод, ракообразных, остракод, корней растений, ходами червей, текстурами взмучивания. Определены фораминиферы батского—келловейского возраста *Riydhella sibirica*, *R. schapkinensis* в основании толщи и *Kutsevella instabile*, *Guttulina tatarensis*, *Ammobaculites tobolskensis* и др. в кровле. Мощность средней юры в скв. Лудловская — 568 м.

Оксфордский интервал в скв. Штокмановская-1 представлен глинами, алевролитами и песчаниками с единичными фораминиферами *Astacolus* ex gr. *Pungaicus*. Вышележащая часть разреза (кимеридж—нижний берриас) представлена в основном черными пелитовыми породами, объединенными под названием «черные глины». Эти глины являются маркирующим горизонтом, распространенным на всем шельфе Баренцева моря. Они представлены плотными и плитчатыми пелитовыми породами черного и темно-коричневого цвета, с высоким содержанием C_{org} (12—16 %) [153, 8, 33]. Эти глины формировались в условиях устойчивого морского режима осадконакопления (внутреннего и внешнего шельфов эпиконтинентального морского бассейна), который характеризовался накоплением тонкообломочных пород, в том числе обогащенных ОВ.

Кимериджский возраст нижней части «черных глин» подтвержден находками аммонитов в скв. Штокмановская-4 (гл. 1839—1846 м): *Amoeboceras* (*Amoebites*) cf. *pulchrum*, *Buchia tenuistriata* и *Liostrea* cf. *slaptica*. В кровле пачки определены фораминиферы волжского яруса: *Evolutinella sohtet fori*, *E. emeljanzevi*, *Trochammina septentrionalis*, *Ammodiscus zaspelovae* и пелециподы *Buchia* sp. (cf. *unschensis*). Мощность «черносланцевой» кимеридж-нижнеберриасской пачки всего 17—112 м, что объясняется, видимо, не только условиями осадконакопления, но и размывом — вышележащие меловые отложения залегают, как правило, со стратиграфическим несогласием. Мощность нерасчлененного сейсмокомплекса в СФЗ Святой Анны оценивается в 600—1300 м.

Верхняя юра—нижний мел, берриасский ярус, нижний подъярус

Сейсмокомплекс А—Б ($^{\circ}J_3-K_1b_1$) выделен в Южной подзоне СФЗ Северо-Сибирского порога (VIII.4a), на склоне которого происходит последовательное выклинивание юрско-меловых толщ, развитых в Южно-Карской синеклизе Западно-Сибирской плиты. Верхняя граница комплекса — опорный сейсмический отражающий горизонт Б в этой области приурочен к кровле отложений баженовской свиты и ее возрастных аналогов. В направлении бортов Южно-Карской синеклизы интенсивность горизонта Б резко снижается, что свидетельствует об изменении состава верхнеюрских-нижнеберриасских отложений. По-видимому, у Новоземельского побережья и при приближении к Северо-Сибирскому порогу отложения абалакской и баженовской свит при постепенном выклинивании келловейских слоев замещаются нерасчлененной верхнеюрской—нижнеберриасской толщей преимущественно глинистых пород. Возможно, эта толща в какой-то степени является аналогом даниловской свиты, которая на ограниченной площади была установлена на Новопортовском месторождении на юге п-ова Ямал [32]. Сейсмокомплекс сложен аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на шельфе Баренцева моря ограничены сейсмическими отражающими горизонтами Б и Д (подошва кайнозойских образований). В Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ и в зоне Северо-Сибирского порога внутри меловой толщи выделяется несколько отражающих сейсмических горизонтов, позволяющих выделить в ее составе сеймоподкомплексы. На большей части территории меловые отложения представлены только нижним отделом, лишь в Южной подзоне СФЗ Северо-Сибирского порога предположительно установлен полный разрез верхнего мела. Наибольшая мощность меловых отложений (до 1200 м) предполагается в прогибе Святой Анны, на остальной территории она варьирует от 1000 м до первых сотен метров.

Нижний отдел

Сейсмоподкомплекс В'—Гп ($^{\circ}K_1b-g$), охватывающий берриасский (верхи) и готеривский ярусы, выделен на схеме корреляции и на разрезе в Восточно-Баренцевской (Святой Анны) СФЗ. Нижняя граница, соответствующая сейсмическому горизонту В', несогласная. Стратиграфическое несогласие в подошве выражено прилеганием дистальных частей клиноформ, простирающихся со стороны областей сноса в направлении глубоких частей бассейна. Верхний горизонт (Гп) фиксирует кровлю клиноформной толщи на границе готерива и баррема.

Разрез нижней части нижнемеловых отложений в мелководно-морских терригенных фациях изучен в скважинах Штокмановская-1 и Лудловская-1 [154, 159, 194]. В основании толщи залегает пачка известковистых аргиллитоподобных алевролитистых буровато-серых глин с кальцитовыми, доломитовыми и сидеритовыми конкрециями с комплексами валанжинских фораминифер и позднеберриасс-валанжинскими аммонитами. Выше залегают серые

и зеленовато-серые алевроитистые глины с углефицированными растительными остатками и пиритом. Они сменяются пачкой тонкого переслаивания пестроокрашенных глин и алевролитов, редко песчаников с ходами илеодов, фосфатными и сидерит-фосфатными конкрециями, включениями зерен глауконита. В скв. Лудловская-1 Л. В. Василенко определены берриас—валанжинские (*Ammodiscus micrus*, *Recurvoides paucus*, *Gaudrina gerkeis*), готеривские (*Epistomina Earacolla nordensis*) и барремские (*Gyroidinoides sokolovae* — *Conorbinopsis barremicus*) фораминиферы и остракоды (*Galliaecytheridea denticulate*, *G. observata*). Найдены аммониты *Buchianites neocomensis* d' Orb и бухии *Buchia sbaevis* позднеберриас-валанжинского возраста (по Н. И. Шульгиной) [172, 191, 159]. Общая мощность комплекса в скважинах около 400 м, в пределах СФЗ Святой Анны она может варьировать от 200 до 500 м.

Сейсмоподкомплекс В'—Г₁ (^sK₁b₂—a₂), соответствующий верхнеберриас-среднеаптской толще, выделен на схеме корреляции в Северной подзоне СФЗ Северо-Сибирского порога (VIII.4б). В СФО Восточно-Баренцевского мегапрогиба выделяются верхнеберриасская-нижнебарремская и верхнебарремская-среднеаптская части разреза. Нижняя часть разреза сложена сероцветными глинами, алевролитами, с кальцитовыми, сидеритовыми и доломитовыми конкрециями, которые перекрываются зеленовато-серыми алевроитистыми глинами с углефицированными растительными остатками и пиритом, алевролитами, редко песчаниками с включениями глауконита. Верхняя часть разреза толщи сложена алевролитами, серыми и пестроцветными кварцевыми, кварц-глауконитовыми и полимиктовыми песчаниками, углистыми аргиллитами и глинами, с прослоями бурых углей [31].

Осадконакопление на этой территории носило морской и прибрежно-морской характер в верхнеберриас-нижнебарремское время и прибрежно-континентальный и прибрежно-морской в верхнебарремское—среднеаптское время [159].

Мощность не превышает 50—200 м.

Сейсмоподкомплекс Б—М' (^sK₁b₂—a) развит в Южной подзоне СФЗ Северо-Сибирского порога (VIII.4а), выделен на разрезе и схеме корреляции.

Верхнеберриас-аптский подкомплекс может быть сопоставлен с разрезами Усть-Енисейского района: нижнехетской, суходудинской, малохетской, яковлевской и долганской свит, которые закартированы на Таймыре и вскрыты в скв. Свердрупская-1. В скв. в интервале глубин 364—1454 м представлен полный разрез мела, но по сравнению со стратотипическим Усть-Енисейским районом и Южно-Карским бассейном сокращенной мощности [170, 199].

Нижняя часть подкомплекса, отвечающая нижнехетской и суходудинской свитам, сложена глинами, известковистыми глинами, аргиллитоподобными глинами и алевроитами морского генезиса. Породы пиритизированы, содержат кальцитовые и сидеритовые конкреции, углефицированный растительный детрит, остатки раковин аммонитов, пелеципод, белемнитов и гастропод, а также горизонты с фораминиферами.

Верхняя угленосная часть подкомплекса, соответствующая малохетской, яковлевской и долганской свитам, представлена алевроитами, глинами, песчаниками, с прослоями углей и углистых пород. Алевролиты мелкозернистые серые; глины темно-серые до черных углистые, алевроитистые и тонкоотму-

ченные. Эта толща сформировалась в условиях преобладающей регрессии на прибрежно-морской или прибрежно-континентальной равнине. Мощность подкомплекса до 500 м.

Сейсмоподкомплекс $G_n - G_1$ (${}^sK_{1br} - a_2$) — барремская—среднеаптская толща — выделен в СФЗ Святой Анны (VII.1). Может быть охарактеризован разрезами скважин Ферсмановская-1 и Лунинская-1.

Барремская часть разреза в скважинах представлена глинами с прослоями алевролитов, редко песчаников мелководно-морских фаций. Глины алевроитистые серые и коричневатые-серые, тонкослоистые. Алевролиты и песчаники кварцевые, серые с глинистым, редко кальцитовым цементом. Присутствуют кальцитовые, сидеритовые, доломитовые и пиритовые конкреции, углефицированные растительные остатки, обломки раковин моллюсков, спикулы губок, единичные зёрна глауконита. Аптские отложения представлены дельтовыми, прибрежно-континентальными и прибрежно-морскими фациями: переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с линзами и маломощными прослоями углей и углистых пород. Присутствуют скудные комплексы фораминифер, определены позднебарремские виды *Conorbinopsis barremicus*, *Gyroidinoides sokolovai*, *Dacryomya scorochodi*, *Marginulinopsis spinulosus* и аптские *Verneuilinoides* ex gr. *kaspiensis*, *Rozalina* ex gr. *dampelae*. Мощность оценивается в 500—600 м.

Сейсмоподкомплексу $G_1 - G_1'$ (${}^sK_{1a_3} - a_1$) отвечает верхнеаптская—нижнеальбская толща. Подкомплекс распространён в СФЗ Святой Анны (VII.1) и в Северной подзоне Северо-Сибирского порога (VIII.46). Он уверенно картируется по новым сейсмоакустическим материалам. Верхнеапт—нижнеальбская толща в окраинных зонах бассейна залегает несогласно, перекрывая с разрывом подстилающие меловые—триасовые отложения и дислоцированные образования среднего—верхнего палеозоя.

В СФЗ прогиба Святой Анны (VII.1) отложения подкомплекса аналогичны разновозрастным толщам, изученным за пределами площади листа в большинстве морских скважин. В скв. Лудловская-1 толща мощностью 484 м представляет собой неравномерное чередование песчаников, алевролитов и глин, включающих редкие маломощные прослои углей и углистых пород. Фаунистически эта часть разреза охарактеризована только в скв. Ферсмановская-1, где установлены массовые скопления фораминифер *Quadriformina ruckerae*, *Q. albertensis*, характерных для пограничных апт-альбских слоев Южно-Баренцевской синеклизы [17]. Мощность толщи 200—500 м.

На северном склоне Северо-Сибирского порога (подзона VIII.46) отложения могут иметь сходство с разрезами, описанными на островах Сергея Кирова и Воронина [186, 108]. Там отложения представлены песками, алевроитами, алевроитистыми песками, песчаниками с включениями обломков обугленной древесины, прослоями и линзами бурого угля. Определены единичные или немногочисленные формы спор *Leotriletes* sp., *Dictiotreletes* sp., *Lygodimusporites* sp., *Trachytriletes* sp. и др., пыльца хвойных *Dissaccites* sp., *Protopicea* sp., *Protopinus* sp., *Pinus* sp. и др., которые, по мнению Н. М. Бондаренко, характерны для отложений нижнего мела, не древнее апта [172, 30]

Мощность сейсмоподкомплекса в этой зоне 50—150 м.

Сейсмоподкомплекс $G_1' - D$ (${}^sK_{1a_{2-3}}$), сопоставляемый со средне-верхнеальбской толщей, показан на карте и схеме корреляции в Восточно-Баренцевской СФЗ (VII.1). Толща среднего—верхнего альба на площади

распространена локально, выполняя небольшую (50×25 км) депрессию в западной части прогиба Святой Анны. Она согласно залегает на верхнеальпских—нижнеальпских породах. Разрез, соответствующий подкомплексу, в морских скважинах представлен темно-серыми, голубовато-серыми известковистыми и алевроитистыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников. В скв. Лудловская-1 в пробах шлама определены комплексы фораминифер средне-позднеальпского возраста: *Verneuilinoides borealis*, *Gravellina urnula*, *Eponides* aff. *Morani* и характерные альпские виды в скв. Лунинская-1 *Ammodiscus kiowensis*, *Evolutinella albensis*. Мощность средне-верхнеальпских отложений 100—150 м.

Альпский ярус (K_{al}). Отложения альпского яруса нижнего мела показаны на карте в пределах островов Центрального Карского плато (СФЗ Визе и Уединения). На островах Уединения и Визе обнажены фрагменты разреза альпских отложений мощностью 35 и 13 м. Они представлены переслаиванием пепельно-серых мелкозернистых горизонтально- и косослоистых песков и алевроитов с линзами бурого угля и изредка конгломератов, сидеритовыми конкрециями, скоплениями угольной крошки, обломками кремневых конкреций, скоплениями угольной крошки, обломками кремневых конкреций, скоплениями угольной крошки, обломками кремневых конкреций, скоплениями угольной крошки, обломками кремневых конкреций. Альпский возраст установлен по наличию спорово-пыльцевых комплексов [108].

Армитиджская свита (K_{ar}) выделена в Сальмской структурно-формационной зоне ЗФИ (I.3), показана на карте и схеме корреляции. Свита объединяет отложения от верхнеготеривского подъяруса по альпский ярус нижнего мела. Залегает несогласно на различных горизонтах триаса, юры и нижнего мела, перекрывается четвертичными отложениями. Стратотипический разрез составлен на п-ове Армитидж в северной части о. Земля Георга [174].

Свита сложена континентальными осадочно-вулканогенными породами, условно делится на две подсвиты: нижнюю — туфогенную и верхнюю — базальтовую. По отпечаткам флоры, обломкам древесины и спорово-пыльцевым комплексам возраст свиты определяется как верхний готерив—альп. По радиологическим датировкам возраст базальтов составляет 120—130 млн лет. Мощность от 100 до 150 м [197].

На акватории в пределах Сальмской СФЗ выходы свиты установлены по обрамлению островов архипелага от о. Нортбрук до о. Сальм. Они приурочены к цокольным поднятиям в рельефе дна, распространяясь преимущественно в контурах изобат 50—150 м. Поверхность покровов, как правило, имеет выровненный характер.

Нижний—верхний отделы

Сейсмоподкомплекс $M'-Г$ ($^sKal-s$) соответствует толще альпского—сеноманского возраста, развитой на акватории в Южной подзоне СФЗ Северо-Сибирского порога (VIII.4a).

Толща может быть сложена в нижней части глинами в разной степени алевроитистыми. Верхняя ее часть сложена из неравномерно чередующихся глин, алевролитов и песчаников, среди которых преобладают алевролиты.

В скв. Свердруп-1 альп-сеноманский уровень представлен светло-серыми и серыми, иногда голубоватыми мелкозернистыми песками с редкими

прослоями крупно- и мелкозернистых алевроитов и темно-серых глин, единичными линзами углей, карбонатными конкрециями. Из пород выделены палинокомплексы позднеальбского — сеноманского возраста. Мощность отложений в скважине 212 м.

Мощность сейсмоподкомплекса 100—450 м.

Верхний отдел

Сейсмоподкомплекс Г—С₃ (⁶K₂t—st), выделенный в южной части Северо-Сибирского порога (СФПЗ VIII.4a), характеризует отложения туронского—сантонского ярусов. Эти отложения вскрыты скважинами на Ленинградской и Русановской площадях. По составу они близки к кузнецовской и низам березовской свит в Ямало-Явайской СФЗ [32, 170]. Нижняя часть подразделения (сопоставимая с кузнецовской свитой) сложена темно-серыми и серыми глинами алевроитистыми с редкими прослоями алевроитов, кремнистых, изветковистых и глауконитсодержащих глин. Верхняя часть комплекса, соответствующая нижеберезовской подсвите, сложена серыми и светло-серыми опоковидными глинами и опоками с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Возраст отложений, распространенных на шельфе, обосновывается комплексами фораминифер, раковинами моллюсков, палинокомплексами и диноцистами, обнаруженными в шламовых пробах морских поисковых скважин и в кернах островных.

Этот же возрастной интервал вскрыт в скв. Свердруп-1 [199], где нерасчлененная верхнемеловая толща сложена слаболитифицированными слоистыми глинисто-алевритовыми породами зеленовато-серого цвета. Слоистость линзовидная, линзовидно-волнистая, пятнистая, обусловленная, неравномерным чередованием слоев различного гранулометрического состава. Алевроиты от мелко- до крупнозернистых, содержат глауконит, пирит, иногда фосфаты. Присутствуют линзовидные прослои песков с карбонатным цементом и сидеритизированных глин. На глубине 124 м определен ранне-сантонский спорово-пыльцевой комплекс (преобладают споры и пыльца голосеменных, единичные морские планктонные водоросли *Dinoflagellata*), а на глубине 142 м — поздне-туронско-коньякский (преобладают споры мхов и папоротникообразных, реже пыльца хвойных и покрытосемянных).

На о. Большой (острова Арктического Института) обнажен фрагмент разреза мощностью 22 м, выполненный мелкозернистыми, горизонтально- и косослоистыми полевошпатово-кварцевыми песками и плотными зелеными алевроитами с линзами глин и песчаных фосфоритов, стяжениями сидеритизированного песчаника, скоплениями угольной крошки, включениями обугленной древесины и янтаря. В спорово-пыльцевом комплексе выделены формы, характерные для сеномана—турона (возможно, до низов сантона).

Мощность сейсмоподкомплекса 150—250 м.

Нерасчлененные отложения

Сейсмокомплекс В'—Д (⁶K). Соответствующие ему нерасчлененные меловые отложения показаны на карте в Северо-Карской структурно-формационной области в зонах Визе (VIII.1), Уединения (VIII.2) и Кировской (VIII.3). Нижняя граница комплекса — отражающий горизонт В' — сопостав-

ляется с эрозионной поверхностью, сформировавшейся в результате обширной регрессии в начале мела. Верхней границей служит эрозионная поверхность предчетвертичного среза (горизонт Д), имеющая скользящий возраст от верхов баррема до конца альба—начала(?) сеномана.

На Северо-Карском шельфе в берриас-барремское время в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях сформировалась маломощная толща песчано-алеврито-глинистых отложений. Можно предполагать, что соотношение песчаных, алевритовых и глинистых отложений изменялось по латерали в широком диапазоне. В апте и альбе в условиях обширной прибрежно-континентальной равнины накапливались лагунные и озерно-аллювиальные слабоугленосные, преимущественно алеврито-глинисто-песчаные слабоугленосные породы [159]. Низкие интервальные скорости (2,1—2,2 км/с) характерны для неконсолидированных терригенных отложений.

На островах Сергея Кирова известны коренные выходы аптских отложений мощностью 16,4 и 25 м, представленные зеленовато-серыми песками, алевритами и глинистыми алевритами с линзами и прослоями до 1 м серовато-белой пластичной глины, бурого угля, скоплениями обломков обугленной древесины. Из глинистых алевритов выделены палинокомплексы, характерные для апта—низов альба. Они состоят на 70 % из пыльцы хвойных родов *Protopicea*, *Podozamites*, *Protopodocarpus*, а также папоротниковых *Osmundaceae*, *Coniopteris* и плауновых *Lycopodium*, *Selaginella* [27].

Альб-сеноманские образования могут присутствовать в юго-восточных районах в виде маломощных (десятики метров) пачек, сохранившихся от размыва в отдельных депрессиях. По составу это, вероятно, озерно-аллювиальные отложения, представленные галечниками и песками, или лагунно-континентальные, сложенные переслаиванием песков, алевритов и глин, разрезы которых известны на севере Таймыра и о. Свердруп [30].

Наиболее полный объем мела, включая отложения верхнего отдела, возможен в Кировской структурно-формационной зоне и на востоке СФЗ Уединения, а в районе поднятия Визе вероятен более глубокий размыв, вплоть до баррема. Отличительной чертой северных районов является присутствие туфового материала в альбских осадках о. Визе и о. Уединения [108].

Мощность сейсмокомплекса до 600 м.

МЕЛОВАЯ—ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Верхний мел, кампанский ярус—палеоцен, датский ярус

Сейсмоподкомплекс C_3 — D_2 (K_2 km—Pg,d). К этому подразделению в Южной подзоне СФЗ Северо-Сибирского порога (VIII.4a) относится кампан-датская толща. Горизонт D_2 в кровле подкомплекса здесь соответствует предчетвертичной эрозионной поверхности.

Кампан-датские отложения выходят на дочетвертичную поверхность в полосе, окаймляющей северный и восточный борт Южно-Карской синеклизы [32]. Они вскрыты скважинами на Ленинградской и Русановской площадях. Кампанская часть разреза охватывает верхнюю подсвиту березовской свиты, а маастрихт-датская — ганькинскую свиту. Она представлена глинисто-алевритовыми породами с рассеянным углефицированным и пиритизированным детритом и зернами глауконита. Часть разреза, соответствующая

палеоцену, сложена мелководными морскими осадками — глинами с прослоями алевролитов, реже глауконитовых песчаников. Мощность сейсмо-подкомплекса 150—200 м.

Коренные выходы отложений маастрихта видимой мощностью около 40 м описаны в обнажении на о. Свердруп [108]. Они сложены пачками прибрежно-морских светло-серых, оливково-серых (мощностью 20—25 м) и оранжевых (мощностью 9 м) песков с линзами и прослоями темно-коричневых алевролитов, глинистых и фосфоритоносных алевролитов и глин, конкрециями сидерита, рассеянной угольной крошкой и перекрывающими их параличскими серыми песками (мощностью 8,3 м) с прослоями косослоистых гравелитов и конгломератов, глинистыми окатышами, угольной крошкой. В оранжевых песках определен палинокомплекс, позволяющий сделать заключение о маастрихтском возрасте отложений.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На изученной площади листа Т-41—44 из кайнозойских образований достоверно установлены только отложения четвертичной системы.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на нижележащих мезозойских и палеозойских образованиях, формируя прерывистый плащ осадков. Мощность их в среднем на акватории составляет 30 м, сокращаясь до выклинивания в областях денудации (рис. 13). Максимальные мощности приурочены к областям распространения моренных отложений, слагающих гряды, отчетливо выраженные в современном рельефе морского дна и участков ледниково-морского осадконакопления. Минимальные мощности и участки практического отсутствия четвертичных отложений характерны для участков ледниковой экзарации и современной донной абразии вблизи береговой черты и в границах унаследованных поднятий.

На севере архипелага Новая Земля, в пределах описываемой площади, четвертичные отложения развиты спорадически в долинах рек и в виде небольших пятен на плоских участках водоразделов. Заметной мощности они достигают лишь в морских террасах в интервале абсолютных отметок от 0 до 300 м. Выделяются средне-верхнечетвертичные, верхнечетвертичные, верхне-четвертичные—голоценовые и голоценовые отложения, представленные разнообразными генетическими типами: морскими, ледниково-морскими, аллювиальными, ледниковыми. На склонах развиты элювиально-делювиальные и делювиально-коллювиальные нерасчлененные четвертичные отложения.

При картировании четвертичных отложений на акваториальной части листа использовались материалы непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) в низко- (200—800 Гц) и высокочастотном (600—2000 Гц) вариантах (см. врезку к Карте четвертичных образований). Бурение на площади не проводилось, а большее количество станций грунтового опробования

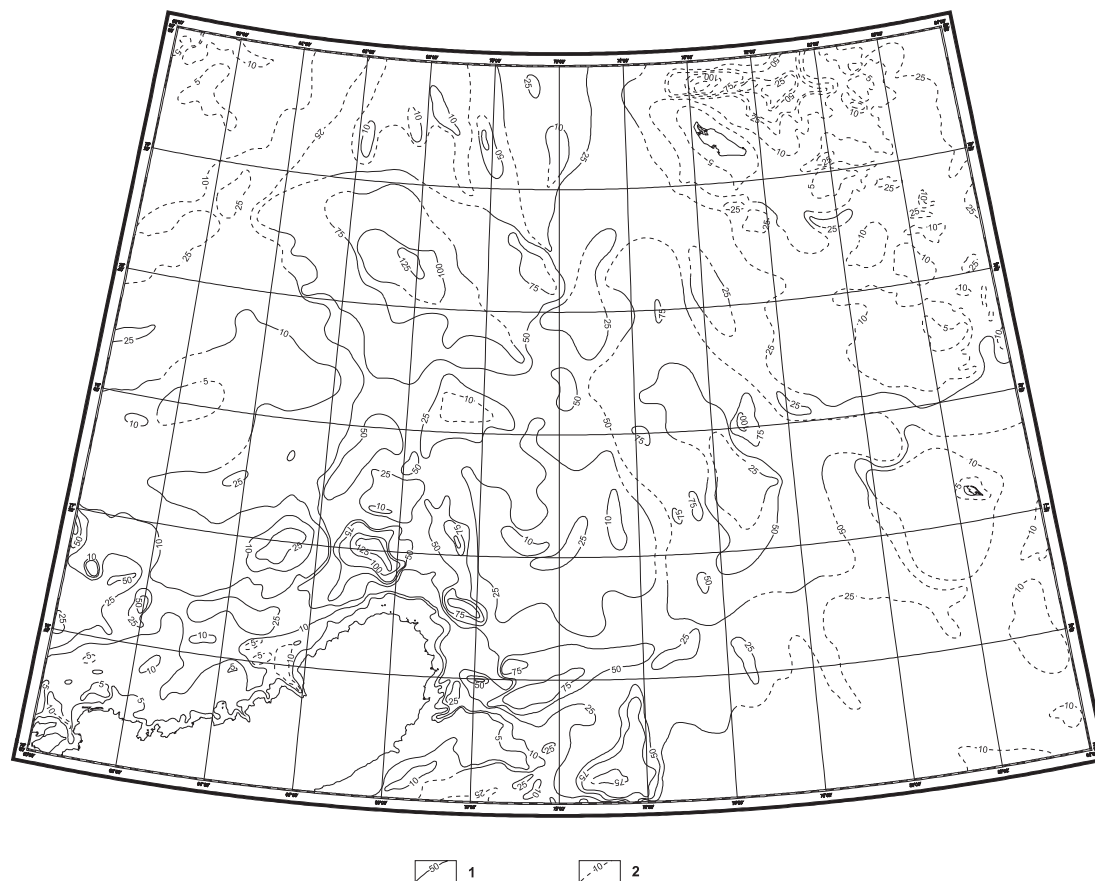


Рис. 13. Схема изопакит четвертичных отложений. Составил Д. А. Костин. Картограф Е. В. Кравченко. Изопакиты четвертичных отложений, м: 1 – достоверные; 2 – предполагаемые.

выполнено на двух участках, прилегающих к архипелагу Новая Земля. Результаты НСП позволяют с использованием сеймостратиграфического и сейсмофациального анализов изучить непрерывные разрезы верхней части осадочного чехла по выполненным профилям, расчленив разрез на сеймостратиграфические единицы—сеймостратиграфические комплексы (ССК) и пачки (ССП), установить их сейсмофациальную принадлежность. С использованием данных прямых геологических методов возможно придать им вещественную, возрастную и генетическую характеристики, а также реконструировать условия седиментации, восстановить по типам сейсмических несогласий характер тектоно- и гляциоэвстатических колебаний уровней палеобассейнов.

По результатам сеймостратиграфического анализа материалов НСП выделено три сеймостратиграфических комплекса (ССК), которые по сейсмофациальным признакам расчленены на сеймопачки (ССП). В сводном разрезе присутствуют (снизу вверх):

1. ССК-III — ниже-среднеплейстоценовый с «кrapчатой» и «пунктирной» сейсмозаписью без протяженных осей синфазности (m , $gmI-II$);

2. ССК-II—III — нерасчлененные среднеплейстоценовый-верхнеплейстоценовый комплексы с «хаотической» сейсмозаписью, слагающие выраженные в рельефе моренные тела (g , $gmII-III?$).

3. ССК-II — верхнеплейстоценовый:

а) ССП-II—3 — верхнеплейстоценовая со слоистой или «кrapчатой» сейсмозаписью, слагающая плащеобразные тела заполнения и облекания (mn_gIII);

б) ССП-II—2 — верхнеплейстоценовая (верхневалдайская) с «хаотической» сейсмозаписью, слагающая выраженные в рельефе моренные тела ($gIII_4$);

в) ССП-II—1 — верхнеплейстоценовая (верхневалдайская) с krapчатой сейсмозаписью в нижней части и сеймопрозрачной в прикровельной, выполняющая палеоврезы (a , $mIII_4$).

4. ССК-II—I — нерасчлененные верхнеплейстоценовый—голоценовый комплексы:

а) ССП-II—I—2 — верхнеплейстоценовая—голоценовая (верхневалдайская—голоценовая) с сеймопрозрачной, krapчатой или неяснослоистой записью, слагающая караваеобразные тела и тела заполнения ($gmIII_4-H$);

б) ССП-II—I—1 — верхнеплейстоценовая—голоценовая (верхневалдайская—голоценовая) с сеймопрозрачной записью, слагающая тела заполнения и облекания (gm , $mIII_4-H$).

5. ССК-I — голоценовый:

а) ССП-I—4 — слагает неяснослоистые тела с волнистой кровлей на глубинах моря до 30 м (mvH);

б) ССП-I—3 — слагает слоистые тела бокового наращивания на склонах возвышенностей при глубинах моря 50—150 м (mf , mdH);

в) ССП-I—2 — слагает сеймопрозрачные (по материалам ВЧ НСП — тонкогоризонтальнослоистые) тела заполнения на участках локального понижения рельефа (mnH);

г) ССП-I—1 — слагает тела заполнения и облекания с сеймопрозрачной или тонкослоистой записью, фациальная принадлежность не выяснена (mH).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее—среднее звенья нерасчлененные

Морские и ледниково-морские отложения (m, gmI—II). Пользуются ограниченным распространением на локальных участках к северу и востоку от архипелага Новая Земля. Также их наличие предполагается в границах Центрально-Карской возвышенности на востоке описываемой территории, где в результате денудационных процессов возможен их выход на поверхность морского дна под маломощный покров голоценовых осадков. По материалам НСП, данные отложения формируют ССК-III, залегая в основании четвертичного разреза, и несогласно перекрывают дочетвертичные образования. С вышележащим ССК, по материалам НСП, видимое несогласие отсутствует. Мощность ССК-III изменяется от 5 (разрешение метода) до 20 м. В волновом поле для него характерна неяснослоистая или пунктирная сейсмозапись.

Грунтовым опробованием на описываемой территории данные отложения не вскрыты. По материалам на сопредельной акватории, морские и ледниково-морские отложения нижнего—среднего неоплейстоцена близ побережья Таймыра и в проливе Вилькицкого представлены песчано-алевритом-глинистыми миктитам с гравием и галькой [30]. Подобный литологический состав характерен и для редких выходов этих отложений на локальных участках в северо-западной части листа Т-45—47. В районе структурных поднятий островов Сергея Кирова, Воронина и в крайней юго-западной части данного листа литологический состав отложений меняется на более песчаный или алевритом-песчаный со значительным количеством плохо- или хорошоокатанных гравия и галек. На акватории Баренцева моря (лист S-38—40) описываемые отложения, по материалам инженерно-геологического бурения, представлены полутвердыми, до твердых миктитам с примерно равными содержаниями песка, алеврита и пелита [34]. Характеризуются отсутствием слоистости, землистым изломом, постоянным содержанием в небольшом количестве (2—8 %) грубообломочного материала гравийной и галечной размерности. Отмечается выдержанность литологического состава отложений по площади. Наличие значительного количества грубообломочного материала на достаточном удалении от возможных источников его поступления может указывать на участие ледового и ледникового факторов в формировании данных отложений.

Возраст рассматриваемых отложений на шельфе устанавливается по аналогии с прилегающей с юга частью Карского шельфа [32]. Здесь микропалеонтологическими исследованиями керна инженерно-геологических скважин и грунтовых колонок определен характерный обедненный комплекс фораминифер с вымершим в раннем—среднем неоплейстоцене видом *Protelphidium ustulatum* Todd. Присутствующие в комплексе виды *Elphidiella sibirica*, *Protelphidium mic.* и др. указывают на вероятный ранненеоплейстоценовый возраст отложений.

Среднее—верхнее звенья нерасчлененные

Ледниковые и ледниково-морские отложения(?) (g, gmII—III?) распространены на небольших по площади участках в желобе Святой Анны на современных глубинах моря более 300 м. Вероятно, это связано с тем, что лишь в наиболее погруженных участках им удалось сохраниться от последующей денудации (рис. 14). Данные отложения формируют продолговатые положительные аккумулятивные тела (длиной до 40 км) с выраженным неровным рельефом поверхности с относительной высотой до 45 м. Мощность на отдельных участках достигает 75 м. В волновом поле для них характерна в основном «хаотическая» запись, изредка прослеживаются короткие, изогнутые и наклонные оси синфазности.

К сожалению, данные отложения не вскрыты грунтовыми станциями. Поэтому их литологический состав до сих пор неизвестен. Предположительно они представлены миктатами. В этой связи генезис и возраст устанавливаются предположительно, по положению в разрезе, геоморфологическим признакам, результатам палеогеографических реконструкций.

Морские отложения (mII—III). На архипелаге Новая Земля морские отложения среднего—верхнего звена представлены кумжинской свитой. Кумжинские отложения фрагментарно развиты в пределах морской равнины в интервале высот 200—300 м. Они представлены морскими литоральными и сублиторальными песками, глинами и галечниками, общей мощностью от 1 до 15 м. Опорным разрезом кумжинской свиты может служить обнажение на р. Спокойная. В обнажении, под залегающей с размывом 4-метровой пачкой морских каргинских отложений крестьяхинской свиты, вскрыты (сверху вниз):*

1. Пласты супеси (2—10 см) зеленоватого цвета, чередующиеся с песчано-щебнистыми пластами.	3,2
2. Песчано-щебнистые отложения с обломками раковин и мелкими валунами	0,5
3. Переслаивание (2—5 см) серых алевроитов и алевроитовых песков	0,8
4. Глинистые мелкозернистые пески голубовато-серого цвета	0,7
5. Мелкозернистые пески голубовато-серые глинистые с пластами (15—20 см) серых алевроитов	3,0
6. Чередование (2—10 см) пластов глинистых песков с пластами песчано-щебнистого состава. Двустворки: <i>Mya truncata</i> L., <i>Hiatella</i> sp.	
7. Глинистый песок с редкими мелкими плохоокатанными глыбами	0,8
8. Глинистый песок с редкими мелкими валунами, галькой и обломками раковин	0,5
9. Валунно-галечно-песчаные отложения с горизонтальной слоистостью за счет насыщения отдельных прослоев (5—10 см) крупной галькой.	0,6

Общая мощность опорного разреза 15,7 м.

В отложениях кумжинской свиты южнее рассматриваемой площади встречен мелководный комплекс фораминифер, имеющий смешанный зоогеографический состав, характеризующий теплолюбивую и холодолюбивую формы. В больших количествах содержатся виды: *Retroelphidium albiumbilicatum*

* Здесь и далее мощность приведена в метрах.

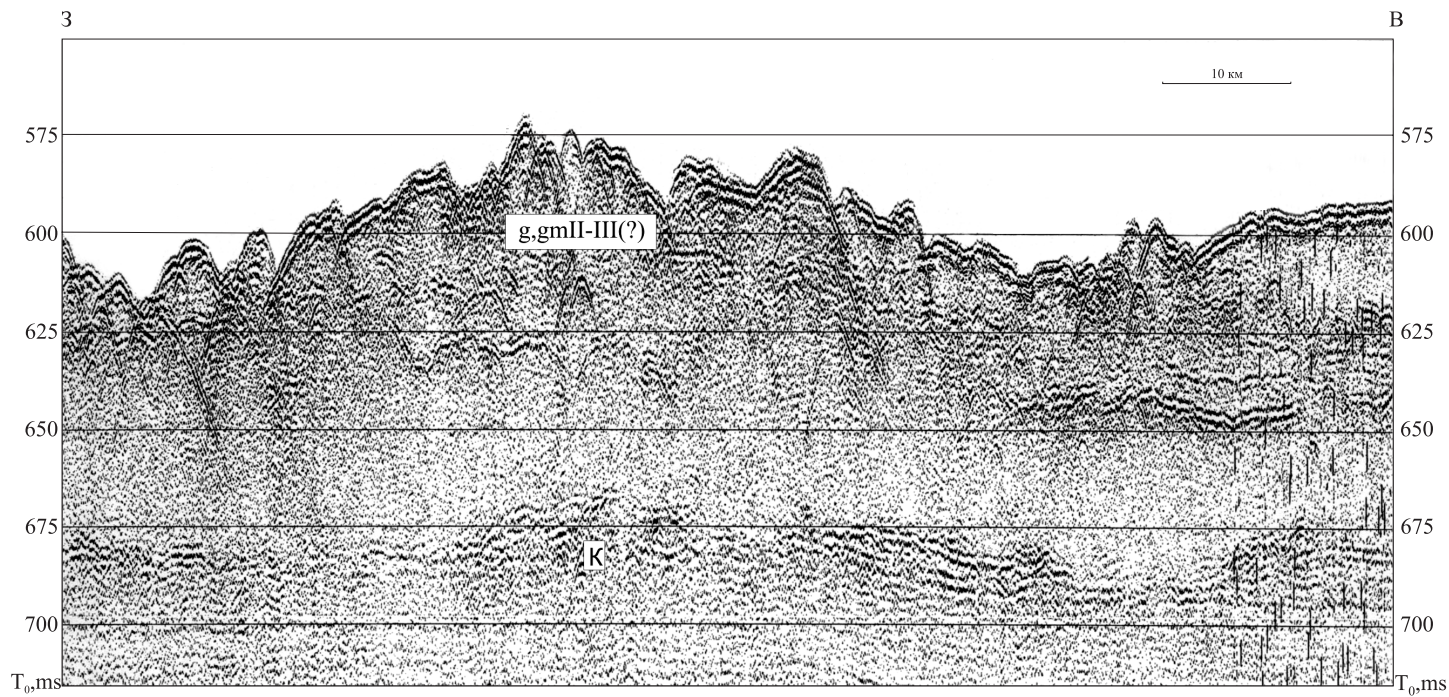


Рис. 14. Фрагмент сейсмоакустического профиля G-01-05 НИС «Гидролог», 2001 г. (по материалам ВНИИОкеангеология). Желоб Святой Анны. Интерпретация Д. А. Костина.

Weiss, *Elphidiella timida* Gud., свидетельствующие о формировании осадков в аркто-бореальных водах с преимущественно положительными придонными температурами при глубинах бассейна около 100 м.

Возраст кумжинских отложений по аналогии с соседними районами датируется средне-позднечетвертичным временем, сопоставляемым с тазовским, казанцевским горизонтами и частью зырянского горизонта (по Западно-Сибирской шкале). Нижний возрастной предел подтверждается датировкой уран-ториевым методом (146000 ± 8000 лет) раковин *Mya truncata* на Южном острове на абс. отметках +200 м.

Верхнее звено

Верхнеленоплейстоценовый ССК-II широко, практически сплошным покровом, распространен в границах рассматриваемой акватории, где он складывается как покровные, так и облекающие формы. Мощность его обычно составляет 10—25 м, значительно увеличиваясь в областях ледниковой и ледниково-морской аккумуляции и уменьшаясь в границах поднятий. Поскольку в большинстве случаев подошва ССК совпадает с кровлей палеозойских или мезозойских отложений, она прослеживается достаточно уверенно. Однако при малых глубинах моря кратные волны, находясь в сейсмоакустическом разрезе на малых временах, сильно осложняют интерпретацию, а часто делают ее невозможной.

ССК-II объединяет в своем составе различные в фациальном отношении образования. На рассматриваемой территории выделены ледниковые, морские нефелоидные образования с участием ледовой транспортировки, аллювиальные и морские, морские отложения. Им соответствует ряд ССП.

Ледниковые образования (gIII₄). Закартированы на подводных склонах вблизи архипелага Новая Земля, в границах плато Литке и Северо-Сибирского порога. Их присутствие предполагается на северо-западе территории, вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа, в пределах Северо-Восточной возвышенности. К сожалению, на последнем участке исследования (сейсмоакустическое профилирование, донное опробование) не проводились. Однако по аналогии с сопредельной, более западной территорией [31], где имеются материалы, подтверждающие наличие в разрезе четвертичных отложений верхневалдайских (сартанских по Западно-Сибирской шкале) ледниковых образований в присводовых участках возвышенности Персея, Северо-Восточном плато, плато Виктория, есть основания предполагать, что моренный пояс продолжается в северо-восточном направлении на отчетной площади.

По материалам сейсмоакустического профилирования ледниковые отложения верхнего валдая представляют собой вытянутые вдоль склонов гряды высотой до 60 м с сильно расчлененным мезорельефом. В волновом поле характеризуются хаотической записью, обычно отсутствием сколько-нибудь протяженных осей синфазности (рис. 15). Во всех наблюдаемых случаях ледниковые отложения залегают на значительно денудированном мезозойско-палеозойском основании и частично перекрыты верхневалдайскими ледниково-морскими осадками.

По материалам донного опробования, отложения сложены песчано-алеврит-пелитовыми переуплотненными полутвердыми микритами темно-серого цвета с содержанием до 15 % щебня, дресвы, гальки.

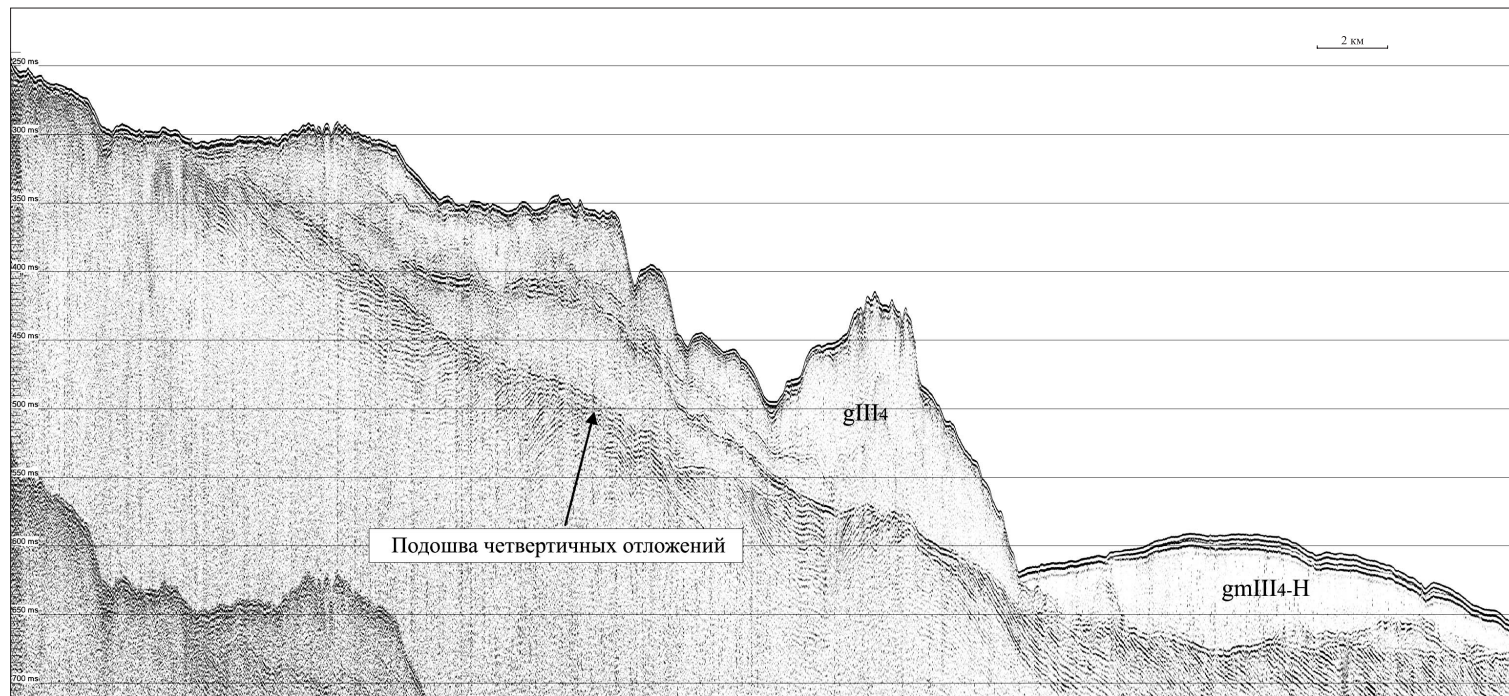


Рис. 15. Фрагмент сейсмоакустического профиля G-03-14 НИС «Гидролог», 2003 г. (по материалам ВНИИОкеангеология). Желоб Литке. Интерпретация Д. А. Костина.

Аллювиальные и морские отложения (а, mП₄). Закартированы лишь на одном участке вблизи восточного борта Восточно-Новоземельского желоба в пределах палеовреза. В акустической записи для этих отложений характерны пологонаклонные к осевой части долины оси синфазности, а в основании толщи изредка наблюдаются короткие, круто наклоненные отражающие границы на фоне общего серого тона записи. В верхней части пачки количество осей синфазности уменьшается, тон записи светлеет, вплоть до акустически прозрачной. Это позволяет предположить присутствие в разрезе отложений аллювиального и морского генезиса. В основании залегают, скорее всего, аллювиальные галечники и пески, выше происходит переслаивание песков, глин и алевроитов. Акустически прозрачной толще соответствуют прибрежно-морские и лиманные глинисто-алевритовые разности. Отложения не вскрыты грунтовым опробованием. На сопредельной акватории разрез сложен тонким переслаиванием алевроитовых пелитов, пелитовых алевроитов и алевроитовых мелкозернистых песков, насыщенных гидротроилитом [32]. Восстановленная соленость седиментационного палеобассейна несколько ниже современной. По всему разрезу отмечены комочки относительно сухих глин. Видимо, их присутствие в разрезе объясняется денудацией крутых склонов палеодолин.

Морские нефеловидные образования с участием ледовой транспортировки (mн₃П). Образуют покровно-облегающие, плащеобразные формы (ССП-II—3), которые несогласно перекрывают нижележащие образования. Отображаются на сейсмограммах слоистой, хаотической, крапчатой записью, довольно светлой по тону. Фрагментарно в верхней части комплекса иногда наблюдается ритмичнослоистая структура записи. По более высокочастотным материалам для временных разрезов часто характерен слоистый рисунок записи с протяженными осями синфазности. Оси синфазности, как правило, субпараллельны подошве комплекса.

Распространены описываемые отложения преимущественно в юго-западной и юго-восточной части изученной акватории. Также их присутствие в разрезе четвертичных отложений отмечается в границах желоба Святой Анны, где они, по материалам сейсмоакустического профилирования, формируют единую, без заметного перерыва толщу с вышележащими отложениями ледниково-морского генезиса.

Отложения вскрыты в нескольких грунтовых станциях. Представлены они неритмичным переслаиванием темно-серых глин и алевроитовых песков, по всему разрезу наблюдается редкий ракушечный детрит. Отложения характеризуются смешанным гранулометрическим составом: содержание пелитовой фракции — 36,1 %, алевроитовой — 28,1 %, песка — 35,3 %, гравия — 0,5 %. Значительно лучше данные отложения изучены в более южной части Карского моря, где в границах Русановской и Ленинградской газоперспективных структур выполнено инженерно-геологическое бурение [32]. В этих районах отложения представлены нечеткослоистыми, реже массивными, однородными суглинками с редкими включениями окатанных агрегатов плотных глин, алевроитов или песчаников. Слоистость обусловлена песчаной компонентой, которая содержится в виде мелких линз, гнезд или нечетких прерывистых, иногда волнистых прослоев. В основном слоистость грубая, субгоризонтальная, реже косая или косоволнистая, нередко дислоцированная. В ряде разрезов в нижней части описываемой толщи наблюдаются пес-

чаные прослои мощностью от 0,1—0,5 до 1,0—2,5 м. Пески по составу мелкие, однородные, сортированные. В верхнеплейстоценовых отложениях установлены остатки фораминифер (10—20 экземпляров 5—10 видов). Среди них преобладают *Retroelphidium clavatum* (Gusman), *R. cf. subclavatum* (Gudina) и *Cibicides grossus*. Фораминиферы имеют плохую сохранность, несут следы переотложения и растворения. Кроме того, встречаются единичные экземпляры песчанистых агглютинированных фораминифер из родов *Reophax* и *Crithionina* [151, 185].

Мощность отложений изменяется в довольно широких пределах и достигает порой 60—70 м. Однако в большинстве случаев она не превышает 30 м, составляя в среднем 10—20 м.

В юго-восточной части площади, в границах Обь-Енисейской ступени, отложения часто насыщены свободным газом, который значительно осложняет волновую картину (рис. 16). С наличием в отложениях газа связывается полная потеря корреляции, так как свободный газ блокирует распространение упругих колебаний в глубь осадочной толщи. Характерно, что в пределах области распространения газонасыщенных осадков в Печорском и Карском морях, Байдарацкой и Обской губах на глубинах моря до 110 м бурением установлены реликтовые многолетнемерзлые грунты [151]. Представляется весьма вероятным, что наличие газа связано с деградацией многолетней мерзлоты. Таким образом, есть основание предположить, что, во-первых, в юго-восточной части акватории во время регрессий в валдайское время происходило формирование многолетнемерзлых пород. Во-вторых, имеется вероятность существования здесь реликтовой мерзлоты и в настоящее время, по аналогии с Печорским и более южной частью Карского моря.

Морские отложения (mIII) распространены на архипелаге Новая Земля, где выделяется крестьяхинская свита. Отложения развиты фрагментарно на морской террасированной равнине на абс. отметках от 60 до 220 м и реже в цоколе низких (2—40 м) голоценовых террас. В составе отложений преобладают алевроиты, глины и пески, реже галечники, общей мощностью от 2 до 16 м. Крестьяхинские отложения согласно, а местами с размывом, залегают на кумжинских, либо ложатся на коренные породы.

Наиболее полный разрез описан по правому притоку р. Неблужная, на абс. отметке 120 м.

Здесь в разрезе залегают (сверху вниз):

1. Переслаивающиеся галечно-валунные (0,3—0,4 м) и дресвяно-гравийные (0,2—0,3 м) отложения. 4,5
2. Дресвяно-гравийные отложения с единичной галькой и мелкими валунами 1,5
3. Косослоистопереслаивающиеся дресвяно-гравийные (0,5—0,6 м) и валуно-галечные (0,2—0,3 м) отложения 2,0
4. Дресвяно-супесчаные отложения 0,2
5. Песчано-дресвяные отложения с редкими прослоями (5—10 см) дресвяно-гравийных и единичными, мелкими гальками.
6. Дресвяно-гравийные и дресвяно-галечные отложения.
7. Галька и валуны различной степени окатанности.

Обнаруженные в отложениях спорово-пыльцевые комплексы, по мнению Е. С. Малясовой, для нижней части разреза характеризуют условия, сходные с арктическими пустынями, а для верхней части — более теплые

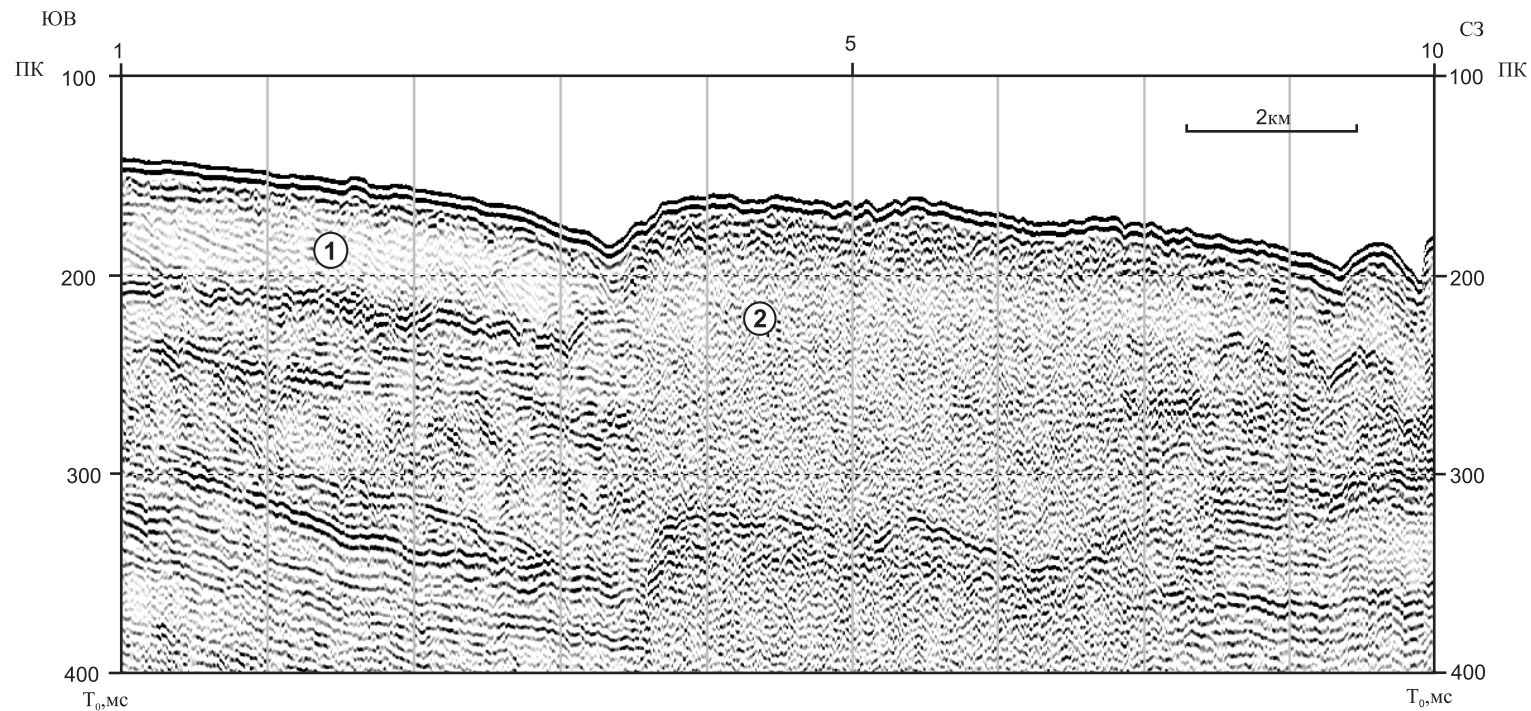


Рис. 16. Фрагмент сейсмоакустического профиля 410314_01 (по материалам МАГЭ). Обь-Енисейская ступень. Интерпретация Д. А. Костина.

1 – четвертичные отложения, *2* – четвертичные отложения, содержащие свободный газ.

условия, отвечающие межледниковью (предположительно, каргинский горизонт). Двустворки *Hiatella arctica* L., *Mya* sp., *Balanus* sp. указывают, по мнению В. С. Зархидзе, на накопление осадков во второй половине позднечетвертичного времени (каргинский—сартанский горизонты).

По заключению О. Ф. Барановской, крестьяхинский комплекс фораминифер по сравнению с кумжинским отличается холодноводностью и присутствием в значительных количествах характерных видов мелководья — *Elphidiella arctica* (Park et Jones) и *E. groenlandica* (Cushman).

Верхнее—современное звенья нерасчлененные

Ледниково-морские отложения (gmIII₄—Н) находятся в пространственной связи с вышеописанными ледниковыми образованиями. Однако они пользуются значительно большим распространением и прослежены на склонах, подножиях возвышенностей, бортах желобов, где формируют, по сейсмоакустическим материалам, акустически «прозрачную» сеймопачку мощностью до 55—65 м. Отложения сглаживают неровности погребенного рельефа, часто формируют выраженные в рельефе положительные аккумулятивные тела (рис. 15). В приподошвенной части сеймопачки довольно часто наблюдается протяженная ось синфазности, возможно, являющаяся границей раздела с погребенными морскими, ледово-морскими отложениями верхнего неоплейстоцена.

По материалам донного опробования, отложения представлены алевропелитами серого цвета, часто с примесью песка, редкими галькой и гравием, дресвой и щебнем, комочками относительно сухих пелитов. Отложения мягко- и тугопластичные, на изломе часто крупинчатые. Часто, особенно на склонах желоба Святой Анны, наблюдается градиационная слоистость, обусловленная, видимо, пульсационным поступлением кластического материала в бассейн в ходе дегляциации поздневалдайского ледника. Для ледниково-морских отложений в восточной части территории, на склонах Центрально-Карской возвышенности, характерно значительно меньшее содержание грубообломочного материала.

Гляциогенные и морские образования (G, mIII₄—Н). Для значительных площадей возвышенностей и плато в границах рассматриваемой территории характерны незначительные мощности (обычно менее 5 м) четвертичных отложений, что, вероятно, связано с превалированием процессов денудации в этих районах во время последнего оледенения. Тем не менее, по материалам сейсмоакустического профилирования отмечается, что здесь дочетвертичные образования перекрыты тонким плащом четвертичных осадков, однако разрешающей способности метода недостаточно для их стратиграфо-генетической характеристики и уверенной корреляции по площади. В связи с этим возникла необходимость выделения данных отложений.

По материалам донного опробования, для отложений характерен пестрый литологический состав, а также различная консистенция — от текучепластичной до полутвердой. Обычно это пелит алевроитовый темно- и буровато-серый, мягкопластичный с содержанием грубообломочного материала до 8 %, без гидротроилита. Однако довольно часто разрез сложен полутвердыми песчано-алеврито-пелитовыми миктитам с заметным (до 15 %) содер-

жанием плохоокатанных гравия и гальки, а также дресвы и щебня. Перекрываются вышележащими отложениями, как правило, несогласно, через резкий контакт.

Области распространения данных отложений, как правило, соседствуют с участками ледниковых и ледниково-морских образований, поэтому их генезис определен как смешанный, ледниковый и морской.

Ледниково-морские и морские отложения (gm, mIII₄—Н) находятся в парагенетической связи с описанными выше отложениями. Их формирование связывается с дегляциацией поздневалдайского ледникового покрова, в ходе которого вместе с опресненными водами в акваторию поступало значительное количество обломочного материала [107]. Однако формирование отложений происходило на значительном расстоянии от деградирующего ледникового массива в условиях морского бассейна, и этот последний фактор оказывал определяющее влияние на структуру, текстуру и состав осадков. Столь характерные особенности (для формирующихся вблизи от фронта ледника) ледниково-морских отложений: неправильная слоистость, наличие гнезд песка, присутствие многочисленных глинистых окатышей, комковатость — не свойственны изученным отложениям. Хотя в некоторых случаях они имеют место быть.

Распространены отложения в пределах днищ впадин и желобов (желоба Святой Анны и Воронина, небольшие впадины в границах Центрально-Карской возвышенности). Здесь они формируют акустически «прозрачную» сейсмопачку, заполняющую или облекающую формы рельефа, подобную ледниково-морским отложениям, однако обычно менее мощную и нередко содержащую отдельные протяженные оси синфазности. Характерно, что положительные (выпуклые) аккумулятивные формы рельефа данная сейсмопачка не образует.

По материалам донного опробования, отложения представлены алевроитовыми пелитами темно-серого, буровато-серого цвета. Отложения текуче-мягкопластичные, содержат грубообломочный материал — 1—3 %. Реже в разрезе встречаются опесчаненные разности осадков, что, вероятно, может быть связано с неравномерным поступлением осадочного материала и, собственно, изменением скоростей дегляциации ледниковых массивов.

Морские отложения (mIII—Н) развиты на Карском и Баренцевском побережьях архипелага Новая Земля. Ими сформирован чехол аккумулятивно-абразионных террас высотой 40—60 (80), 20—40, 10—20, 6—10 м. Это — галечные, дресвяно- и песчано-валунные, реже супесчано-суглинистые отложения. Залегают как на крестьяхинских, так и на более древних дочетвертичных породах.

В устьевой части р. Спокойная описан разрез морских отложений IV, III, II террас. Здесь на отм. 41,2 м в канаве вскрыты (сверху вниз):

1. Песчано-галечные отложения плохосортированные. Песок разноразмерный, темно-серый с обломками фауны. Галька — 2—3 см местных пород, хорошо окатана, нижний контакт резкий 1
2. Песок разноразмерный темно-серый с тонкими прослоями (1—3 см) щебнистого материала 1
3. Щебнисто-галечные отложения 1
4. Переслаивание (5—10 см) дресвяно-галечных и песчаных пластов. Галька хорошо окатана, песок разноразмерный коричневатый, обломки раковин. Видимая мощность 4

Общая мощность 5 м.

Непосредственно под отложениями IV террасы на р. Спокойная вскрыты отложения III (20—40 м) террасы (сверху вниз):

5. Супесь зеленовато-серая	1
6. Галечно-дресвяные отложения, голубовато-серые, хорошоокатанные, не слоистые	2
7. Переслаивание дресвяно-гравийных и галечно-валунных прослоев	4,2
8. Переслаивание (5—10 см) песка темно-серого, разнотернистого, супеси желтовато-серой и дресвяно-галечных отложений	3,5

Общая мощность 11,7 м.

Разрез II (10—20 м) морской террасы вскрыт там же, в устье р. Спокойная. Сверху вниз залегают:

9. Переслаивание (5—10 см) дресвяно-галечных и гравийных отложений. Цвет серый, слоистость выражена плохо, границы неровные	4—5
10. Дресвяно-гравийные отложения с редкой галькой и мелкими валунами . . .	1,5
11. Песок разнотернистый желтовато-серый с прослоями (3—12 см) галечников серых. Обломки битых раковин	5,3

Общая мощность 11,3 м.

В районе р. Неблужная найдены двусторонки *Hiattella arctica* L., *Mutilus* sp., *Mya* sp. и др., аналогичные современным, собранным на поверхности пляжа.

Отложения пересыпей, кос и формирующейся морской террасы представлены в основном грубообломочными породами и разнотернистыми песками. Мощность их изменяется от 2 до 10 м.

Современное звено

Голоценовые отложения распространены повсеместно на изученной акватории (рис. 17). Однако их мощность в большинстве случаев значительно меньше разрешающей способности сейсмоакустического профилирования — 5 м, что не позволяет картировать их по площади. Поэтому на геологической карте четвертичных образований они показаны лишь на участках, где их мощность превышает эту величину.

Ледниково-морские отложения (gmH) развиты на архипелаге Новая Земля на узких террасированных площадках по периферии конечно-моренных гряд крупных ледников на абс. отметках ниже 20 м. Для них характерны хорошосортированные и окатанные валунно-галечные отложения с песчано-дресвяным заполнителем. Залегают обычно на морских отложениях пляжа. Мощность — от 2 до 10 м.

Флювиогляциальные отложения (fH) слагают зандровые конуса и наклонные равнины, расположенные перед внешним краем современных морен. Представлены песками, гравийно-щебнистым материалом, галечниками и прослоями супеси и суглинка. Мощность 1—5 м.

Ледниковые образования (gH) на архипелаге Новая Земля представлены отложениями конечных, боковых и срединных морен и имеют широкое распространение. Они сложены валунно-щебнистым материалом, с суглинистым заполнителем. Мощность от 1 до 20 м.

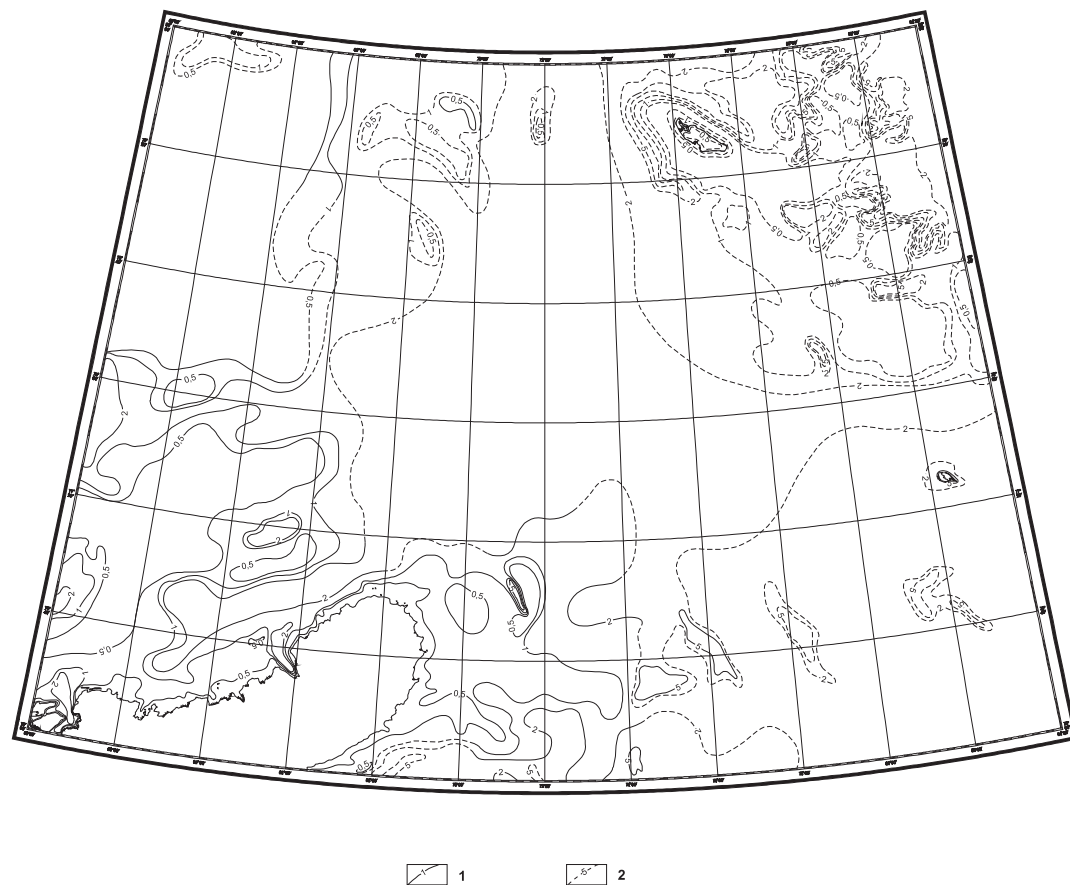


Рис. 17. Схема изопакит голоценовых отложений. Составил Д. А. Костин. Картограф Е. В. Кравченко. Изопакиты голоценовых отложений, м: 1 — достоверные; 2 — предполагаемые.

Морские флювиальные и декливиальные отложения (mf, mdH). Распространены на востоке территории, на крутых склонах Центрально-Карской возвышенности. Участки возвышенности, сложенные неконсолидированными, либо слабоконсолидированными в основном мезозойскими образованиями в ходе фландрской трансгрессии, находясь в поле волнового воздействия, подвергались активной абразии. В течение всего голоцена отдельные наиболее возвышенные участки (на глубинах моря около 50 м) продолжают подвергаться воздействию донной абразии. В связи с этим на склонах возвышенности сформировалась мощная толща, в волновом поле имеющая проградационное строение (рис. 18), перекрывающая все ранее сформировавшиеся отложения. В связи с тем, что на отдельных участках крутизна склонов достигает 14,5 градуса, а отложения неконсолидированы, нередко наблюдаются оползневые явления. Ранее подобные отложения были закартированы на восточном склоне Восточно-Новоземельского желоба, для которого также характерны слабая консолидация слагающих его отложений и значительная крутизна борта [32].

Грунтовым опробованием данные отложения не охарактеризованы. Судя по волновой картине, отложения представлены переслаиванием песчаных, алевритовых и пелитовых разностей. Поскольку данные отложения перекрывают все другие отложения и расположены в верхней части изученного разреза, их возраст принят голоценовым. Максимальная наблюдаемая по сейсмоакустическим разрезам мощность составляет приблизительно 80 м, что, конечно, свидетельствует о лавинных скоростях осадконакопления на данном участке [73].

Морские волновые отложения (mvH). Выявлены на небольшом участке в юго-восточной части акватории вблизи о. Панкратьева на глубинах моря менее 30 м. Здесь в условиях высокой гидродинамической активности за счет размыва субстрата и привноса терригенного материала формируется прерывистый плащ относительно грубозернистых осадков.

Морские нефелоидные отложения (mnH) распространены на участках, где существует низкоэнергетическая гидродинамическая обстановка, а поступление осадочного материала достаточно для формирования относительно мощной пачки. Второе условие необходимо для картирования отложений по материалам сейсмоакустического профилирования, разрешающая способность которого составляет около 5 м. Такими участками являются локальные переуглубления рельефа морского дна, распространенные в границах Восточно-Новоземельского желоба и Обь-Енисейской ступени. В границах изученной площади данные отложения также не охарактеризованы грунтовым опробованием. По аналогии с сопредельной, более южной территорией [32] можно предположить относительно тонкий гранулометрический состав слагающих осадков. Это могут быть алевритистые и чистые пелиты.

Морские отложения (mH). Данные полифациальные отложения в целом морского генезиса распространены в юго-восточной части акватории вблизи о. Панкратьева. Здесь в условиях мелкого открытого моря, бухт формируется маломощный плащ осадков широкого гранулометрического спектра: от гравийно-галечных до алевритистых пелитов. На архипелаге Новая Земля морские отложения голоцена слагают пляж и чехол нижней морской террасы (высотой 3—4 м) и представлены главным образом песчано-галечными и дресвяно-галечными отложениями.

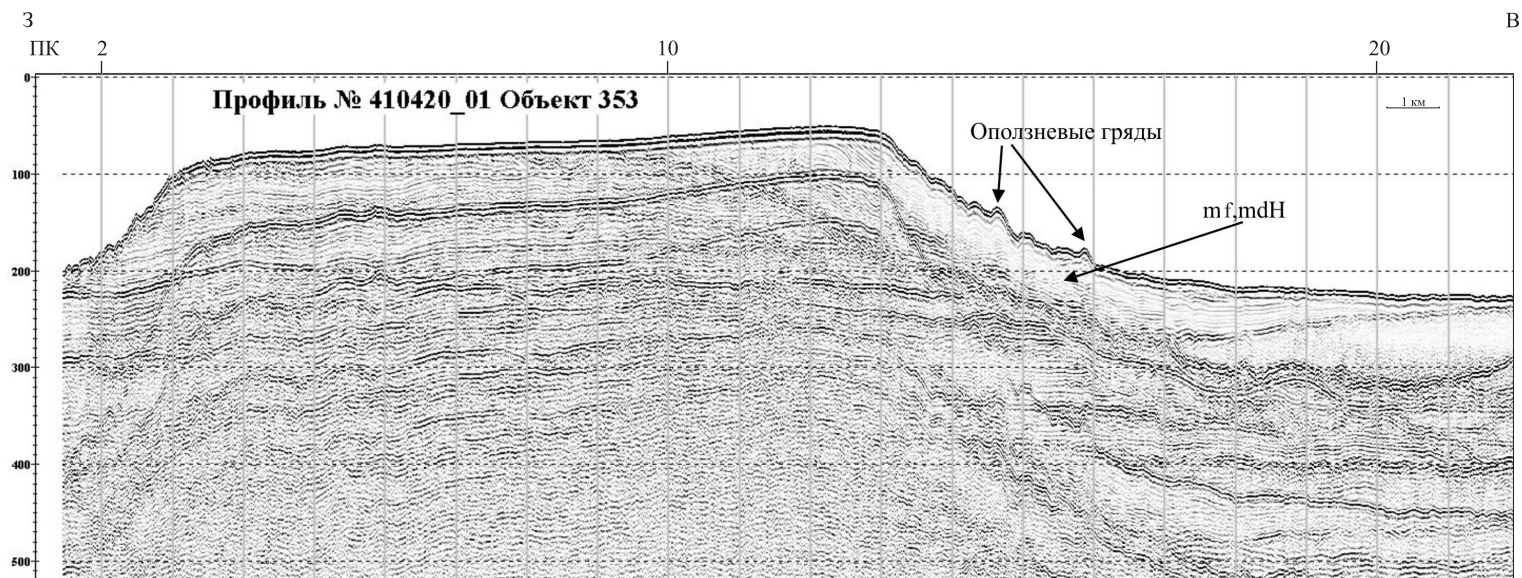


Рис. 18. Фрагмент сейсмоакустического профиля 410420_01 (по материалам МАГЭ). Поднятие о. Визе. Интерпретация Д. А. Костина.

В приустьевых частях долин и в кутах заливов они нередко сливаются с аллювиально-морскими (amН) и аллювиальными (aН) отложениями, представленными грубообломочными разностями (дресвяно-галечными породами, гравийниками, иногда валунниками), слагающими поймы и низкие террасы рек. Мощность аллювиальных и аллювиально-морских отложений от 1 до 20 м.

Проллювиальные отложения (pН) слагают конуса выноса и шлейфы у подножия склонов долин крупных рек и у древних клифов на побережье. Они представлены щебнем, дресвой, песками. Мощность — до 5 м.

Нерасчлененные образования

К ним отнесены элювиальные и делювиальные, а также коллювиальные и делювиальные образования, характеризующиеся незначительной мощностью, но относительно широким распространением на архипелаге Новая Земля.

Элювиальные и делювиальные образования (e, d) представлены песками, реже супесями с включениями обломков коренных пород. Они развиты преимущественно на педиментах с абсолютными отметками 250—450 м и на верхних участках склонов. Ниже они плавно переходят (границы сугубо условные) в нерасчлененные коллювиальные и делювиальные образования (c, d), к которым отнесены обломочные образования на склонах и подножиях гор: обвальные накопления каменных глыб, щебня и дресвы. В нижней части склонов и у подножия скопления обломочного материала образуют конусы осыпания, иногда сливающиеся в сплошной осыпной шлейф. Отложения представлены угловатыми обломками коренных пород, иногда с песком и гравием.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности морского дна построена на основе 474 грунтовых станций, подкрепленных гранулометрическими анализами (данные ВНИИОкеангеология, НИИГА, МАГЭ различных лет) и составлена по литолого-генетическому принципу. Вспомогательную роль сыграли визуальные описания грунтов, которые послужили основным источником сведений о наличии крупно- и грубообломочных включений в донных отложениях. Изучение донных отложений Западно-Арктического шельфа проводилось В. И. Гуревичем, Д. С. Яшиным и другими авторами.

В пределах изученного листа проходит граница между Баренцевым и Карским морями. Рельеф дна Баренцева моря изобилует подводными возвышенностями и желобами, с неравномерным распределением глубин (от 50 до 350 м). Рельеф дна восточной части Карского моря относительно ровный, с преобладанием возвышенностей и глубинами дна не более 150 м, наибольшие глубины приходятся на желоб Святой Анны (до 500 м), и желоб Воронина (до 450 м).

Современные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными, иногда текучепластичными осадками. Цвет осадков бурый, зеленовато-серый (в центральной части района), в единичных случаях серый (Карское море). Окисленные осадки с бурым оттенком приурочены к наиболее глубоким участкам дна, но в Карском море отмечаются и на глубинах менее 100 м.

Распределение современных отложений контролируется рельефом дна и гидродинамикой бассейна и в большей степени придонными течениями. Так, наибольшие значения скоростей придонных течений (0,5—1 м/с и более) приходятся в основном на прибрежные районы и участки подводных поднятий и их склонов, наименьшие — на впадины и желоба [162].

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Особенностью изученной акватории является преимущественное распределение осадков песчаной размерности ($> 0,1$ мм) в Карском море. В Баренцевом море локально они получили развитие на плато Литке. Большая часть осадков относится к алевритовым разностям ($< 0,1$ мм). Осадки с размерностью зерен 0,01 мм и менее приходятся на участки глубоководных впадин и желобов. В целом это хорошо согласуется с батиметрическим планом акватории и гидродинамической активностью придонных вод.

Для оценки сортированности осадка была рассчитана энтропийная мера сортировки, предложенная С. И. Романовским (1988). В восточной части

акватории Карского моря широкое развитие получили поля с умеренно сортированными осадками ($H_g > 0,25$), приуроченные к участкам с повышенными скоростями придонных течений. А в целом, в пределах акватории преобладают плохосортированные ($H_g > 0,5$) и несортированные ($H_g > 0,75$) осадки, среднее значение — 0,81 [105].

На литологической карте поверхности морского дна по содержанию различных размерных групп и фракций выделены следующие типы осадков: моногранулярные, переходные и смешанные [83].

Моногранулярные осадки занимают в пределах акватории ограниченные площади и представлены песком, пелитом и алевритом. Кривые распределения моногранулярных осадков характеризуются одновершинным строением.

Чистые пески ($P^ч$), с содержанием песчаной фракции более 85 %, встречаются отдельными пятнами на локальных подводных возвышенностях. Определяющая роль в формировании этих осадков принадлежит гидродинамическим факторам. Разнозернистые пески (P_p), с содержанием песчаной фракции более 75 %, встречаются в зоне прибрежного мелководья на глубинах до 30 м вокруг островов Визе и Уединения. Пески, как правило, хорошо сортированы, часто отмечается примесь гравия, щебня и ракушечного детрита в количестве 2—6 %. Стандартное отклонение от среднего размера частиц, в зонах развития чистых песков, увеличивается на 2—3 σ , что соответствует зонам размыва и активной транспортировки осадков под действием поверхностных волн.

Алевриты (А) занимают небольшие участки в юго-восточной части листа. Как известно, повышенные содержания алеврита часто фиксируются вблизи областей сноса и свидетельствуют о низкой зрелости отложений [96].

Однородные пелиты (P_l), состоящие на 75 % и более из частиц менее 0,01 мм, выделяются в отрицательных формах рельефа дна (желобе Святой Анны, Восточно-Новоземельском), на глубинах до 500 м. На отдельных участках желобов происходит формирование осадков с повышенным содержанием пелитовой фракции (более 85 %) — чистых пелитов ($P^ч$). Сравнительно небольшие пятна выходов пелитов (на глубинах до 100 м) слагаются в узкие, но протяженные цепочки, сопровождающие подводные поднятия. Осадки умеренно сортированы. Формирование пелитов определяется выпадением из взвеси глинистых частиц на дно бассейна при спокойной гидродинамической придонной обстановке.

Осадки переходного типа (бигранулярные) представлены песчаным гравием (PGr), алевритовым песком (АП), песчаным алевритом (ПА), пелитовым алевритом (P_lA) и алевритовым пелитом (АПл) и связаны фациальными переходами между собой и соответствующими разностями чистых осадков.

Распространение осадков переходного типа характеризуется приуроченностью к определенным формам рельефа дна. Песчано-гравийные разности основное развитие получили вдоль всего подводного берегового склона архипелага Новая Земля. Появление этих осадков на больших глубинах связано с выходом на поверхность дна коренных пород. На глубинах до 80 м на склонах возвышенностей в Карском море при умеренных скоростях придонных течений происходит осаждение песчано-алевритовых и алеврито-песчаных осадков. Кривые их распределений характеризуются бимодальным строением, с максимумами в соответствующих разностях, сортированность плохая

(Нг — 0,61). С глубиной бассейна в осадках уменьшается содержание песчаной фракции и увеличивается содержание алевритовой и пелитовой фракций, что обусловлено уменьшением придонной гидродинамической активности. Пелитовые алевриты и алевритовые пелиты выполняют склоны возвышенностей и впадин, они широко распространены в современных осадках Баренцева и Карского моря. Осадки часто включают терригенный материал ледового разноса (гальку, гравий, щебень).

К осадкам *смешанного типа* относятся тригранулярные миктиты и полимиктиты.

Наиболее распространенными осадками этого типа являются миктиты. Они выполняют довольно обширные пространства между районами распространения осадков переходного типа. В прибрежных областях и на возвышенностях преобладают песчано-гравийно-галечные (ПГрГ), гравийно-алеврито-песчаные (ГраП), пелито-алеврито-песчаные (ПлАП) и алеврито-пелито-песчаные (АПлП) осадки, которые сменяются пелито-песчано-алевритовыми (ПлПА) миктитами. Глубина их распространения ограничивается изобатой 150 м. Плохо сортированные песчано-пелито-алевритовые (ППЛА) отложения занимают значительную площадь в восточной части акватории. Небольшое распространение среди них получили алеврито-песчано-пелитовые (АППл) миктиты. Песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл) осадки основное развитие получили на склонах глубоководных желобов, в условиях интенсивного поступления терригенного материала, на глубинах до 250 м. Кривые распределения пелито-песчано-алевритовых и пелито-алеврито-песчаных миктитов характеризуются в основном бимодальным, а песчано-пелито-алевритовые и песчано-алеврито-пелитовые — полимодальным строением.

Полимиктиты (Мгтр) составляют обширные поля у берегов архипелага Новая Земля, располагаясь на подводных поднятиях, а также встречаются в виде небольших ореолов у северной оконечности архипелага. На вершинах возвышенностей мелкообломочные (песчано-алеврито-галечно-гравийные) полимиктиты являются продуктами донной абразии плейстоценовых отложений.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ

На литологической карте отражаются рыхлые отложения как современные, так и реликтовые. По вещественно-генетическому составу донные осадки изученной акватории подразделяются на терригенные и реликтовые терригенные, среди которых выделяются палимпсестово-терригенные и эдафогенно-терригенные. Среди современных отложений в акватории преобладают терригенные осадки, не выделяемые на карте крапом. Практически во всех перечисленных типах донных отложений присутствует рассеянный грубообломочный материал: галька, гравий, щебень. Основными источниками терригенного материала для Баренцева моря является местный размыв дна на положительных формах рельефа, береговая абразия и ледниковая экзарация. Основным поставщиком терригенного материала в Карском море является речной сток. Большое участие в разnose крупнообломочного материала принимают айсберги и береговой лед. На характер перемещения осадков влияяют особенности морфологии дна бассейна.

Палимпсестово-терригенные осадки основное развитие получили в районах отсутствия или незначительной мощности голоценовых отложений (менее

0,2 м). Они формируются в процессе размыва плейстоценовых отложений и моренных образований и характеризуются плохой сортировкой. Палимпсестово-терригенные отложения выделены в северо-западной части акватории (в местах выхода моренных образований). В Карском море эти отложения приурочены к сводовым частям неотектонических возвышенностей, а также к прибрежным зонам островов Уединения и Визе.

Эдафогенно-терригенные отложения картируются в местах выхода и размыва допозднекайнозойских пород, покрытых маломощным чехлом четвертичных отложений. Основное распространение эти отложения получили в Баренцевом море у берегов ЗФИ, где являются продуктами разрушения меловых пород. Вдоль западного и восточного побережья Новой Земли закартированные гравийно-галечные миктиты, которые, вероятно, также имеют эдафогенное происхождение и являются продуктами разрушения палеозойских пород.

Биогенная составляющая всех типов осадков не превышает 5 % и представлена почти исключительно карбонатными остатками бентосных организмов, входящих в состав современных отложений в качестве сопутствующих включений. Основное распространение они получили в зонах относительного мелководья в западной части Новой Земли и в прибрежных отложениях о. Уединения.

Донным опробованием, в пределах площади листа, выявлены немногочисленные находки железно-марганцевых конкреций и корок. В основном они обнаруживаются в различных областях Баренцева (глубоководные части желоба Святой Анны) и Карского (Обь-Енисейская ступень) морей [42].

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Данными минералогического анализа хорошо охарактеризована западная часть акватории. О распространении минералов тяжелой фракции в осадках Карского моря можно говорить лишь в общих чертах, ввиду незначительного количества анализов.

Изучение минерального состава алевритовой фракции проводилось иммерсионным методом. Выход тяжелой фракции в современных осадках изменяется от 0,02 до 4 %. Состав тяжелой фракции отличается большим разнообразием (в пробах насчитывается от 14 до 39 минералов), но отчетливо преобладающими являются группы моноклинных пироксенов (46 %), эпидота-цоизита (44 %), черных рудных (38 %), амфиболов (24 %), граната (21 %) и циркона (32 %). Минералы, содержащие редкоземельные элементы (ортит и монацит), основное распространение получили на Центрально-Карской возвышенности. Остальные минералы имеют резко подчиненное значение и встречаются, как правило, в количествах, не превышающих 10 %. Основными источниками минералов является абразионный материал берегов архипелагов Новая Земля, ЗФИ, о. Уединения и о. Визе. Участки с повышенными концентрациями минералов тяжелой фракции в поверхностном слое часто приурочены к районам интенсивного перемыва донных отложений и к зонам воздействия придонных течений (плато Литке, Центрально-Карская возвышенность).

Замедленность химических и биологических процессов в Северных арктических морях приводит к тому, что аутигенные образования встречаются

редко и в незначительных количествах в прибрежной зоне архипелага Новая Земля [201]. В изученных поверхностных отложениях они представлены гидроокислами железа, зернами пирита и сидерита. Указать точное процентное содержание аутигенного пирита (в выделениях и конкрециях) невозможно, ясно только, что в осадках присутствует и обломочный пирит терригенного происхождения в виде угловатых зерен. Сидерит представлен сферолитами, окатанными зернами и их обломками в разной степени ожелезненными.

В связи с поисками россыпных рудных полезных ископаемых в шельфовых областях морей были выявлены и оконтурены участки с их повышенными содержаниями.

Комплексные россыпные скопления титансодержащих минералов (представленных титаномagnetитом, ильменитом, сфеном, рутилом, анатазом, брукитом), граната и циркона оконтурены на карте на северном и южном склоне плато Литке, а также в северной части Северо-Сибирского порога на глубинах до 200 м. Их содержание составляет: титанистые минералы — 3 кг/м^3 , циркон — более 1 кг/м^3 , гранат — 1 кг/м^3 . На отдельных участках дна содержание титанистых минералов превышает 6 кг/м^3 . Основная аккумуляция рудных минералов происходит в районах интенсивного перемирыва осадка и приурочена к отложениям пелито-алевритового состава.

Элементы примеси в осадках определялись спектральным полуколичественным анализом. Ввиду малого количества анализов, о характере распространения микроэлементов можно говорить также лишь в общих чертах. Основным процессом поступления микроэлементов в осадок, в условиях арктического климата, является сорбционный процесс. Биогенный путь осаждения микроэлементов имеет очень ограниченное распространение [55].

Содержания меди (200 мг/кг) и цинка (120 мг/кг) несколько выше кларковых значений в юго-западной части акватории, а ванадия (200 кг/мг) в глубоководных алеврито-пелитовых осадках Сальмского желоба.

Титан и цирконий накапливаются в осадках в составе титанистых минералов и минерала циркона. Их содержания составляют: титан — $20 \times 10^{-3} \%$ и цирконий — $50 \times 10^{-3} \%$, участки их накопления совпадают с ореолами распространения минералов титана и циркона.

Анализ латеральной изменчивости типов донных осадков показал, что на изученной акватории в основном доминируют осадки переходного типа, на их долю приходится 56,2 % площади дна акватории, среди них преобладающим типом осадка является алевритовый пелит (около 37 % акватории). Миктиты занимают 32,8 % площади дна и представлены в основном песчано-пелито-алевритовыми отложениями (12 %). Среди моногранулярных осадков преобладает пелит, занимающий 8,9 % площади. Всего же на долю моногранулярных осадков приходится 9,8 % площади акватории. Для осадков Карского моря характерны значительные накопления песчаных отложений. Областью накопления тонких осадков являются многочисленные желоба и впадины. Фракции пелита, алеврита и песка присутствуют практически во всех осадках либо как сопутствующая (содержание 10—25 %), либо как дополняющая (25—50 %). Возрастание значений максимальных придонных скоростей течения приводит к увеличению среднего размера частиц и улучшению

сортировки. Основная масса донных осадков относится к плохосортированным осадкам по шкале Романовского.

Размерный состав донных отложений определяется в достаточно строгом соответствии с подводным рельефом и гидродинамической активностью придонного слоя, что приводит к формированию зональности циркумконтинентального характера.

Основными источниками поступления терригенного материала для Баренцева моря является местный размыв дна на положительных формах рельефа, береговая и ледниковая абразия. В Карское море речной сток поставляет более всего терригенного материала. Одной из отличительных черт полярного литогенеза является ледовый разнос материала.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования имеют незначительное распространение. На Северном острове архипелага Новая Земля они представлены костиншарским позднедевонским базальт-долеритовым комплексом и нерасчлененным желанинским мезозойским габбро-долеритовым комплексом, а вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа — армитиджским раннемеловым габбро-базальтовым комплексом.

Позднедевонский костиншарский базальт-долеритовый комплекс ($v\beta D_3k$)

Породы костиншарского комплекса приурочены к выходам тайнинской и рейской свит на западном побережье Северного острова южнее зоны Споронаволоцкого разлома в районе зал. Борзова. Они проявлены в эффузивной, субвулканической и интрузивной фациях. Базальты и их туфы рассмотрены в гл. «Стратиграфия» в составе рейской свиты (D_3rs).

Интрузивные образования костиншарского комплекса слагают силлы, локализованные на стратиграфическом уровне средне-позднедевонских отложений (в объемах тайнинской и рейской свит).

Силлы представлены габбродолеритами, долеритами и редко пикродолеритами. Мощность силлов варьирует от первых метров до 10 м, при протяженности от 0,5—1 до 5 км. Внутреннее строение силлов обычно зависит от их размеров. Маломощные силлы, как правило, однородны. Лишь в их эндо-контактных частях отмечаются зоны закалки, сложенные породами эффузивного облика. Более мощные интрузии обладают неоднородностью: их центральная часть сложена средне-крупнокристаллическими габбро, а краевые зоны — стекловатыми миндалекаменными разновидностями.

Субвулканические образования образуют небольшие дайки, как правило, в нижней части рейской свиты. Все субвулканические тела сложены порфировыми и афировыми пироксеновыми базальтами, не отличающимися по составу и структуре от эффузивных аналогов.

Дайки представлены маломощными (0,5—5,0 м) крутопадающими телами микродолеритов и базальтовых порфиритов протяженностью до нескольких десятков метров. Внутреннее строение тел однородное, лишь иногда в приконтактных частях фиксируются миндалекаменные текстуры.

Магматические породы позднедевонского возраста принадлежат к единой умеренно дифференцированной серии. Они характеризуются переменным содержанием кремнезема, глинозема, магнезии (табл. 1). Долериты, оливиновые долериты и габбродолериты являются типичными представите-

Химический состав интрузивных пород костиншарского комплекса

Окислы	Базальты	Оливиновые базальты	Долериты
SiO ₂	48,89	45,10	47,30
TiO ₂	1,36	1048	1,61
Al ₂ O ₃	14,49	15,25	14,67
Fe ₂ O ₃	2,16	3,38	2,33
FeO	7,46	8,77	8,72
MnO	0,20	0,21	0,18
MgO	7,07	9,20	7,86
CaO	9,28	8,80	9,00
Na ₂ O	2,10	2,60	2,94
K ₂ O	0,22	0,29	0,35
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,19
Σ	93,36	95,49	95,15

лями толеитовой магмы. Это меланократовые и мезократовые преимущественно умеренно глиноземистые (до 15 %) породы, обладающие нормальной общей щелочностью (до 3 %) при ее натриевой специфике (натриевая серия). Наиболее высокоглиноземистыми из них (19,23—20,49 %) являются крупно- и гигантопорфировые долериты. Базальты по своему химическому составу близки к долеритам.

Габбродолериты и долериты, как правило, массивные, имеют офитовую структуру. В их составе преобладают плагиоклаз, диопсид-авгит, авгит, замещаемые светло-зеленой роговой обманкой. Среди рудных отмечаются ильменит и магнетит, нередко присутствует оливин в варьирующих количествах, при этом среди клинопироксенов появляются ферроавгит и титанистый авгит. Вторичные процессы проявлены широко: хлоритизация, карбонатизация, реже — эпидотизация и оталькование.

Контактные воздействия интрузий на вмещающие породы выражены слабо. Обычно они проявлены в незначительном ороговикании терригенных пород и мраморизации известняков. Возраст интрузивных пород костиншарского комплекса определяется по отношению к вмещающим породам и комагматичности их вулканическим покровам в отложениях франского яруса.

**Раннемеловой армиджский вулканоплутонический
габбро-базальтовый комплекс ($v\beta K_1 a$)**

Образования этого комплекса представлены покровами и потоками базальтов армиджской свиты и связанными с ними интрузиями — силлами габбро-долеритов, дайками долеритов и базальтов. Они могут быть отнесены к трапповой толеит-базальтовой формации.

Покровы армитиджской свиты сложены преимущественно оливиновыми гломеропорфировыми базальтами с интерсертальной или долеритовой структурой основной массы. Во вкраплениях присутствуют плагиоклаз, оливин и сростки плагиоклазов и моноклинных пироксенов. По сравнению со средними составами базальтов отмечается пониженное содержание TiO_2 и щелочей, повышенное содержание CaO и натриевый тип щелочности. К редким относятся маломощные покровы трахиандезибазальтов. В стратотипическом разрезе на п-ове Армитидж К-Аг методом установлен возраст базальтов в 94 млн лет [197].

Породы интрузивной фации образуют sill мощностью до нескольких метров и представлены преимущественно средне-крупнозернистыми оливиновыми габбро и габбродолеритами с офитовой структурой.

Абсолютный возраст интрузий армитиджского комплекса на архипелаге Земля Франца-Иосифа колеблется от 102 до 121 млн лет [197].

Мезозойский желанинский габбродолеритовый комплекс (βMZg)

К желанинскому комплексу отнесены дайки габбродолеритов, трахидолеритов и кварцевых габбродолеритов, распространенных на северо-западном побережье Северного острова Новой Земли в районе мыса Сахарова, зал. Иностранцева и северного окончания архипелага.

Большинство даек имеет мощность 1—20 м и протяженность от первых сотен метров до 1—6 км. Лишь одна из них, расположенная на северном окончании архипелага, обладает мощностью 20—30 м и протягивается в длину на 34 км. Залегание даек близко к вертикальному. Они прорывают породы ордовика, силура и нижнего девона, имеют субширотное простирание и дискордантны по отношению к складчатым структурам.

Маломощные дайки обычно однородны по составу и структуре. Центральные части крупных даек сложены крупно- и среднекристаллическими габбродолеритами и кварцевыми габбродолеритами, а в зонах эндоконтакта микрокристаллическими и стекловатыми их разновидностями.

По химическому составу (табл. 2) породы этого комплекса весьма однородны и отвечают умеренно глиноземистым мезократовым базальтам калиево-натриевой серии, коэффициент фракционирования которых варьирует в пределах 54—77. От базальтоидов позднедевонского возраста они отличаются более высокими содержаниями SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 и щелочей за счет увеличения калия, при относительно низких концентрациях извести и магнезии.

Вторичные изменения выражены серицитизацией и сосюритизацией плагиоклаза, хлоритизацией моноклинного пироксена, карбонатизацией и эпидотизацией пород. Вмещающие терригенные породы на контактах с дайками осветлены, ожелезнены и ороговикованы, а известняки — мраморизованы. Ширина зон измененных пород достигает 5—10 м. С ними, по-видимому, связана незначительная рудная минерализация, о чем свидетельствует наличие геохимической аномалии цинка и шлихового ореола рассеяния свинца, пространственно связанных с серией даек в районе мыса Сахарова.

Образование даек происходило в посттриасовое время после завершения раннекиммерийского тектогенеза, с которым связывается складкообразование, орогенез и активизация магматической деятельности на Новой Земле.

Таблица 2

Средний химический состав кварцевых габбродолеритов желанинского комплекса

Оксиды	1	2
SiO ₂	51,78	52,76
TiO ₂	1,57	2,42
Al ₂ O ₃	15,34	14,67
Fe ₂ O ₃	1,76	4,33
FeO	10,19	8,89
MnO	0,21	0,20
MgO	6,88	4,28
CaO	9,48	7,93
Na ₂ O	2,24	2,40
K ₂ O	0,41	1,61
P ₂ O ₅	0,14	0,51
Σ	100,0	100,0
Число анализов	9	4

П р и м е ч а н и е. Кварцевые габбродолериты северо-западного побережья Северного острова (1) и северного окончания Новой Земли (2).

ТЕКТОНИКА

Изученный район арктического шельфа Баренцева и Карского моря с прилегающими участками островной суши в тектоническом отношении включает разновеликие фрагменты Баренцевской (Свальбардской), Карской (Северо-Карской) и Западно-Сибирской плит, которые разделены Пайхойско-Новоземельским складчатым поясом и Северо-Сибирским порогом. Как современные геоструктуры, отмеченные шельфовые плиты развиваются с посткиммерийского времени. И только с этого момента им полностью соответствует термин «плита» в его классическом понимании, как часть платформы (древней или молодой), покрытая осадочным чехлом.

Восточная область карты представлена Карской (нередко ее называют Северо-Карской) плитой с добайкальскими (преимущественно раннепротерозойскими) комплексами основания. С юга в рамки карты входят небольшие фрагменты эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты и отделяющего ее от первой Северо-Сибирского порога. В юго-западном углу карты порог наращивает северная оконечность Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса. На западе в рамки карты попадают фрагменты тектонических структур Баренцевской (Свальбардской) плиты: блоково-сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа, Северо-Новоземельская впадина, прогиб Святой Анны (занимающий стержневую позицию по отношению ко всем другим структурам региона) с его ответвлениями и другие элементы Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Модели, раскрывающие основные черты геологического строения и тектоники региона, учитывая низкую степень геолого-геофизической изученности этой части Западно-Арктической окраины, базируются на результатах изучения разрезов обнажений континентального обрамления и островной суши, послуживших основой для интерпретационного анализа немногочисленных данных НСАП, МОВ ОГТ, КМПВ в совокупности с материалами площадных гравимагнитных съемок. В этой связи, выполненные структурные построения по наиболее представительным поверхностям раздела осадочного чехла — подошве недислоцированных отложений (ассоциируемой с фундаментом) и кровле юрско-нижеберриасских образований позволяют судить о характерных тектонических особенностях рассматриваемой области. Базовой моделью для тектонических построений представленного листа Государственной геологической карты, как и для всех изданных до этого листов по Западно-Арктической окраине, послужили Тектонические карты морей Баренцево, Карское и Лаптевых и объяснительные записки к ним [92, 117], естественно с некоторой модернизацией и дополнениями. Используются и другие материалы [8, 65, 94, 98, 110, 124].

На схеме тектонического районирования (см. врезку к Геологической карте), составленной по принципу выделения современных геоструктур, в качестве объектов высшего ранга (региональные структуры) показаны плиты и складчатые системы.

В пределах шельфовых и материковых плит выделены надпорядковые структуры: синеклизы, моноклизы, структурные области. К структурам первого порядка отнесены моноклинали, прогибы, валы, ступени. Самый низший ранг — структуры второго порядка — включает отдельные поднятия. Эта схема явилась основой для уточнения нефтегазогеологического районирования изученной площади.

КАРСКАЯ ПЛИТА

В процессе работы над комплектом карт данного листа уточнились контуры самостоятельной Карской плиты, ранее рассматриваемой в составе единой Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты [8]. Она ограничена с юго-запада продолжением Пайхойско-Новоземельского пояса — Северо-Сибирским порогом, с юга и юго-востока — Таймыро-Североземельской складчатой системой, а на западе системой разломов, отделяющей ее от Баренцевской плиты. Поверхность фундамента Карской плиты характеризуется сложным рельефом, расчлененным на выступы и грабен-прогибы, отраженные и в структуре рифейско(?)–палеозойского чехла. В отличие от чехла Баренцевской плиты здесь, по сейсмическим данным, значительной мощности достигают рифейско(?)–нижнепалеозойские терригенные и терригенно-карбонатные комплексы и, наоборот, редуцированы мезозойские отложения.

Максимальные отметки наиболее погруженных зон фундамента (восточнее рамки карты) достигают значений 12–14 км, а минимальные — 1–2 км. Анализ геологического строения сухопутного и островного обрамления в совокупности с данными потенциальных геофизических полей позволяет распространять структуры основания Североземельской и Северо-Таймырской областей на значительную часть Северо-Карского шельфа и в этой связи рассматривать эту область как единую плиту преимущественно с дорифейским фундаментом.

Основные элементы структуры Карской плиты ориентированы в соответствии с простирающимися коллизионных поясов и крупнейших правосторонних разломно-сдвиговых зон ее дугообразного ограничения. На западе продолжения структурных элементов плиты отчетливо обрезаются меридионально наложенным трогом Святой Анны. В рельефе дна последний выражен одноименным неотектоническим желобом протяженностью около 450 км с глубинами, возрастающими с юга на север от 400 до 600 м. На юго-восток от желоба трассируются правосторонние сдвиги, оконтуривающие Карскую плиту с юга.

Следует отметить, что в структуре геофизических полей Карская плита заметно отличается от прилегающих областей. И в этой связи она выглядит как самостоятельный блок с присущими ему индивидуальными особенностями внутреннего строения.

В аномальном магнитном и гравитационном полях рассматриваемая плита имеет овальные очертания с размерами в поперечнике около 800 км с зональностью, несколько напоминающей концентрическую. Северная окраина

срезана зоной континентального склона Евразийского океанического бассейна. В северо-западном направлении наблюдается закономерное увеличение размеров аномалий с уменьшением их контрастности, что отражает общее погружение поверхности фундамента в том же направлении от 0 до 12—14 км. Поле локальных аномалий указывает на структуру кристаллического фундамента, который расчленен на блоки с амплитудой вертикальных смещений порядка 5—7 км. Крупные линейные магнитные аномалии связываются со структурой и составом пород основания плиты. Положительные линейные аномалии приурочены к зонам повышенной проницаемости коры, тяготеющим преимущественно к отрицательным тектоническим элементам. Поднятия фундамента могут соответствовать как отрицательные магнитные и положительные гравитационные аномалии, так и наоборот. Это свидетельствует о его гетерогенности, что находит подтверждение в данных КМПВ, по которым для основания плиты характерен достаточно широкий диапазон граничных скоростей от 5,7 до 7,1 км/с [184]. Кроме того, не исключено присутствие в консолидированной коре поверхностей срыва. Точечные сейсмические зондирования показывают, что мощность земной коры Карской плиты может составлять свыше 40 км. При этом нижний ее слой, по результатам комплексного моделирования, оценивается в 14—16 км [155].

В центральной части Карской плиты наблюдаются крупные отрицательные гравитационные аномалии (часть которых находится за пределами листа), отвечающие отдельным депрессиям в рельефе поверхности фундамента. В целом же центральная область плиты характеризуется погруженностью, а периферийные зоны приподняты. В изученной западной части в прогибах общая мощность осадочного чехла в среднем составляет 6—8 км.

В разрезе осадочного выполнения можно выделить два структурных этажа. Нижний сложен, по-видимому, карбонатными, эвапоритовыми и терригенными образованиями, возраст которых условно можно принять как рифей-палеозойский. Верхняя мезозойская часть разреза Карской плиты, мощностью не более 2 км, сложена образованиями триасового и юрско-мелового возраста и характеризуется довольно низкими значениями пластовых скоростей (2,0—2,8 км/с) и средней плотностью 2,27 г/см³. Эти отложения с несогласием налегают на разновозрастные размытые комплексы нижнего этажа. Однако на поднятиях триас и юра могут выпадать из разреза, и тогда здесь присутствуют лишь плащеобразно развитые меловые—кайнозойские осадки, максимальная мощность которых составляет около 1 км.

При этом следует отметить интересную особенность в их распределении. Вблизи протяженной субмеридиональной зоны разломов, ограничивающей прогиб Святой Анны с востока, выходящие на поверхность денудационного среза меловые отложения на карте разделяются на два поля — апт-альбское (для Баренцевской плиты) и нерасчлененного мела (для Карской). Они отличаются не только мощностью, структурными условиями залегания, но, предположительно, и литологическим составом, запечатленным в характере волновой картины. Это служит дополнительным критерием для выделения Карской плиты в самостоятельный тектонический элемент, сохраняющий свою индивидуальность и в меловую эпоху, а возможно и в кайнозое. Кроме того, указанная зона разломов является общим рубежом контрастной смены уровня интенсивности естественных геофизических полей (в сторону возрастания их интенсивности в пределах Карской плиты), а в гравитационном,

кроме того, — и изменением направлений простираения аномалий. Вместе с тем еще одна особенность структуры гравитационного поля обращает на себя внимание: нет однозначной приуроченности аномалий одного знака к тому или иному положительному или отрицательному структурному элементу. Вероятно, это может свидетельствовать о существенных тектонических преобразованиях литосферы региона в ходе его фанерозойской эволюции и, в частности, о наличии поверхностей срыва в консолидированной коре.

Комплексы основания Карской плиты выходят на поверхность на архипелаге Северная Земля и в северной части Таймырского полуострова. В общей структуре плиты выделяются две области: внешняя — деформированная окраина, в пределах которой обнажены тектонические пластины, сложенные флишеидным комплексом верхнего рифея—кембрия, и внутренняя (центральная) часть, представленная слабодислоцированными образованиями платформенного чехла [117].

В пределах карты расположена в основном внутренняя область плиты. Большую часть ее занимает тектонический ансамбль, состоящий из мозаики блоков эпикарельской платформы с редуцированным мезозойским осадочным чехлом (см. Тектоническую схему). В составе этой области группируются разномасштабные блоки, в основании которых залегают древние массивы с различной мощностью и полнотой разреза перекрывающих их палеозойских карбонатно-терригенных формационных комплексов. К древним массивам отнесены Северо-Карский (XII), Центрально-Карский (XIII) и Кировский (XIV) блоки. В их сводах мощность осадочного чехла составляет 1—2 км. На схеме тектонического районирования (см. врезку к Геологической карте) этим блокам соответствуют Северо-Карское сводовое поднятие, Центрально-Карская структурная область и Кировская зона поднятий.

Древние блоки разделены прогибами рифейско?-ранне-среднепалеозойского развития, выполненными терригенными и карбонатно-терригенными формациями увеличенной (более 8 км) мощности. Этот тип структур представляет Восточно-Карский блок (XV), которому соответствует одноименная зона прогибов.

Северо-Карское сводовое поднятие объединяет структуры северной части плиты. В его составе выделяются *поднятия Визе и ступень Павлова*, которая представляет собой зону сочленения с прогибом Святой Анны. В своде поднятия Визе, где выступ фундамента наблюдается на глубине менее 2 км, осадочный чехол редуцирован за счет выпадения из разреза нижне-среднепалеозойских отложений. Простираение оси поднятия — северо-восточное, его размеры в контуре изогипсы 3 км составляют 200 × 100 км.

Центрально-Карская структурная область объединяет в своем составе ряд поднятий (*Скалистое, Уединения, Йогансена*), седловин (*Бызина, Влодавца*), *ступень Ермолаева* и *прогиб Фобос Восточный*, отделяющий Кировскую зону поднятий. Поднятия Центрально-Карской области характеризуются резкими разломными очертаниями, имеют субширотные простираения осей и размеры от 30 до 100 км в длину и от 5 до 25 км в ширину.

Кировская зона поднятий представляет собой приподнятый блок фундамента с глубинами залегания в сводах положительных структур менее 1 км. Эта зона простирается в юго-восточном направлении на 250 км. На юге, в пределах *выступа Известий ЦИК*, на поверхности обнажаются породы рифея—венда. Помимо этого выступа, зона поднятий включает *вал Арктического Института* и *седловину Тройная*.

Восточно-Карская зона прогибов в рамках карты представлена *прогибом Брусилова* и западной частью *прогиба Уединения*, которые разделены *перемычкой Наливкина*. В прогибах, по сейсмическим данным, предполагается наиболее полный разрез осадочного чехла, однако наличие в низах разреза рифейских отложений в западных частях указанных прогибов маловероятно.

БАРЕНЦЕВСКАЯ ПЛИТА

Баренцевская плита на карте представлена северо-восточной частью. С севера ее структуры срезаются флексурно-сбросовым поясом континентального склона Евразийского бассейна, а восточным ограничением служит борт прогиба Святой Анны, отделяющий ее от Карской плиты. Фундамент плиты, консолидированный преимущественно в позднепротерозойское время, включает и дорифейские массивы.

В изученной части Баренцевской плиты, на северо-западе и юге в составе фундамента предполагаются массивы добайкальской консолидации [117]. Эти относительно стабильные блоки плиты разделены рифтогенными прогибами с аномальным строением консолидированной коры, увеличенной мощностью осадочного чехла, развитием траппов и вулканических формаций.

Основные типы структур выделены по комплексу признаков на основе материалов МОВ ОГТ, а также геофизического моделирования разреза по полю силы тяжести и кластерного анализа по потенциальным полям, их трансформациям и рельефу дна.

К относительно стабильным массивам древней платформы с близкой к нормальной мощностью земной коры принадлежит восточная часть Панкратьевского блока (*IV*) — выступ, залегающий в основании Поднятия мыса Желания. К этому же типу структур, вероятно, можно отнести активизированный в позднем мезозое блок поднятия Земли Франца-Иосифа (*I*).

Ко второму типу относятся блоки с сокращенной мощностью земной коры, существенно затронутые процессами деструкции консолидированной коры и непосредственно сопряженные с рифтогенными трогами Восточно-Баренцевского мегапрогиба. На севере с поднятием Земли Франца-Иосифа сопряжены Южно-Сальмский (*II*) и Грезмбелльский (*VI*) блоки. На юге, в области сочленения с Пайхойско-Новоземельской складчатой системой и Северо-Сибирским порогом — Седовский (*VI*), погруженная западная часть Панкратьевского и Литкенский (*VIII*) блоки земной коры. На востоке, между прогибом Святой Анны и массивами Карской плиты, выделен Тегетхофский блок (*VII*). Восточная приподнятая часть Горбовского блока (*III*) отделяет прогиб Святой Анны от Северо-Новоземельской впадины. В осадочном чехле пограничным блокам соответствуют моноклиналы, седловины и ступени.

Третий тип структур представлен наиболее глубокими впадинами Восточно-Баренцевского прогиба с редуцированным «гранитным» слоем. Таким типом земной коры характеризуются западная часть Горбовского и Восточно-Баренцевский (*IX*) блоки.

На уровне верхней части осадочного чехла (см. схему тектонического районирования) в структуре Восточно-Баренцевского мегапрогиба обособляются Альбановско-Горбовский порог и Восточно-Баренцевская синеклиза.

Альбановско-Горбовский порог выделяется между Восточно-Баренцевской (Святой Анны) синеклизой и Северо-Баренцевской синеклизой, которая расположена западнее, за пределами карты. Порог включает *Северо-Новоземельскую впадину*, *Южно-Сальмскую ступень* и *Горбовскую седловину*. Общая мощность осадочного чехла в пределах Альбановско-Горбовского порога составляет около 8—12 км. Мощности юрско-меловых отложений достигают 1,5—1,9 км, а триасовых — до 3—4 км.

Восточно-Баренцевская синеклиза (известная также как синеклиза Святой Анны) относится к системе одноименного бассейна Баренцевской плиты. Тем не менее, по истории геологического развития она значительно отличается от Южно- и Северо-Баренцевской синеклиз. Нижняя (палеозойская) часть осадочного чехла этой области по характеру сейсмокомплексов ближе к разрезу Карской плиты. С прогибами Восточно-Баренцевской мегасинеклизы ее объединяет общность мезозойского этапа развития. Однако мощность пермско-триасового комплекса в Восточно-Баренцевской синеклизе, по сравнению с Северо-Баренцевской, заметно сокращена, и в меньшей степени проявился базальтоидный магматизм. В юго-восточной части синеклизы на профиле 85 447 (см. разрез к Геологической карте) в этой толще не наблюдаются аномальных горизонтов, связанных с основными интрузиями. Общая мощность осадочного чехла в депонцентре Восточно-Баренцевской синеклизы превышает 13 км, при этом мощности ниже-среднепалеозойской и верхнепалеозойско-мезозойской толщ сопоставимы между собой. Наиболее погруженную область синеклизы образуют два различно ориентированных прогиба.

Прогиб Святой Анны северо-северо-восточного направления пространственно совпадает с одноименным неотектоническим желобом, выраженным в рельефе дна моря. Фундамент в прогибе Святой Анны залегает на глубине до 14 км. В северном направлении, за 80° с. ш., этот прогиб, подобно зоне Франц-Виктория, замыкается, формируя седловину между окраинно-шельфовыми поднятиями Земли Франца-Иосифа и Северо-Карским.

Прогиб Фобос Западный почти ортогонально сочленяется с прогибом Святой Анны, отделяясь от него *Разломной перемычкой* в виде уступа фундамента, осложненного разломами и структурными выступами. Он имеет выраженную грабенообразную форму и структурно связан с системой субширотных разломов, простирающихся со стороны Карской плиты.

На периферии Восточно-Баренцевской синеклизы, окружая прогибы, расположены *ступени Геркулеса*, *Конрада* и *Тегетхоффа*. Названия этих структурных элементов синеклизы упоминаются впервые. В пределах ступеней мощность осадочного чехла колеблется от 3—6 до 10—12 км.

Предновоземельская структурная область протягивается вдоль архипелага Новая Земля. Она является по своему положению зоной сочленения Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса с Восточно-Баренцевской мегасинеклизой. От Новоземельского орогена эта область отделена крупными взбросами и взбросо-надвигами, достигающими амплитуд более 1,5 км, а от структур Восточно-Баренцевского бассейна — флексурами и сбросами. Мощность осадочного чехла в Предновоземельской структурной области составляет 5—12 км.

Прогиб Седова отделяет Адмиралтейский мегавал от орогенной области Новой Земли. Наиболее выражен прогиб в отложениях девона—перми.

В современном морфоструктурном плане ему соответствует неотектонический желоб, некомпенсированный осадками. Мощность чехла в прогибе составляет 8—10 км, причем на поверхность выходят наиболее древние слои нерасчлененных нижне-среднетриасовых комплексов.

Поднятие мыса Желания представляет собой блок, сдвинутый к востоку по системе Споронаволоцкого разлома и погруженный относительно Адмиралтейского мегавала. На поверхности денудационного среза обнажаются в основном средне-верхнетриасовые отложения, с углами падения слоев до $4^{\circ} 30'$. Мощность осадочного чехла на поднятии составляет 4—8 км. В верхнепалеозойско-триасовых отложениях выявлен ряд локальных структур.

Сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа представлено на карте небольшим фрагментом — восточной частью Сальмского поднятия.

Сальмское поднятие обрамляет массив архипелага Земля Франца-Иосифа с юго-востока, отделяя его от структур Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Поднятие расположено в основном в шельфовой области и захватывает лишь частично острова Сальм и Вильчека, расположенные западнее рамки листа. Мощность осадочного чехла составляет здесь 5—6 км, возрастая на южной периклинали до 8—10 км.

Региональная ступень Грэм-Белл расположена к востоку от поднятия Земли Франца-Иосифа. Южная часть ступени, вошедшая в рамку карты — *Вильчевский выступ* — характеризуется мощностью осадочного чехла до 7 км. В пределах этой зоны предполагается широкое распространение пластовых базальтоидных интрузий.

Прогиб Святой Анны является центральной, стержневой структурой рассмотренной области Баренцевской плиты. Он характеризуется преимущественно положительным полем силы тяжести низкой интенсивности, на фоне которого отмечаются слабые положительные изометричные аномалии с общим преобладанием субмеридиональной ориентировки. На юго-востоке в рельефе поверхности фундамента прослеживается ответвление с довольно мощным осадочным выполнением — прогиб Фобос, имеющий продолжение в пределах Карской плиты.

На юго-западе прогиб Святой Анны сочленяется с Северо-Новоземельской впадиной через Горбовскую седловину, выраженную дугообразной полосой положительных гравитационных аномалий, прослеживаемых от северной оконечности Новой Земли к Земле Франца-Иосифа, а далее и с Северо-Баренцевской синеклизой.

Таким образом, эта группировка отрицательных структур представляет собой ни что иное, как область тройного сочленения рифтовых зон, скорее всего разновозрастных. Такая трактовка тектонической ситуации позволяет наметить новые подходы к реконструкции истории геологического развития этого малоизученного региона.

ПАЙХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Пайхойско-Новоземельская складчато-надвиговая система на карте представлена северным окончанием структур Новой Земли. Продолжением Пайхойско-Новоземельской складчатой системы, очевидно, является Северо-

Сибирский порог, который служит связующим звеном с Таймырской складчатой системой [65].

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. Южный и Центральный блоки были сочленены по Байдарацкому глубинному разлому в конце докембрия—кембрия, Северный блок присоединился по зоне Спорнаволоцкого разлома в раннем мезозое. На различных этапах своей геологической истории тектонические блоки, спаянные в современный ороген, развивались в различных геодинамических обстановках. Рассматриваемая территория охватывает самую северную часть Центрального блока (ХI) и Северный блок (Х).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В качестве структурно-вещественных (СВК) комплексов выделяются образования осадочных и магматических формаций, от раннего рифея до мезозоя, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках [168, 34, 32].

Для Центрального блока установлено длительное платформенное развитие (поздний протерозой—ранний триас). При этом ранние СВК (до середины раннего девона) накапливались в режиме пассивной окраины континента: на континентальном склоне, его подножии и шельфе, а более поздние (средний девон—ранний триас) — в условиях рифтогенной дивергенции. Для территории Северного блока характерно автономное развитие вплоть до раннего мезозоя.

Северный блок

Обстановки склона и подножия пассивной континентальной окраины (поздний протерозой—ранний ордовик)

Флишоидный батинальный СВК (PR_2-O_1) развит в Северном блоке, выступая на поверхность в сводовой части Североновоземельского антиклинория. Представлен группой глубоководных карбонатно-кремнисто-глинистых, аспидных глинистых и грубо-терригенных формаций: филлитами, метапесчаниками, металавролитами. В верхней части разреза — горизонты полимиктовых конгломератов и редкие прослои известняков. Филлиты насыщены диагенетическим пиритом, что свидетельствует о стагнации бассейна осадконакопления. Состав обломочного материала терригенных пород преимущественно кварцевый. Для нижней части характерна турбидитовая цикличность. Отмечается градационная слоистость, текстуры взмучивания. Комплекс органических остатков кембрийской части разреза представлен трилобитами, ордовикской—граптолитами. Суммарная мощность разреза СВК составляет 4500—5500 м. Вещественный состав, характер и строение толщ указывают на палеогеографические обстановки подножия и склона глубоководного бассейна.

*Обстановка шельфа пассивной континентальной окраины
(ранний ордовик—пермь)*

Терригенный шельфовый СВК (O_1-D_1) широко развит в Русско-гаванской структурно-формационной подзоне. Комплекс характеризуется пестротой и фациальной изменчивостью, проявляющейся как в разрезе, так и по латерали. Нижняя часть разреза формировалась в сменяющих друг друга относительно глубоководных и мелководных условиях. Она представлена группой относительно глубоководных глинистых, терригенных флишоидных и мелководных груботерригенных формаций: аргиллитами, алевролитами, песчаниками кварцевыми и полимиктовыми. Мощность этой части разреза на юго-востоке — 1500, на севере и северо-востоке — 2500 м. Устанавливается увеличение грубообломочного материала, как и появление в разрезе карбонатных прослоев, к северо-востоку.

Верхняя часть совокупного разреза СВК (S_2-D_1) представлена группой мелководных карбонатно-терригенных, карбонатно-глинистых и груботерригенно-глинистых молассоидных формаций, нередко — пестроцветных. В северо-восточном, северном направлениях наблюдается повышение роли грубообломочных пород, в этих же направлениях растут мощности — от 1400 м на юго-западе до 4500 м на севере и северо-востоке. В целом разрез структурно-вещественного комплекса представляет собой регрессивную серию осадков проградационного характера. Если начало его формирования происходило в основном в обстановке пологого склона, то заключительная стадия осадконакопления протекала явно в шельфовой обстановке. Суммарная мощность разреза — 3000 м на юго-западе и 7400 м на севере и северо-востоке.

Карбонатно-терригенный шельфовый СВК (D) развит локально в Русскогаванской подзоне Северного блока (район зал. Русская Гавань). Он представлен группой терригенных и карбонатно-терригенных формаций: пестроцветными полевошпат-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами. В верхней части разреза, в районе полуострова Шмидта, присутствуют горизонты валунно-галечных конгломератов. Состав гальки: доломиты, известняки, песчаники, жильный кварц. Отмечается косая слоистость, знаки ряби. Мощность разреза структурно-вещественного комплекса около 1300 м.

Терригенно-карбонатный шельфовый СВК (D_1-C_1) развит в Русскогаванской подзоне Северного блока. Комплекс представлен группой мелководных карбонатных и терригенно-карбонатных формаций: известняками органогенно-обломочными, оолитовыми и онколитовыми, доломитами, аргиллитами, алевролитами. Нередко породы имеют пеструю окраску. Комплекс органических остатков представлен бентосом, кораллами и водорослями. Разрез рассматриваемого комплекса характеризует осадконакопление в условиях мелководного шельфа. Совокупная мощность разреза 1500—1800 м. Отмечается сокращение мощности к северо-востоку.

Карбонатно-терригенный шельфовый СВК (C_2-P) развит в юго-западной части Северного блока, в районе полуостровов Панкратьева и Литке (на западном побережье) и в районе мыса Спорый Наволок на Карском побережье. Комплекс представлен группой мелководных терригенных и карбонатно-терригенных формаций. В разрезе преобладают терригенные породы: аргиллиты, песчаники. В подчиненном количестве присутствуют

карбонатные породы: известняки органогенно-обломочные, водорослевые, оолитовые, линзы карбонатных конгломерато-брекчий. На востоке в разрезе комплекса отмечаются два горизонта эвапоритов (гипсов), мощностью 1,5 и 12 м, приуроченные к ассельскому ярусу. Количество грубообломочных пород увеличивается вверх по разрезу и в направлении с запада на восток. Терригенные разности часто имеют пеструю окраску. Мощность совокупного разреза варьирует в пределах 1100—2000 м.

Условия накопления отложений были мелководными на западе, предельно-мелководными и прибрежно-морскими на востоке, а южная периферия северного блока представляла в позднем палеозое эрозируемую сушу.

Проградационный СВК (P_{1-2}) на Северном острове Новой Земли слагает Западно-Новоземельскую зону дислокаций, узкая полоса которой на площади листа прослеживается только на шельфе и оканчивается, срезанная системой сбросо-сдвигов. Комплекс формируется в условиях лавинной седиментации и представляет мощную регрессивную серию осадков проградационной призм.

Центральный блок

Шельфовые СВК формировались от позднего ордовика до среднего девона в Восточно-Новоземельской структурно-формационной зоне Центрального блока. В рамках территории листа в современном эрозионном срезе шельфовые СВК среднего палеозоя вскрываются только на юго-западе в районе залива Борзова.

Терригенно-карбонатный шельфовый СВК (D_1) вскрывается в ядре Борзовской антиклинали. Он представлен трансгрессивной серией прибрежно-морских грубообломочных, 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 [163, 160]. Формирование СВК завершается в раннем девоне — эпохе выравнивания для всего архипелага. В Восточно-Новоземельской СФЗ этот комплекс завершает шельфовый этап развития. Мощность комплекса 2000 м.

Обстановка внутриплитной рифтогенной дивергенции (средний девон—пермь)

На рубеже раннего и среднего девона в Центральном блоке резко возрастает тектоническая активность. В мелководном шельфовом бассейне начинается дифференциация по скоростям прогибания, что приводит к образованию зон с различным характером осадконакопления. На западе (за пределами листа) сохраняется область мелководного шельфового карбонатонакопления, в центральной и восточной частях территории закладывается рифтогенный прогиб [163].

Вулканогенно-осадочный рифтогенный СВК (D_{2-3}) развит на Баренцевском побережье на крыле Северо-Новоземельского антиклинория. Комплекс 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, туфо-песчаники, туфоалевриты, кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже гравелиты, конгломераты. Комплекс отличается пестротой состава, значительной латеральной изменчивостью, сильными колебаниями мощности, обусловленными резким возрастанием эффузивной и тефроидной составляющих. При удалении от центров вулканизма резко уменьшается роль вулканитов и разрез представлен более глубоководными (карбонатно-алевро-пелитовыми) формациями. На северной границе Центрального блока поля развития вулканогенно-осадочного рифтогенного СВК резко обрезаются Спорнаволокским разломом. Мощность комплекса составляет 150 м на востоке и 800 м на западе.

Депрессионный СВК (D_3-P) развит в Восточно-Новоземельской СФЗ. На западном побережье в пределах листа он распространен крайне незначительно. 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 [160].

В нижней части СВК фиксируются три ритма, имеющих существенно кремнистый состав в основании и карбонатный в кровле. Ведущую роль играет хемогенное и биогенное 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 интенсивного некомпенсированного прогибания. Если в конце девона глубины составляли около 1 км, то в среднем карбоне они уже приближались к критической глубине карбонатакопления (более 3,5 км). Мощность нижней части СВК составляет 180—370 м, время ее формирования — верхний девон—нижний карбон.

Верхняя часть СВК формировалась в интервале времени от среднего карбона до поздней перми. Она представлена в основном монотонными глинистыми толщами, накапливавшимися у подножия материкового склона. Для верхней части СВК характерно полное 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. Мощность верхней части СВК 2400—3400 м.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Складчатые структуры рассматриваемой территории по времени становления относятся к раннекиммерийскому этапу тектогенеза.

Структура Центрального и Северного блоков существенно отличается. Центральный тектонический блок имеет субмеридиональное простираание

структур фундамента, на которые с такой же ориентировкой последовательно наложены тектонические формы позднедевонского рифтогенеза и киммерийской складчатости. В Северном блоке положение структур фундамента неизвестно, хотя гравитационные аномалии северо-восточного простирания, вероятно, связаны с глубинными неоднородностями фундамента. Они ориентированы ортогонально по отношению к современному структурному плану. В Северном блоке доминирует германотипная складчатость.

Поперечный профиль Северо-Новоземельского антиклинория в Центральном блоке имеет сложное асимметричное строение. Северный блок отделен от основной структуры антиклинория Спорнаволоцким разломом, период активности которого определяется возрастным интервалом: поздняя пермь—ранний мел. Строение фрагмента структуры, обнажаемого в Северном блоке, отличается своей простотой. Интенсивность дислокаций незначительна. Структурные элементы свода выдержаны по простиранию, но надвинуты на западное крыло. В сводовой части, в вытянутых, простых открытых складках фиксируются батиальные комплексы протерозоя—кембрия, а на крыльях обнажаются шельфовые палеозойские толщи, также смятые в простые складки концентрического типа. Для структурного фрагмента Северного блока обычна слабая асимметрия складок с незначительным запрокидыванием осевых плоскостей на юг, юго-восток. Лишь на западном побережье интенсивность дислокаций возрастает, отмечаются запрокинутые складки с падением осевых плоскостей в северо-западном направлении. Явные различия Северного и Центрального блоков выражены дискордантностью структурных элементов и разной напряженностью складчатости.

СЕВЕРО-СИБИРСКИЙ ПОРОГ

Северо-Сибирский порог, который рассматривается в настоящей работе как пограничный тектонический элемент, отделяющий Карскую плиту от Южно-Карской впадины Западно-Сибирского бассейна, имеет довольно сложную морфологию поверхности складчатого комплекса.

Порогу соответствует узкая дугообразная полоса положительных и отрицательных аномалий поля силы тяжести. Она связывает северо-западную часть Таймыра и поднятие мыса Желания, далее протягиваясь в сторону Земли Франца-Иосифа. Это позволяет предполагать здесь развитие протяженной зоны разломов того же простирания со сдвиговой правосторонней кинематикой.

На тектонической схеме сложное сооружение Северо-Сибирского порога (XVI) представлено выступом складчатого основания, обрамленным с юга и севера погруженными блоками, в пределах которых дислоцированные комплексы позднего протерозоя—палеозоя перекрыты мезозойским чехлом. Мощность земной коры по результатам исследований МПВ [179] составляет 39—42 км.

Волновая картина на сейсмических разрезах, пересекающих порог, показывает, что в его строении принимают участие древние складчатые образования, подвергшиеся киммерийским деформациям, но, видимо, несколько отличающиеся по возрасту от Новоземельских.

Осевому выступу киммерид со средне-позднепалеозойскими складчатыми комплексами, залегающими под маломощным чехлом четвертичных отло-

жений, соответствует минимум гравитационного поля до —40 мГал. По данным МПВ, в этой области по поверхности кристаллического фундамента намечается прогиб глубиной свыше 12 км. В совокупности указанные геофизические характеристики не противоречат тому, что разрез этого блока включает и мощную толщу позднепротерозойско-раннепалеозойских флишеидных образований. Идею развития единого позднедокембрийско-раннепалеозойского флишеидного прогиба рифтогенного типа, предопределившего формирование Новоземельско-Таймыро-Североземельской складчатой области, отстаивают В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская, В. Ф. Проскурнин (2003).

С юга на эродированный выступ основания налегают юрско-меловые комплексы плитного чехла Южно-Карской синеклизы, а на севере блоки Северо-Сибирского порога ограничены системой крутопадающих сбросов, а местами и взбросов, по которым они контактируют с недислоцированными комплексами палеозойского чехла Баренцевской и Северо-Карской плиты.

На схеме районирования (см. врезку к Геологической карте) центральная приподнятая область порога получила название Новоземельско-Таймырский мегавыступ. С севера и с юга к нему примыкают зоны краевых ступеней. На севере выделена ступень Литке, где мощность чехла варьирует от 1 до 3 км.

Южная зона имеет более сложное строение. Южный отрог Новоземельско-Таймырского мегавыступа находит продолжение под чехлом, простираясь в юго-восточном направлении. Эта полузамкнутая структура названа Северный гемивал, что точнее отражает ее морфологию.

В своде структуры домезозойский фундамент залегает на глубине всего 0,5 км и перекрыт маломощным покровом юрско-меловых отложений. На поверхность дочетвертичного среза выступают в основном комплексы альба-сеномана и верхнего мела. По поверхности фундамента южный склон гемивала, пологий в верхней части, на глубине от 1,5 до 4,5 км образует относительно крутой уступ, осложненный серией взбросов небольшой амплитуды. В гравитационном поле Северный гемивал очерчен линейной зоной интенсивных (до 20—25 мГал) положительных аномалий. Кулисообразные смещения их осей отражают систему правосторонних сдвигов Таймыро-Новоземельской разломной зоны. В аномальном магнитном поле гемивалу соответствует область отрицательных значений с уровнем 100—200 нТл.

Юго-восточная область порога, за пределами гемивала, отнесена к Сейсмической ступени. Узкий залив, отделяющий Северный гемивал от Новоземельско-Таймырского мегавыступа, упоминался ранее как Сейсмический грабен. Он хорошо выражен в рельефе подошвы мезозойского чехла, располагаясь в узле пересечения субмеридиональных и субширотных разломов.

Рисунок аномального магнитного поля показывает, что в пределы Северо-Сибирского порога продолжают главные структурные элементы Карского сводового поднятия Таймырской складчатой системы [35]. Все вышеизложенное подтверждает сдвиго-надвиговый генезис Северо-Сибирского порога, который возник в зоне трансгрессивного правостороннего сдвига при формировании складчатых систем ранних киммерид Пай-Хоя—Новой Земли и Таймыра—Северной Земли. Так как структура порога осложнена крупными правосторонними сдвигами и сдвиго-надвигами, то по их плоскостям со стороны Карской плиты палеозойские чехольные отложения приходят в

соприкосновение со складчатыми комплексами порога. Вместе с тем здесь отмечаются и поперечные нарушения, имеющие небольшую сдвиговую составляющую.

Подводя итог краткому описанию основных тектонических структур региона, следует отметить некоторые характерные особенности их строения.

В основании плитных структур (Карской, Баренцевской, Западно-Сибирской) лежат рифтогенные прогибы и впадины. В первом случае — это прогибы скорее всего авлакогенного типа рифейско-раннепалеозойской генерации, позже, вероятно, активизированные. Во втором — преимущественно палеозойские, также активизированные в последующие эпохи проявления рифтинга. В третьем — пермско(?)-триасовые рифтовые зоны и грабены. Как те, так и другие перекрыты отложениями плитного этапа развития, преимущественно, юрско-мелового возраста.

По своему положению и тектонической структуре Карская плита имеет много общего со Свердрупским бассейном Канадского Арктического архипелага [92]. В пределах Карской плиты суммарная мощность палеозойских отложений значительно превышает мощность выше залегающих мезозойских. Подобная картина преобладания палеозоя над мезозоем наблюдается и в пределах Тимано-Печорской плиты, тогда как на востоке Баренцевской плиты (Восточно-Баренцевский трог) имеет место обратное их соотношение.

И в этой связи обращает на себя внимание прогиб Святой Анны, в котором мощность отложений составляет 12—14 км, и объемы палеозоя и мезозоя примерно равны. Кроме того, в средней части разреза триаса на севере рифта Святой Анны содержатся магматогенные тела основного состава. Тектоническое положение этой структуры на границе Баренцевской (Свальбардской) и Карской плит, а также непосредственное соседство с Евразийским океаническим бассейном, показывает, что ее формирование было длительным и полициклическим. Первые фазы погружения могут быть связаны как минимум со средним, а возможно, и ранним палеозоем. Вероятно, некоторые аналогии в этом плане можно провести с другой неотектонической структурой — желобом Воронина, но конкретных геолого-геофизических данных, позволяющих судить о его строении, пока не получено. Но следует отметить, что в послемеловое время, в связи с поднятием континентальной окраины в преддверии раскрытия молодых океанических впадин, указанные рифты, отчетливо выраженные ныне в рельефе дна глубокими врезами, являлись каналами интенсивной транспортировки продуктов размыва в океанические котловины с образованием конусов выноса на склонах и у его подножия.

Все изложенное позволяет еще раз подчеркнуть, что неоднократно высказанные в публикациях предположения о непосредственном продолжении Западно-Сибирских рифтовых зон в северном направлении, включая прогиб Святой Анны [19, 114], как единой системы, не имеют под собой никаких фактических оснований. Во-первых, на это указывают явные морфологические признаки замыкания пермско-триасовых рифтогенных структур в Южно-Карской впадине [14, 129]. Во-вторых, это обусловлено наличием на севере последней субширотного барьера, в виде выступа древнего складчатого основания — Северо-Сибирского порога. В третьих, нельзя не учиты-

вать значительную амплитуду мезозойских правосдвиговых смещений, связанных с относительным перемещением или вращением против часовой стрелки Карской плиты, вошедшей в коллизионные соотношения с Сибирью лишь в позднем карбоне—перми [20].

Структура, ограничивающая Карскую плиту с юга (Северо-Сибирский порог) имеет такой же сдвиго-надвиговый генезис, как и Пайхойско-Южно-новоземельский сегмент складчатого пояса, расположенный на юго-западе от Южно-Карской впадины. Разница состоит лишь в том, что вдоль Северо-Сибирского порога происходили правосторонние смещения, а в пределах второго и Байдарацкой зоны разломов — левосторонние [14, 117].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая карта листа Т-41—44 масштаба 1 : 1 000 000 построена на географической основе того же масштаба. Батиметрическая карта на шельфовую часть специально подготовлена Центральным Гидрографическим Предприятием Военно-Морского Флота (ЦКП ВМФ ГУНиО МО РФ). Рельеф дна на географической основе до глубин 100 м показан изобатами, проведенными через 10 м, до глубин 200 м — через 25 м, а глубже — через 50 м, что позволяет выявить его основные особенности. Геоморфологическая карта составлена по аналитическому принципу, принятому для Госгеолкарты [81]. При этом использована современная методика, базирующаяся на системно-морфологическом подходе [69, 70, 80]. Ранее она применялась при составлении геоморфологических карт арктического шельфа России в комплексах листов Госгеолкарты: R-38—40, S-(36), 37; S-55, 56; S-57, 58; S-59, 60; T-51, 52; T-53, 54; T-55, 56; T-57—60. Также использованы необходимые геолого-геофизические материалы и публикации. В соответствии с уровнем изученности ведущую роль в геоморфологических построениях играл анализ морфологии земной поверхности, в то время как историко-генетическое истолкование ряда выделенных поверхностей рельефа проведено отчасти условно.

Морфологический каркас рельефа на рассматриваемой площади шельфа в основном образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба, а также морфоизографами. Поскольку в подводных условиях субаэральный рельеф претерпел абразионно-аккумулятивное выравнивание, килевые и гребневые линии в целом имеют второстепенное значение. Помимо отдельных элементарных поверхностей, выделены их комплексы — формы. К ним относятся речные долины, переуглубления и мелкие впадины, фиорды, отдельные возвышенности.

На основе морфологических особенностей рельефа было выполнено орографическое деление (см. орографическую схему на врезке к геоморфологической карте). Границы основных элементов проведены главным образом вдоль структурных линий рельефа. Названия элементов заимствованы из ранее составленных схем [28, 53, 43], а также дополнены новыми, так как особенности ряда объектов зафиксированы в данной работе впервые.

Границы листа Т-41—44 охватывают главным образом северную часть Баренцево-Карской шельфовой равнины. Поднятие ЗФИ, Сальмский желоб, желоб Воронина и Восточно-Новоземельский желоб представлены в рамках листа лишь небольшими краевыми фрагментами. Основными орографическими элементами рассматриваемой площади являются желоб Святой Анны и примыкающие к нему поднятия и возвышенности: Северо-

Восточная возвышенность, плато Литке, Новоземельское поднятие, Северо-Сибирский порог, Обь-Енисейская ступень, терраса Геркулеса, Центрально-Карская возвышенность. Также здесь выделены более мелкие желоба: Центрально-Карский желоб разделяет Центрально-Карскую возвышенность и Обь-Енисейскую ступень, желоб Литке занимает пространство между Новоземельским поднятием и плато Литке, желоб Альбанова расположен в пределах Северо-Восточной возвышенности. Суша в границах рассматриваемой площади представлена фрагментом о. Северный архипелага Новая Земля, а также мелкими островами Визе и Уединения. Положительные формы, как правило, четко отделены от сопряженных с ними элементов.

Большая часть морского дна характеризуется глубинами более 200 м. Отметки свыше 300 м зафиксированы в желобах, а свыше 500 м — в желобе Святой Анны. Уклоны дна меняются в значительных пределах: от субгоризонтальных поверхностей до крутых уступов с уклонами 5—15°.

Субгоризонтальные поверхности, представленные как верхними, так и нижними поверхностями, а также террасами, встречаются в широком диапазоне глубин. Наиболее обширные субгоризонтальные поверхности фиксируются в днище желоба Святой Анны и в пределах Обь-Енисейской ступени в широком диапазоне глубин. По занимаемой площади преобладают склоновые поверхности.

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

Структурно-денудационный рельеф

Несмотря на контрастный характер поверхности морского дна, структурно-денудационный рельеф мало распространен ввиду практически повсеместного развития плейстоценового чехла. Структурно-денудационный рельеф представлен *крутыми и очень крутыми склонами и уступами*, которые обусловлены препарировкой активных в новейшее время разрывных нарушений, в том числе долгоживущих, миоцен-голоценового возраста ($N_1—Q_H$). Он развит преимущественно в пределах подводных склонов Новой Земли.

Денудационный рельеф

Подобно структурно-денудационному денудационный рельеф не имеет на шельфе широкого распространения.

Денудационные равнины и склоны миоцен-голоценового возраста ($N_1—Q_H$) выделены на суше в пределах архипелага Новая Земля и на о. Визе. В пределах Новой Земли склоны различного морфогенетического происхождения развиты преимущественно на западном побережье. Крутые (30—60°) обвальноссыпные склоны гор имеют прямой или вогнутый профиль, часто испещрены густой сетью коротких прямолинейных промоин. Верхняя часть склона, обычно обрывистая, с глубокими нишами, осложненными структурными карнизами и останцами. Высота склонов достигает 300—600 м, иногда и более. Более пологие склоны гор и возвышенностей формируются в результате плоскостного смыва. Они имеют выпуклый профиль и относительные превышения от 100 до 200—300 м и развиты по периферии гор и в предгорьях [178].

Денудационные (в т.ч. денудационно-абразионные) склоны миоцен-голоценового возраста (N_1-Q_H), выделяемые на шельфе, по своим характеристикам близки к структурно-денудационным. Однако в ряде случаев они не имеют отчетливой структурной приуроченности. Главным образом они распространены в районе восточного склона желоба Литке, примыкающего к Новой Земле, а также вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа. Среди денудационных склонов присутствуют склоны, выработанные при участии разных агентов денудации, в том числе и абразии.

Денудационно-эрозионные подводные склоны миоцен-голоценового возраста (N_1-Q_H) развиты преимущественно на восточных бортах Восточно-Новоземельского желоба в местах наибольшего развития густой сети долин. Лучшее всего данный тип рельефа выражен южнее, на листе S-41—43, на котором отчетливо видно, что долины восточного склона желоба нередко являются продолжением подводных долин Западно-Карской ступени. По мнению автора геоморфологической карты листа S-41—43 А. Н. Зинченко (2004), по мере погружения желоба, в приустьевых участках некогда субаэральных долин стали доминировать процессы, подобные тем, которые наблюдаются в каньонах континентальных склонов. Также данный тип рельефа наблюдается и в районе плато Литке.

Эрозионные и эрозионно-денудационные склоны, созданные комплексом процессов в субаэральных и субаквальных условиях позднеледникового возраста (Q_{III}) приурочены к подводным долинам и ложбинам и отличаются своеобразной морфологией [87]. Эти склоны выработаны главным образом в отложениях ледникового периода. Они имеют выпуклую или валообразную морфологию. Уклоны склонов колеблются от малых до крутых. В одной из подводных долин здесь выделены переуглубления с относительной глубиной до 50 м и более 100 м.

Педименты на высотах 200—400 м ледникового периода (Q_{II}) выделены в пределах архипелага Новая Земля. Они представлены пологонаклонными ($3-5^\circ$) водораздельными пространствами низкотеррас на абсолютных отметках 200—400 м, разделенными эрозионными врезами рек и выводными ледниками на ряд обособленных поверхностей. Этот тип рельефа широко проявлен на севере и северо-востоке, на Карской стороне о. Северный и гораздо в меньшей степени вдоль побережья Баренцева моря. К поверхности педимента снизу примыкает абразионно-аккумулятивная морская ступенчатая равнина, а выше отметок 400 м, как правило, поверхность переобработана ледниковой экзарацией [178].

Экзарационные поверхности, сформированные ледниковым оледенением (Q_{III}^{4}), распространены на Новой Земле по периферии покровного ледника, а остатки троговых долин сохранились в бассейнах крупных рек (Широкая, Спокойная, Быстрая и др.) на востоке о. Северный. Поверхности, выработанные ледником, плоские, выработанные покрыты развалами коренных пород. Склоны трогов — пологие.

Экзарационные склоны четвертичного возраста (Q) троговых долин, по которым происходило выдвижение выводных ледников ледникового периода, выделены в заливах Новой Земли и вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа.

Абразионные террасы, бенчи и склоны на глубинах 0—120 (150) м голоценового возраста (Q_H) имеют очень узкое распространение у побережья остро-

вов, а также выделяются на вершинных поверхностях возвышенностей. Эти плоские выровненные субгоризонтальные поверхности, находящиеся в зоне современного волнового воздействия, практически полностью лишены покрова четвертичных отложений. Возможно, их образование связывается с послеледниковой трансгрессией и стабилизацией современного стояния уровня моря [77, 95].

Денудационно-аккумулятивный и аккумулятивно-денудационный рельеф

Денудационно-аккумулятивные склоны (в т. ч. абразионно-аккумулятивные) миоцен-голоценового возраста (N_1-Q_H). К данной категории рельефа смешанного генезиса отнесены денудационно-аккумулятивные склоны, встречающиеся в поле развития неоплейстоценовых отложений средней мощности. Эти склоны имеют четкие границы, ясно выраженный повышенный относительно соседних участков наклон. Миоцен-голоценовый возраст определен так же как и для структурно-денудационных и денудационных склонов. Эта группа также объединяет *абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные склоны*, моделированные эрозионными процессами *поздневалдайского—голоценового возраста ($Q_{III}^4-Q_H$)*. Перечисленные типы склонов развиты на всей площади листа.

Абразионно-аккумулятивные террасы на глубинах 0—50 м среднеоплейстоценового—голоценового возраста ($Q_{II}-Q_H$) выделяются на вершинных поверхностях отдельных возвышенностей в пределах восточной и юго-восточной части акватории. Эти плоские выровненные субгоризонтальные поверхности, находящиеся в зоне современного волнового воздействия, сформированы в поле развития морских и ледниково-морских отложений ранне-среднеоплейстоценового—голоценового возраста.

Абразионно-аккумулятивные морские террасы на высотах от 6 до 60 м голоценового возраста (Q_H) развиты узкой полосой 1—7 км на побережьях архипелага Новая Земля [178], а также на островах Визе и Уединения [103]. Современный клиф чередуется с участками берега с пляжем, косами, барами и формирующейся морской террасой 2,5—3 м. Все террасы имеют пологонаклонные площадки и невысокие разделяющие их абразионные уступы.

Абразионно-аккумулятивная морская ступенчатая равнина на высотах 80—200 м позднеоплейстоценового возраста (Q_{III}) в районе архипелага Новая Земля прослеживается вдоль всего побережья Карского моря, а на баренцево-морском побережье она отмечается только на полуостровах Панкратьева, Литке и Шмидта. Со стороны предгорий равнина ограничена обрывистым или крутым денудационно-абразионным склоном, высотой от 10—20 до 100 м и более. На поверхности равнины сохранились следы прерывистого развития морского бассейна, выражающиеся в ступенчатом строении, многочисленных абразионных уступах и выработке уровней [178].

Аккумулятивный рельеф

Поверхности, сформированные аккумулятивными процессами, широко развиты на площади листа. Они различаются по своей геоморфологической позиции, генезису и возрасту рельефообразующих отложений.

Морские и ледниково-морские террасы поздневалдайского—голоценового возраста ($Q_{III}^4—Q_H$) развиты в интервале глубин 100—200, 200—300, более 300 м. На карте они не имеют широкого распространения. Отдельные террасовидные поверхности встречаются на склонах желоба Святой Анны, но наибольшая по площади терраса выделяется в пределах ступени Литке. Слабо-наклонные поверхности террас нередко неровные, с отдельными мелкими возвышенностями.

Ледниковые, ледниково-морские (гляциогенные, нерасчлененные по генезису) и морские террасы и равнины поздневалдайского—голоценового возраста ($Q_{III}^4—Q_H$) выделены в соответствии с полем развития отложений данного типа. Они приурочены к вершинам крупных подводных возвышенностей и развиты на всей площади листа. Для них характерны неровные поверхности с валами, отдельными мелкими возвышенностями и переуглублениями. На карте они разделены на четыре класса в зависимости от глубины дна: менее 100, 100—150, 150—200, 200—300 м.

Морские и ледово-морские террасы и равнины позднеледниковой трансгрессии (Q_{III}) развиты преимущественно в юго-западной, южной и юго-восточной частях листа, где распространены отложения позднеледниковой трансгрессии. На карте они также разделены по глубине на четыре класса: менее 100, 100—150, 150—200, 200—300 м.

Склоны и подножия склонов, внутришельфовых и окраинно-шельфовых желобов и впадин, созданные подводным оползанием осадков, четвертичного возраста (Q), выделены по геоморфологическим показателям в периферических участках днищ отдельных отрицательных форм рельефа в пределах Центрально-Карской возвышенности, в желобах Святой Анны и Литке.

Морские аккумулятивные равнины ранних фаз голоценовой трансгрессии (Q_H) развиты в юго-восточной части листа в пределах Обь-Енисейской ступени. Глубины дна здесь преимущественно 50—60 м, до 70 м. Равнины здесь выровнены во время голоценовой трансгрессии, по-видимому, в основном за счет абразии и термоабразии и отличаются слабым наклоном на север. В пределах равнин также встречаются отдельные абразионные возвышенности и переуглубления с относительной глубиной до 50 м.

Днища внутри- и окраинно-шельфовых желобов и впадин, формирующиеся главным образом в процессе морской и ледово-морской седиментации поздневалдайского—голоценового возраста ($Q_{III}^4—Q_H$), занимают довольно обширную площадь. Они встречаются во всем интервале глубин и разделяются на пять классов: менее 200, 200—300, 300—400, 400—500, более 500 м. Наиболее крупными из них являются желоба Святой Анны, Воронина, Литке, Восточно-Новоземельский, Центрально-Карский. Все желоба различаются по простиранию, размерам и морфологии.

Большую центральную часть листа занимает желоб Святой Анны грабенообразной формы. Простирается желоб в меридиональном направлении, разделяясь в своей южной части на три рукава. В желобе Святой Анны наблюдается последовательное возрастание глубин в северном направлении, где они достигают отметок более 500—550 м. К югу глубины постепенно уменьшаются до 200 м [12].

Исключение составляет только центральный южный рукав желоба, примыкающий к Новой Земле, где на фоне глубин 400—500 м наблюдается переуглубление с отметками более 500 м. Широкое днище желоба имеет ступен-

чатое строение, в его пределах встречаются мелкие возвышенности и отдельные впадины.

Восточный склон желоба отчетливым перегибом в интервале глубин 100—150 м отделяется от примыкающей к нему Центрально-Карской возвышенности. Западный склон отделяется от Северо-Восточной возвышенности перегибом на глубине 150—200 м. Уклоны склонов желоба составляют преимущественно $0^{\circ}09'—0^{\circ}30'$ и лишь на некоторых участках их уклон возрастает до $1—5^{\circ}$. На склонах желоба выявлены террасы и оползневые образования.

Восточно-Новоземельский желоб и желоб Воронина представлены фрагментами. Восточно-Новоземельский желоб протягивается вдоль всего архипелага Новая Земля, но в пределах листа располагается только его северная оконечность. Здесь глубины днища желоба меняются от 200—300 до 400 м. Уклоны склонов колеблются от $0^{\circ}09'—0^{\circ}30'$ до $1—5^{\circ}$, при этом наибольшие уклоны характерны для западного склона желоба. Желоб Воронина расположен в северо-восточной части листа. Уклоны склона желоба колеблются в пределах $0^{\circ}09'—0^{\circ}30'$, местами до 1° , глубины днища 200—300 м. Желоба Литке и Центрально-Карский имеют схожее морфологическое строение. Центрально-Карский желоб расположен в восточной части листа и разделяет между собой Центрально-Карскую возвышенность и Обь-Енисейскую ступень и имеет широтное простирание. Желоб Литке примыкает к западному склону архипелага Новая Земля и имеет субширотное простирание. Желоба имеют грабенообразный поперечный профиль, глубины днищ меняются от 200—300 до 400 м в желобе Литке и менее 200 м в Центрально-Карском желобе.

Ледниковый рельеф

В пределах описываемой территории ледниковый рельеф представлен куполом покровного ледника, выводными ледниками и горными ледниками голоценового возраста (Q_n), расположенными на о. Северный архипелага Новая Земля. Ледниковый покров здесь делится на два главных морфологических подразделения — Северную Ледниковую шапку и собственно участок ледникового щита (его северная часть), где происходит аккумуляция льда. Северная ледяная шапка имеет в поперечнике до 50 км. Это достаточно сложно построенное ледниковое сооружение, в пределах которого выделяются отдельные купола и выводные ледники. Высота Северной Ледниковой шапки в центре составляет 550—600 м. Купол имеет пологовыпуклую слабоволнистую поверхность, абсолютные высоты которой вдоль ледораздела меняются от 740 до 913 м.

С внешней стороны купол ограничен перегибом ледяной поверхности, у которого зарождаются небольшие выводные ледники. Стекая по крупным долинам, выводные ледники на Баренцевоморском побережье, как правило, достигают моря, на Карской стороне к морю спускается только ледник Розе. Достигшие побережья выводные ледники оканчиваются здесь уступом ледяного берега, где время от времени образуются айсберги. Горные ледники развиты ограниченно на небольших площадях вдоль северной кромки покровного ледника. Они подразделяются в основном на каровые и долинные [178].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития рассматриваемого региона восстанавливается с разной детальностью, а для ранних его этапов может быть реконструирована в общих чертах с привлечением материалов геологических съемок островов и континентального обрамления, тектонических исследований и палеомагнитных данных [92, 118, 121, 122].

Ю. Е. Погребницким (1971) докембрийский массив Таймыра и Северной Земли трактовался как фрагмент древней платформы, чужеродный строению Восточной Сибири, а отложения позднего протерозоя—раннего—среднего палеозоя относились им к чехольным образованиям. И надо сказать, что дальнейшими исследованиями автономный характер строения и развития северной части Карского моря — так называемой Карской плиты (микроконтинента, террейна), был подтвержден [20, 143].

Однако вопрос о том, к какой группировке древних платформ принадлежал Карский микроконтинент, изначально остается дискуссионным. Данные о наличии докембрийских метаморфических комплексов среди основных структур Арктики позволили многим исследователям предположить, что между Лаврентией, Сибирью и Балтикой существовал древний континент (или континенты). По разным авторам [121], это — Гиперборейская платформа, Баренцевоморская плита, Баренция, Арктида или Арктический континент, распад и столкновение частей которого с другими континентами привели к формированию разновозрастных коллизионных зон. В пределах Арктического бассейна раннепротерозойские кристаллические образования известны на Шпицбергене и севере Новой Земли, где они слагают видимую нижнюю часть фундамента, верхняя часть которого имеет среднепротерозойский возраст. Фрагментами этой эпигренвильской платформы Баренции являются, как считают [92, 121] скорее всего и Карский массив (плита) архипелага Северная Земля и севера Таймыра, а также Центрально-Арктический ансамбль континентальных блоков. Таким образом, представляется, что в центре Арктики в конце докембрия—начале палеозоя существовала с большой степенью вероятности платформа с гренвильским (а возможно и с более древним) фундаментом. В этой связи В. Е. Хаин (2000) предлагает сохранить за ней название, данное Н. С. Шатским еще в 1935 году, — Гиперборейской платформы. Она входила в состав эпигренвильского суперконтинента Родиния. Если судить по разрезам восточного Шпицбергена и севера Новой Земли, то в среднем протерозое здесь шло накопление терригенно-карбонатных толщ эпиконтинентального облика. Но на рубеже среднего—позднего рифея, в гренвильскую эпоху, они подверглись интенсивной складчатости, метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации и были прорваны интрузиями

гранитоидов. Это позволяет считать фундамент Баренцевской (Свальбардской) плиты гренвилевским, что, однако, не исключает присутствия в нем и более древних докембрийских образований. И этот вывод может быть распространен и на погребенный фундамент Карской плиты, так как все эти тектонические элементы располагались в рассматриваемый отрезок времени вдоль северо-западной окраины Северо-Американского кратона.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Распад Родинии (Палеопангеи) начался в **позднем рифее** [121], когда начал развиваться достаточно обширный и глубоководный, в центральной части, бассейн, протягивающийся (в современных координатах) от Западного Шпицбергена через Центральный Таймыр и далее в пределы Северной Аляски. Об этом свидетельствуют и офиолиты Полярного Урала и Центрального Таймыра, указывающие на океанскую природу коры возникшего бассейна. Предполагается, что он находился в непосредственной связи с Палеоазиатским океаном, Палеопацификой и, не исключено, прото-Япетусом [121]. Распад суперконтинента должен был быть отмечен рифтингом на континентальных шельфовых окраинах и разделением плит на независимые террейны, включая малые микроплиты, такие как Карская. Видимо, глубокие рифтогенные прогибы, выявленные сейсморазведкой в пределах последних, и были заложены именно в этот период.

Отложения образовавшейся пассивной окраины Карской плиты доступны для изучения в обнажениях северной части Таймыра и прилегающих островов (архипелаг Норденшельда, о. Большевик, восток о. Октябрьской Революции и о. Комсомолец). В этих районах установлены флишеидные комплексы верхов позднего рифея—кембрия. В пределах Таймырского полуострова этот комплекс слагает Таймырскую зону байкальских деформаций, отделенную от остальной части полуострова Диабазовым и Главным Таймырским надвигами [20, 117, 143]. Кроме того, наблюдается значительное сходство кембрийских отложений островов с разновозрастными породами Новой Земли. Можно полагать, что, по крайней мере, с конца раннего кембрия до середины позднего кембрия здесь располагался единый морской бассейн.

Западная часть архипелага Северная Земля — острова Октябрьской Революции, Комсомолец и Пионер, а также архипелаг Седова сложены полого-залегающими палеозойскими отложениями, нарушенными гребневидными приразломными складками. Структура в целом характеризуется развитием дислокаций платформенного типа. Это позволяет предположить присутствие в фундаменте региона жесткого блока земной коры (чему не противоречат данные морской геофизики), что отразилось на слабой степени дислоцированности пород. Иногда на контакте между кембрийскими толщами и ордовикскими, залегающими с несогласием, присутствуют зеркала скольжения и борозды волочения, указывающие на условия формирования тектонического покрова.

Поздний кембрий—ранний ордовик — время активного спрединга между Лаврентией на одной стороне, и Балтикой и Сибирью на другой [121, 143]. Рифтообразование и разрастание океана Япетус последовали за разрывом суперконтинента Родиния в неопротерозое. На рубеже кембрия и ордовика

окраины Сибири и Балтики были обе аренами аккреционно-коллизионных событий. Северная окраина Сибири, после ее коллизии с Центрально-Таймырским аккреционным террейном в позднем неопротерозое, начала развиваться как пассивная подводная окраина материка, с платформенными условиями осадконакопления [20]. Вместе с тем, в это же время восточная (уральская) окраина Балтики подверглась рифтингу с прогрессирующим его продвижением в направлении с севера на юг. Базальная часть разреза в этих областях главным образом сформирована осадочными отложениями, поступающими от денудации фундамента Балтики, но локально в рифтовых структурах проявлялся и бимодальный вулканизм, указывающий на процессы растяжения. В целом, рифтинг и открытие Уральского океана совмещено с вращением Балтики против часовой стрелки в течение раннего палеозоя.

Рифтовая стадия также нашла отражение в стратиграфии отложений Карской микроплиты, где раннеордовикские рифтовые образования, вулканические породы и комагматические интрузивы щелочного и субщелочного состава присутствуют на островах Октябрьской Революции и Комсомолец [92, 143]. Риолитовые порфиры, фельзиты, порфиоровые граниты, игнимбриты и другие вулканические породы мафического и фельзитового состава, встречающиеся в районе мыса Свердлова, южном острове Октябрьской Революции, также принадлежат к этому комплексу. По цирконам аналогичного вулканического комплекса (U/Pb датирование) на севере мыса Свердлова установлен возраст 492 ± 7 млн лет [143].

В среднем—позднем ордовике, как показывают палеомагнитные исследования, все три континента (Карский, Балтика и Сибирь) были перемещены к северу, и Карская микроплита вошла в тропики, что вызвало постепенную смену обстановки осадконакопления и формирование отложений терригенно-карбонатного состава. В позднем ордовике условия развития Карской микроплиты не подверглись существенному изменению, и она продолжала развиваться в платформенном режиме с накоплением мелкозернистых песчаников, доломититов, глинистых известняков и мергелей. Небольшая в это время ширина океанических бассейнов, отделяющих Карский микроконтинент от Сибири и Балтики, не препятствовала фаунистическому обмену. Позднеордовикские палеошироты для Сибири и Карской плиты, с одной стороны, и Карской плиты и Балтики, с другой, являются фактически неразличимыми, обеспечивая доказательство для вывода о пространственной близости этих двух палеобиогеографических областей [92, 143].

К концу ордовика—началу силура режим тектонического растяжения сменился компрессионным. Океаны, разделяющие три рассматриваемых континента, начали закрываться. В позднем силуре—раннем девоне произошло откалывание Свальбардской плиты от Северо-Американского кратона. В результате этих событий, вызвавших закрытие океана Япетус между Лаврентией и Балтикой, в конце силура был сформирован каледонский коллизионный пояс и структуры скандинавских шарьяжей. Каледонский орогенез ранее всего затронул Шпицберген и Восточную Гренландию. В конце девона—начале карбона элсмирская фаза орогенеза охватила Канадский Арктический архипелаг и Северную Аляску [121]. Палеогеографическая позиция континентов в это время может быть охарактеризована на основе палеомагнитных данных как субэкваториальная [143] с отложением карбонатов, включающих рифовые постройки.

На рубеже раннего—среднего палеозоя, а именно к концу силура, Карский микроконтинент уже находился в непосредственной близости от окраины Сибири (их палеошироты совпадают). Предполагаемые ранние коллизионные события, возможно, были связаны со скольжением вдоль трансформы, что, однако, не исключает присутствия фрагментов океанической коры между Сибирью и Карской плитой. Видимо, узкий зазор океанической коры, выклинивающийся к югу, существовал также между Свальбардской плитой (ограниченной сдвиговой зоной разломов трансформного типа) и Карским микроконтинентом. Таким образом, крупномасштабными перемещениями (скольжениями) вдоль трансформ были подготовлены условия для финальной результирующей коллизии с Сибирью с последующим формированием структур шарьяжа Таймыро-Североземельского складчатого пояса. Геологические данные указывают на то, что заключительная коллизия континентов произошла в позднем карбоне—перми. Это подтверждается, кроме того, изотопными датировками трех генераций гранитоидов — позднекарбонной, ранне- и позднепермской. Из них последняя рассматривается как постколлизионная [21]. Палеомагнитные исследования [143] показывают, что Карская плита в раннем палеозое не являлась ни частью Балтики, ни частью Сибири, а была самостоятельным микроконтинентом с независимой тектонической историей. Однако в работе Н. А. Богданова с соавторами (1996, 1998) предполагалось, что Карская плита в раннем девоне продолжала входить в состав северной периферии Северо-Американского кратона и характеризовалась накоплением мелководных карбонатных и красноцветных фаций и мощность осадков заметно возрастала в прогибах окраины, что иллюстрируется в современных пределах архипелага Северная Земля. В качестве подкрепляющего довода приводится тот факт, что массовые замеры азимутов падения косых слойков в девонских терригенных отложениях указывают на преобладающее направление течений с севера на юг. Это позволяет сделать заключение о том, что Северная Земля располагалась на окраине Евро-Американского континента [92].

Отделение Карской плиты от Северо-Американского кратона, по этим авторам, произошло лишь в позднем палеозое (около рубежа раннего и среднего карбона?). За этим последовала обдукция окраины Карской плиты на Сибирский континент. В этой связи различие во взглядах по данному вопросу предполагает дальнейшее исследование характера геодинамических соотношений между Карской и Свальбардской плитами в девоне и карбоне. Но особенности строения трога Святой Анны, формационные переходы в разрезе осадочного чехла (в палеозойских и даже в мезозойских комплексах), тяготеющие по своему положению к разломной зоне, ограничивающей трог с востока, специфика структуры поля силы тяжести, указывают на следующее.

Прежде всего, нет сомнений в том, что эта структура является пограничной между Карской и Свальбардской плитами. Формирование прогиба Святой Анны связано с разломно-сдвиговым сутурным швом, а потому не является глубоко (с рифея?) унаследованным, как считают некоторые исследователи.

Вероятнее всего, заложение этой структуры было обусловлено трансформным характером схождения двух плит в среднем палеозое, о чем свидетельствует расположение прогиба вдоль юго-западной периферии Карской плиты. В этой связи юго-западная часть Восточно-Баренцевского мегапрогиба

имеет торцовый характер сочленения с трогом Святой Анны. Если заложение Восточно-Баренцевской троговой системы связывается с позднедевонско-карбонным рифтингом, как считают большинство исследователей, то в этом варианте ее крайнее северо-восточное звено какое-то время было открыто через окраинно-континентальную зону разломов (трансформу?) в узкий морской бассейн, локализованный между проскальзывающими Свальбардской и Карской плитами.

Рубеж среднего и позднего карбона характеризуется начальной стадией закрытия Палеоазиатского океана, обусловленного коллизией Сибирского кратона с Восточно-Европейским. В результате эти процессы привели к формированию фундамента Западно-Сибирского бассейна и входящей в его состав Южно-Карской впадины. Вместе с тем, в условиях отчетливо обозначившейся тенденции сборки нового суперконтинента — Пангеи-II, происходило и столкновение Карской плиты с Сибирским кратоном, о чем уже говорилось выше. Эта коллизия сопровождалась некоторым воздыманием северной части Карского моря, связанным с обдукцией Карской плиты на Сибирский континент, что заметно снизило темпы осадконакопления. Судя по островным разрезам и геофизическим профилям, мощность этих отложений довольно мала. Они вместе с пермскими слабо деформированы и залегают полого, перекрывая с резким несогласием разные горизонты позднедокембрийских и палеозойских пород. Судя по всему, эти отложения сформировались в конце либо после главного этапа деформаций Карской плиты.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП

Этот этап соотносится с крупномасштабной перестройкой литосферы Земли и сочетает в себе разнонаправленные тенденции развития [127]. С одной стороны, с середины девона по средний триас, шло созидание (аккреция) нового суперконтинента Пангея-II. К этому времени замыкается Уральский океан и на его месте формируется покровно-складчатый пояс с сопровождающей полосой передовых прогибов. Завершается структурирование Южно-Таймырской зоны после коллизии Карской плиты с Сибирским кратоном. Но вместе с тем происходит нарастание и процессов континентального рифтинга в самой Пангее-II с последующим образованием и развитием современных океанов — Атлантического и Индийского [121].

В Западной и Северной Европе идет реактивизация позднепалеозойских рифтов и развитие сложной сети рифтогенных прогибов в Бискайском заливе, Северном море и Арктическо-Северо-Атлантической области. Система рифтогенных прогибов заложилась на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопределив формирование Западно-Сибирской плиты [114, 124]. Сибирская платформа в поздней перми—триасе была охвачена грандиознейшим проявлением эксплозивного и интрузивного магматизма [44, 99, 144]. Баренцево-Карская окраина переживала, пожалуй, один из самых специфических и радикальных периодов в своем развитии.

Остановимся на наиболее характерных чертах тектоно-геодинамических преобразований региона Арктической окраины на рубеже палеозоя и мезозоя в контексте тех событий, которые определяли эволюционный путь становления Северной Евразии.

В геологической истории Баренцево-Карской континентальной окраины Евразии рассматриваемый этап [124] контрастно отличается от предыдущих по ряду взаимосвязанных показателей. Качественно меняется вещественный состав отложений — от карбонатного и карбонатно-терригенного (в ранней—начале поздней перми) на исключительно терригенный. При этом форсированно возрастает скорость седиментации, особенно в крупнейших бассейнах — Восточно-Баренцевском, включая прогиб Святой Анны, и Южно-Карском. Даже без вычета интервалов времени, связанных с многочисленными перерывами в осадконакоплении, и без восстановления первоначальной (разуплотненной) мощности пород, расчетные скорости накопления терригенных осадков оцениваются лавинными параметрами. В Восточно-Баренцевской мегадепрессии мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10—11 км, что составляет не менее половины его фанерозойского осадочного выполнения [8, 92]. Однако во впадине Святой Анны пермско-триасовые отложения составляют лишь около 3—4 км. Тем не менее, можно полагать, исходя из предыстории этой структуры, что именно на данном этапе она объединяется с Восточно-Баренцевской троговой системой и становится как бы ее новым звеном, надстраивая ее к северу.

К границе резкой смены фаций в разрезе отложений — кровле палеозойских карбонатов приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт Ia. Прежде всего следует отметить, что, несмотря на повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной, временные уровни этого события были различными для отдельных областей, что свидетельствует о диахронности рефлектора Ia. По материалам сейсмических исследований и данным бурения устанавливается, что терригенное осадконакопление сначала (в ранней перми) развивалось в Новоземельской зоне с прилегающими к Уралу районами, испытавшими относительное воздымание, а затем перемещалось на запад и к концу артинского времени—началу кунгура охватило практически весь Баренцевский регион.

Под впадинами Северо-Баренцевской и Святой Анны на сейсмических разрезах не наблюдается четкой корреляции горизонта Ia, и он перестает прослеживаться как рефлектор, связанный с поверхностью карбонатного комплекса. В этих погруженных зонах бассейнов на сейсмических разрезах просматривается сложная картина строения отложений, залегающих в подошвенной части пермско-триасовых терригенных образований, явное наличие разноуровневых блоков, в том числе ротационных. Сбросовая тектоника проявляется на многих разрезах в бортовых и прибортовых зонах бассейнов со ступенчатым смещением горизонта Ia, но в их наиболее глубоких, центральных, районах эти процессы проявились гораздо интенсивнее. В этой связи представляется, что отложения, с кровлей которых здесь ассоциируется фрагментарный псевдоопорный рефлектор, соотносимый с горизонтом I—II, вероятнее всего имеют не карбонатный состав, а представлены синрифтовыми терригенными сериями начальной (позднепермской) стадии развития осевой зоны рифтогенной структуры.

В Восточно-Баренцевском мегабассейне, окруженном шельфовой карбонатной платформой с рифовыми постройками, стартовые глубины для позднепермско-раннетриасового осадконакопления, судя по закартированным сейсморазведкой проградационным склоновым клиноформным комплексам, варьировали от 1,0 до 1,5 км и более [66].

В Баренцевом море развитие клиноформных комплексов устанавливается по периметру Восточно-Баренцевского мегабассейна на бортовых и прибортовых склонах, в том числе на участках впадин Северо-Баренцевской и Святой Анны, прилегающих к северной оконечности Новой Земли [124]. Кроме того, на юге последней отложения кармакульской серии, мощностью 1,5—2,0 км, представлены образованиями «грязевых потоков» — типично склоновой терригенной фации с клиноформами. Зона их распространения располагается поперек Южного острова Новоземельского архипелага и продолжает проградационные комплексы юго-востока Южно-Баренцевской впадины [8]. Следует заметить, что в подошве осадочного чехла Южно-Карской впадины на сейсмических разрезах также выделяются комплексы склоновых отложений, проградировавших в глубокую часть формировавшегося пермско-триасового бассейна с перекрестной рифтовой системой в основании [14].

Таким образом, в позднепермское время и в начале триаса в преимущественном режиме крупного регрессивного цикла интенсивный снос терригенного материала происходил с Балтийского щита (Кольский полуостров), Канинского поднятия, палео-Урала транзитом через Тимано-Печорскую область и ее нынешнее подводное продолжение, зоны Центрально-Баренцевских поднятий (с запада) и с отдельных районов Новоземельской области (с востока). Мощный поток всех этих осадков сгружался в прогибающуюся опережающими темпами Восточно-Баренцевскую мегадепрессию в условиях первоначально относительно глубоководного бассейна с некомпенсированным осадконакоплением.

Активизация тектонических процессов, контрастно дифференцированный рельеф, специфический характер седиментации в рассматриваемый период обусловили формирование сложнопостроенного разреза отложений. В этой связи, на большей части региона осадки терригенной перми не отличаются от триасовых, составляя вместе комплекс однотипных пестроцветных песчано-глинистых образований. И лишь на южной и юго-восточной периферии Южно-Баренцевского бассейна по угловому несогласию можно судить об обособлении триаса на уровне горизонта I, коррелируемого с кровлей верхней перми—подошвой триаса.

Образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений, достигая в депоцентре Восточно-Баренцевского мегабассейна 7—8 км. На сложную фациальную картину триасовых отложений на сейсмических разрезах указывают частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов. Вместе с тем, в верхнепермско-триасовом диапазоне разреза на разных стратиграфических уровнях фиксируется серия «аномальных» горизонтов, связанных с наличием в разрезе магматических тел базальтоидного состава — пластообразных интрузивов и эффузивов [62, 123]. Ареал развития аномальных рефлекторов, прослеживаемый вплоть до архипелага Земля Франца-Иосифа и впадины Святой Анны, в плане совпадает с областью отсутствия палеозойских карбонатов [127]. Наблюдаемые на сейсмических разрезах аномальные горизонты, расположенные в интервале верхней перми—нижнего триаса, корреспондируются с установленными на восточной бортовой зоне Восточно-Баренцевского мегабассейна прослоями и горизонтами вулканогенного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами среднего—основного состава. В обнажениях пород запада Новой Земли

и в разрезе морской скважины Адмиралтейская-1 они залегают в терригенных отложениях верхней перми—нижнего триаса [8]. Аналогичные слои пирокластов в индских образованиях развиты на востоке Таймыра и прилегающем шельфе моря Лаптевых. Синхронный трапповый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротаихинской впадины, где возраст базальтов определен рубидий-стронциевым методом [4, 118]. Он также проявился в районах Свальбарда, Земли Франца-Иосифа [112, 116, 147], Таймыра [20], западного побережья Байдарацкой губы [124], Енисей-Хатангского прогиба [99]. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной [114]. Что касается Карской плиты, то рассматриваемые процессы практически ее не затронули: мощность триаса, даже в прогибах, здесь едва достигает 1 км и, кроме того, признаков базальтоидного магматизма в ее центральных структурах не отмечается — его слабые проявления ограничиваются впадиной Святой Анны. Таким образом, резкое отличие в стиле развития Карской плиты и от Баренцевских и от Южно-Карских тектонических элементов сохраняется и в триасе.

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь—ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектоно-магматической активизации проявлялись и далее в триасе. С учетом всего изложенного, общая продолжительность рассматриваемого этапа рифтогенной активизации составляла 25—30 млн лет [124]. Почти идентичную оценку для типичных случаев развития рифтовых структур — 20—35 млн лет приводит Ю. Г. Леонов (2001).

Одновременно имел место и анорогенный субщелочной гранитоидный магматизм на Таймыре [21], фиксирующий всплеск финальной фазы тектоно-геодинамического преобразования Южно-Таймырской зоны.

Изложенное указывает на то, что рассматриваемый этап развития Баренцево-Карской окраины (помимо Северо-Карской области), характеризующийся исключительно базальтоидным магматизмом, проявившимся в различных структурно-тектонических условиях, проходил синхронно с коллизионными процессами (или их завершающимися фазами) в пределах Таймыра и Урала.

В палеогеографическом отношении в крупнейших бассейнах окраины на данном этапе отмечается постепенный переход от некомпенсированного осадконакопления к компенсированному, представленному в среднем и позднем триасе прибрежно-морскими, мелководными, озерно-болотными и субконтинентальными фациями. При этом по мере заполнения Восточно-Баренцевского мегабассейна, область морской седиментации отеснялась к северу и северо-западу в соответствии с фазами усиления воздымания на юго-востоке региона. Эта тенденция прерывалась кратковременными трансгрессиями и ингрессиями моря. В целом же общий стиль смены палеогеографических обстановок [94, 138] был обусловлен рекуррентными трансгрессивными и регрессивными событиями, протекавшими на фоне отступления моря и обмеления региона. Судя по всему, к северу или к северо-западу от окраины располагался протяженный заливообразный глубоководный (океанический?) водосборный бассейн [51]. На это указывают и данные геологических и сейсмических исследований по хребту Нортвинд. Здесь, на границе с Канадской котловиной, по результатам донно-каменного опробования, А. Гранцем среди

триасовых отложений выявлены дистальные турбидиты внешнего шельфа и бассейновые образования [139]. Этот палеоокеанический бассейн мог достигнуть максимального влияния на Баренцевскую окраину в позднепермско-раннетриасовую эпоху ее рифтогенной деструкции, учитывая закономерные связи в эволюции океанов и континентов, обусловленные проявлением глобальной периодичности глубинных геодинамических процессов, как это показано В. Е. Хаиным (2000, 2001).

Вместе с тем становится очевидным и то, что в поздней перми—раннем триасе Баренцево-Карская окраина развивалась в едином тектоно-геодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинентального рифтинга, и сопутствующий базальтоидный магматизм. Они указывают на то, что рассматриваемый регион находился в поле влияния суперплюма, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы, проникавшие в земную кору [44] на разном расстоянии от его гипоцентра.

Однако парадоксальность ситуации заключается в синхронном и смежном проявлении в Северной Евразии диаметрально противоположных процессов, их наложении и взаимодействии, по сути, интерференции. С одной стороны, шла аккреция континентальной коры в процессе коллизии в Уральской и Южно-Таймырской зоне. С другой — происходила ее широкомасштабная рифтогенная деструкция, в том числе и образование грабенов с щелочно-ультраосновным магматизмом в пределах самого Урала [118]. При этом в плане пояса деструкции расположились в два концентрических эшелона, — ближний и дальний, — по отношению к мегасводу, созданному Северо-Азиатским суперплюмом. В первый из них попали бассейны Западно-Сибирский, Южно-Карский, Енисей-Хатангский. Во втором поясе, отделенном от первого Уралом и его затухающим разломно-шовным продолжением, разместились Тимано-Печорский и Восточно-Баренцевский бассейны. Такая расстановка не исключает, что последний бассейн имел какое-то распространение в районы, располагавшиеся на месте современной глубоководной области Северного Ледовитого океана. И в этой связи, в условиях интерференции геодинамических режимов, трактовка какой-либо из моделей развития рифтинга (пассивного или активного) представляется все же весьма проблематичной [71].

Изложенное позволяет заключить, что рассмотренный временной отрезок резко контрастной тектономагматической активизации арктической периферии Северной Евразии, по размаху и амплитуде протекающих здесь процессов и вовлеченного в них объема земного вещества, является не только поворотной вехой в развитии окраины. Это главенствующий этап в становлении аномального облика Восточно-Баренцевского и Южно-Карского бассейнов с их мощнейшим осадочным выполнением и редуцированной земной корой [129]. С этого переломного для геологической истории региона момента его стабилизированный до этого режим приобретает явные черты подвижности. Высокая скорость погружения и некомпенсированное осадконакопление сопровождаются базитовым магматизмом и смещением депоцентров. Эта подвижность зафиксирована в диахронности сейсмических горизонтов, отражающих миграцию во времени и пространстве фациальных обстановок и свидетельствующих об отсутствии отчетливых латеральных границ между отложениями, сформировавшимися в данных обстановках.

Сложившаяся в ходе разнонаправленных тектоно-геодинамических преобразований в позднепермско-раннетриасовое время результирующая интерференционная картина строения арктической периферии Евразии, ее Баренцево-Карской окраины свидетельствует о завершении основных процессов аккреции и практически одновременном в геологическом масштабе времени, скачке к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи. За ним последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике [125, 128, 133]. Но в конце триаса—начале юры этому предшествовали геодинамические события [14, 65], являющиеся, по существу, последней и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ЭТАП

В юрско-меловое время развитие северных областей Баренцево-Карской окраины проходило под влиянием Амеразийской генерации молодого океанообразования в Арктике [133]. В бассейне Святой Анны накапливаются терригенные отложения мощностью до 2,5—3 км, но главный депоцентр осадконакопления смещается к западу. На востоке, в пределах Карской плиты, формируется тонкий плащ юрско-меловых осадков, по мощности едва достигающий 1 км. Вместе с тем, данный этап характеризуется проявлением обширного ареала бимодального юрско-мелового базальтоидного магматизма. На западе он охватывает Шпицберген, Землю Франца-Иосифа [126, 147, 148] и прилегающий к ним шельф, а на востоке — ограничивается прогибом Святой Анны, судя по данным сейсмических разрезов. Однако следует заметить, что на отдельных островах отмечены прослои кремнистых пепловых туфов, образование которых, видимо, синхронно вулканизму, отмеченному на поднятии Земли Франца-Иосифа.

В пределах всей островной части Карской плиты [92] верхнеюрские—нижнемеловые отложения распространены в Северо-Таймырской зоне (Усть-Таймырская впадина и п-ов Челюскина). Верхнеюрские (волжский ярус) отложения сложены песками и песчаниками с обломками древесины и с белемнитами и пелециподами. Нижнемеловые отложения представлены глинами и песками с прослоями углей. На Таймыре мощность нижнего мела достигает 150 м. На архипелаге Северная Земля мезозойские отложения в первичном залегании не сохранились. Они присутствуют в виде россыпей обломков песчанистых известняков с верхнеюрской—нижнемеловой морской фауной и представляют собой фрагменты разрушенного маломощного чехла. Меловые толщи слагают многочисленные острова. Они представлены континентальными и литоральными рыхлыми терригенными, местами угленосными, отложениями апта, альба и сеномана—сантона мощностью около 150 м. На о. Расторгуева присутствуют валунные конгломераты и песчаники, несогласно залегающие не флишовой формации и триасовых сиени-тах и содержащие глыбы ракушняка с пелециподами турона и коньяка. На большинстве островов отложения залегают горизонтально или полого, местами нарушены сбросами. На о. Уединения и о. Кирова отмечаются крутые углы падения пород на крыльях приразломных складок. Все это свидетельствует о том, что в рассматриваемое время прилегающие части Сибирского

кратона, Карской и Баренцевской плиты испытывали слабое поднятие, перемежающееся со столь же слабым погружением и накоплением мелководно-прибрежных песчано-глинистых отложений.

Следует, однако, отметить некоторые особенности этого этапа развития. В позднюрское время (волжский отрезок) в Восточно-Баренцевском бассейне и прилегающих районах обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса. Материалы сейсморазведки и бурения показывают широкое распространение этих образований, сменяющихся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями берриаса—баррема. Следует отметить, что подобные обстановки седиментации в конце юры установились также на обширных пространствах Западной Сибири и юга Карского моря, обусловив специфические условия осадконакопления и формирования доманикоидных кремнисто-глинистых отложений баженовской свиты. Складывается впечатление, что определенный вклад в создание бескислородной обстановки формирования черносланцевой фации («заражение» эндогенными флюидами, эманациями и др.) в Баренцевском регионе могли внести вулканогенно-магматические процессы [128]. Возраст кровли черносланцевого «горизонта», перекрытого клиноформным комплексом, изменяется от верхов берриаса до готерива, т. е. является диахронным.

В конце раннемеловой эпохи стартовала основная фаза раскрытия Амеразийского бассейна (продолжавшаяся с готерива до альба—сеномана). Рифтогенные процессы с сопутствующим базальтоидным магматизмом нарастают в Баренцевом море в интервале от 135—130 до 95—92 млн лет [130]. Главные же тектонические последствия для региона заключались в том, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Амеразийского бассейна раскололо блок протохребта Ломоносова (еще входившего в состав окраины) и далее Баренцевскую плиту с северо-востока на юго-запад. Эта деструктивная зона была связана с полосой глубоких рифтовых прогибов — Святой Анны, Северо-Баренцевского, а также окружающих Шпицберген с востока, юго-востока и юга рифтов и грабенов — Нордкапского, Хаммерфест, Тромсе, Медвежинского, Ольги, простиравшихся навстречу раскрывающейся Северной Атлантике. Но эндогенные энергетические возможности развития спредингового центра Амеразийского бассейна, судя по всему, были уже на исходе. Поэтому разобщения Баренцевской окраины вдоль ослабленной (унаследовано от каледонского и посткаледонского этапов тектонических преобразований) полосы земной коры, занятой рифтогенными структурами, не произошло.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Новейший этап развития структуры Баренцевоморской окраины связан с процессами океанообразования в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах и становлением их спрединговой структуры [130, 132, 133, 140].

Первоначальный раскол объединенной континентальной литосферы между Баренцевской окраиной, с одной стороны, и Гренландией и протохребтом Ломоносова с другой, в области будущей дивергенции плит, произошел, вероятнее всего, в позднемеловое—раннепалеоценовое время. На это

указывает одна из мощнейших в геологической истории Баренцевской окраины фаз эрозии и денудации, связанная с общим предрифтовым аплифтом региона. Только во внутренних районах шельфа величина смытого за кайнозой разреза оценивается в 1,5—2 км [131]. Она нарастает к его периферийным зонам, непосредственно прилегавшим в конце мела—начале палеогена к областям заложения межконтинентальных рифтовых ветвей и их систем, до 3 км.

Основные тектонические преобразования в это время были также связаны с периферийной частью окраины. Активные дифференцированные движения в приокеанической зоне заметно обособляют в сводово-блоковые поднятия Свальбард, Землю Франца-Иосифа, Северную Землю, разделив их окраинными грабенообразными желобами. По мере разрастания океанических впадин продолжался и рост отмеченных поднятий с возникновением впоследствии на них ледников. Неотектонические же грабен-желоба (Медвежинский, Франц-Виктория, Святой Анны, Воронина и др.), унаследованные скорее всего от постпалеозойского этапа и выраженные в рельефе дна глубокими врезами, являлись путями транспортировки продуктов размыва в океанические бассейны с образованием довольно мощных конусов выноса.

В Баренцевом море весьма слабое позднемеловое и палеогеновое осадконакопление отмечается в приконтинентальной субширотной зоне, включающей бассейны Тромсе—Хаммерфест—Нордкапский—юг Южно-Баренцевского. Этот прерывистый пояс неотектонического прогибания отражает закономерную реакцию тыловой зоны Западно-Арктической окраины в ответ на воздымание ее северо-западной и северной периферии (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и прилегающий шельф), обусловленные процессами разрастания Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов.

Как реагировала на происходящие океанообразующие процессы Баренцевская окраина в плане развития палеогеографических обстановок в ее пределах?

Позднемеловая—раннекайнозойская фаза становления Баренцевского региона обусловлена предрифтовым поднятием в преддверии открытия Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов. В этой связи доминирующая территория окраины претерпела осушение. Возникшая в обстановке воздымания суша в начале палеоцена получила новый геодинамический импульс роста в условиях сжатия, связанного со стартовой фазой раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов.

С середины палеоцена окраина находилась под влиянием чередующихся обстановок сжатия и растяжения в связи с усилением и ослаблением спрединговых процессов на западе и севере.

В эоцене морская седиментация сохранялась во внешних районах окраины, но не исключены и шельфовые обстановки осадконакопления в условиях незначительного повышения в это время уровня Мирового океана.

Олигоцен характеризуется контрастным изменением палеогеографической обстановки, вызванной очередной фазой воздымания окраины. Это привело к росту уже существовавших сводово-глыбовых поднятий (ЗФИ, Свальбард и др.) и прилегающих к ним областей, а в пределах Новоземельского пояса возродился низкогорный рельеф [1]. Падение уровня океана со второй половины олигоцена и отход Гренландии от Шпицбергена, с разви-

тием между ними нового спредингового центра (рифта Моллой), сопровождалось в пределах Баренцевского региона врезанием долин и формированием, видимо, первой палеоречной сети. Море отступило в пределы материкового склона, и возникшая ранее в условиях регрессии пенепленизированная поверхность отличалась блоковой расчлененностью с активизацией эрозионной деятельности рек.

Ослабевающий режим сжатия земной коры региона Баренцевоморской окраины, сопровождаемый ее медленным воздыманием, вследствие низкой скорости разрастания спрединговой литосферы в океанических бассейнах, продолжался практически на протяжении всего миоцена. Однако в конце миоцена течение этого вялого процесса нарушается новым и, пожалуй, последним наиболее заметным геодинамическим импульсом, усилившим амплитуду поднятия окраины. На фоне одновременного падения уровня Мирового океана в ее пределах происходит врезание речных палеодолин, а на континентальном склоне и подножие формируются довольно мощные проградационные комплексы и конуса выноса, обеспечившие наращивание площади шельфа.

С плиоцена окраина характеризуется уже разнонаправленными колебательными движениями с обозначившейся тенденцией к погружению.

В южной части Печорского палеошельфа в настоящее время обнаружены и закартированы плиоценовые образования — колвинская и падемейская серии, хайпудырская и врандейская свиты, представленные в значительном объеме отложениями с признаками гляциоморского осадконакопления [49]. В позднем плиоцене регион охватила, видимо, незначительная по масштабам трансгрессия — на северо-востоке архипелага Земля Франца-Иосифа (о. Гофмана) залегает маломощная сугробовская толща глинисто-алевритового состава с прослоями галечников, возраст которой датируется поздним плиоценом.

Таким образом, рубеж поздний миоцен—плиоцен характеризует переход от преимущественно регрессивного этапа развития окраины к трансгрессивному шельфовому погружению.

В эоплейстоцене продолжалось структурное оформление современных архипелагов и формирование основных морфоструктур в границах современной акватории. К югу от описываемой территории установлены бассейновые отложения в аллювиально-морских, прибрежно-морских и морских фациях [32]. На архипелагах ЗФИ и Новая Земля на фоне их обособления и воздымания происходило формирование устойчивых ледниковых массивов.

В неоплейстоцене трансгрессивные условия доминируют, но вместе с тем обособляется и Новоземельский край.

Неоплейстоценовый этап развития рассматриваемой территории начинается с обширной трансгрессии, связанной с общим погружением примерно на —200 м [88]. Отложения, сформировавшиеся в это время и сохранившиеся от последующей денудации, предполагаются в восточной части региона.

Во второй половине среднего неоплейстоцена в условиях крупной регрессии произошло значительное уменьшение морского бассейна и максимальное оледенение как сухопутного обрамления, так и шельфа, коррелируемое с днепровско-московским на Русской плите. Центрами оледенения являлись архипелаги и шельфовые возвышенности. Невозможно установить границы этого оледенения, так как его следы могли быть уничтожены более позд-

ними экзарационными процессами. Нельзя также определить, было ли это оледенение сплошным и покровным. Однако среднечетвертичное оледенение охватывало на акватории по крайней мере значительные площади: Адмиралтейский вал, Западно-Новоземельский желоб [31]. Ледниковые отложения среднего—верхнего(?) неоплейстоцена закартированы также практически в осевой части желоба Святой Анны на современных глубинах моря 450—500 м. Вполне вероятно, что в среднем неоплейстоцене желоб имел меньшие глубины.

Дальнейшее становление окраины в позднем плейстоцене и голоцене определялось сменой оледенений межледниковьями с соответствующими обстановками экзарационной деятельности, гляциальной, перигляциальной и постгляциальной седиментации.

Микулинская (казанцевская для Западной Сибири) трансгрессия в начале позднего неоплейстоцена охватила не только акваториальную часть площади, но и, в значительной части, сухопутное обрамление. На Новой Земле в это время формировались морские отложения кумжинской свиты, которые в настоящее время установлены на высоте до +300 м [67]. Вероятно, что подобные образования могли сохраниться и на ЗФИ. Судя по выделенному комплексу фораминифер, имеющему смешанный зоогеографический состав, климат в эту эпоху был не холоднее современного. Ледники на архипелагах значительно уменьшились в размерах вплоть до полной их деградации. На современном шельфе формировался плащ морских и ледово-морских отложений, в северо-западной и северо-восточной частях рассматриваемой территории в значительной мере уничтоженный последующими экзарационными процессами.

Во время последующей ранневалдайской (зырянской в Западной Сибири) регрессии и заметного похолодания климата предполагается восстановление и формирование ледниковых массивов на архипелагах и наиболее возвышенных участках шельфа [5]. Однако в наиболее погруженных участках шельфа, таких как желоб Святой Анны, морское осадконакопление не прерывалось.

В течение молодого-шекснинской (каргинской) трансгрессии было восстановлено и продолжено морское и ледово-морское осадконакопление на шельфе. Тем не менее, в пределах архипелагов ледниковые массивы не исчезали полностью и продолжали свое существование в связи с более холодным по сравнению с современным климатом [67]. Одновозрастная морская терраса широко распространена на материковой суше, ее наличие отмечено на Новой Земле на высоте +100—200 м.

Последняя регрессия, в основном гляцио-эвстатической природы, в позднем валдае (сартане) привела вновь к осушению наиболее возвышенных участков современного шельфа. Различными исследователями понижение уровня моря устанавливается от 100 до 140 м [113]. В условиях значительного похолодания климата и относительного переувлажнения вновь началось формирование ледниковых массивов. В настоящее время существование фазы похолодания и наличия ледниковых массивов в позднем валдае в границах Западно-Арктического шельфа принято подавляющим большинством исследователей. Дискуссию же вызывает определение масштабов оледенения [48, 75, 76]. Установлено, что ледниковые массивы существовали на ЗФИ; здесь геологосъемочными работами закартированы поздневалдайские ледниковые отложения как на сухопутной части, так и прилегающем шельфе [31].

На Новой Земле, по мнению ряда исследователей, поздневалдайское (сартанское) оледенение по масштабу было заметно меньше современного [49]. Однако по результатам геологосъемочных работ, одновозрастные ледниковые отложения были закартированы на акватории, прилегающей к данному архипелагу на современных глубинах моря до 200 м, а синхронные им ледниково-морские образования сформировали значительные по площади тела (см. Карту четвертичных отложений). Наличие ледниковых отложений прогнозируется также в северо-западной части акватории, вблизи архипелага ЗФИ, по аналогии с сопредельной, более западной территорией [31]. Предполагается, что снежно-ледовые массы имели место и на востоке, в границах Центрально-Карской возвышенности. Однако по имеющимся материалам сейсмоакустического профилирования следы оледенения здесь отсутствуют. Этот факт может быть связан, во-первых, с тем, что на протяжении голоцена в привершинной части этого участка на глубинах моря менее 70 м в результате деятельности процессов донной абразии они были уничтожены. Во-вторых, данные снежно-ледовые массы, вероятнее всего, были неподвижными или малоподвижными, и их геологическая деятельность по существу сводилась к формированию перерыва в осадконакоплении, переуплотнению осадков, но не к перераспределению осадков и их мощности по площади, а также формированию рельефа. То есть, ими не формировались моренные отложения, столь характерные для акватории, прилегающей к архипелагам Новая Земля и ЗФИ.

В границах мелководья Обь-Енисейской ступени отсутствуют следы поздневалдайского (сартанского) оледенения. Но здесь широко распространены посткриогенные явления, выраженные в формировании весьма характерной волновой картины по сейсмоакустическим материалам, с наличием скоростных аномалий, зон потери корреляции. Аналогичная волновая картина отмечалась и ранее для более южной сопредельной площади [32], где наличие многолетнемерзлых пород в разрезе подтверждено инженерно-геологическим бурением. Вероятнее всего, здесь в перигляциальных условиях на протяжении поздневалдайского времени происходило формирование криолитозоны.

Парагенетически и пространственно к ледниковым отложениям позднего валдая приурочены и ледниково-морские отложения. Их формирование наиболее интенсивно происходило на стадии дегляциации [115]. В ходе этого процесса (дегляциации) освобождались значительные объемы талой воды, эрозионно-аккумулятивная деятельность которой отразилась формированием крупных аккумулятивных тел ледниково-морского генезиса в областях, прилегающих к участкам оледенения.

Таким образом, имеются основания предположить существование в позднем валдае трех значительных по площади ледниковых массивов с центрами оледенения на ЗФИ, Новой Земле и Центрально-Карском поднятии. Маловероятно, что эти наземные ледники сливались. Скорее всего, они взаимодействовали посредством шельфовых ледников, расположенных в границах желобов. Вероятнее всего, на участке желоба Святой Анны морской бассейн не прерывал своего существования. Исходя из этого, можно сделать два вывода. Во-первых, ледники существовали автономно. Во-вторых, мощность ледниковых массивов скорее всего составляла сотни метров, поэтому в границах наиболее глубоководных участков лед не касался морского дна [31].

Так или иначе, в результате экзарационной деятельности поздневадских ледников, эрозионно-аккумулятивной деятельности талых вод на стадии дегляциации ледников на акваториальной части площади в значительной мере были денудированы более древние четвертичные образования и формы рельефа, сформирован своеобразный ледниковый тип рельефа, в значительной мере сохранившийся при последующей трансгрессии. Последнее обстоятельство может быть связано с очень быстрым повышением уровня моря, что отмечается рядом исследователей, в условиях «ледникового берега».

В ходе дегляциации ледников и послеледниковой трансгрессии в конце позднего валдая—начале голоцена на сопредельных с ледниковыми массивами участках происходило интенсивное ледниково-морское осадконакопление с образованием значительных по площади и мощности отложений. В это время, вероятно, значительной была роль айсбергов. По крайней мере, по материалам гидролокации бокового обзора, айсберговые борозды выплывания устанавливаются на современных глубинах моря до 300 м.

В голоцене был сформирован прерывистый плащ современных осадков различного гранулометрического спектра, в большинстве случаев соотносящегося с батиметрическим положением участка. Отмечается постоянное присутствие грубообломочного материала — продукта ледового разноса. Очень большие мощности голоценовых осадков (до 80 м) формируются в результате донной абразии Центрально-Карской возвышенности на ее склонах, где они образуют проградационные тела.

Таким образом, развитие океанических бассейнов протекало в их неразрывном тектоническом геодинамическом взаимодействии с обрамляющими континентальными окраинами. Прежде всего это проявляется в обособлении и оформлении шельфовой платформы — как объекта неотектонических преобразований в эпоху раскрытия молодых океанических впадин. Трансформация ее структуры происходила на фоне дробления и блокового разобщения континентальной коры. На это указывают данные о вулканизме (палеоген, неоген, квартер) Шпицбергенского сегмента окраины и Новой Земли [45, 65], развитие тектономорфных желобов (грабенов), современная аномальность геофизических свойств земной коры (в том числе тепловая и сейсмическая активность) и, кроме того, специфические деформации осадочного чехла [131].

Все отмеченное позволяет судить о вкладе кайнозойской генерации океанообразования в создание современного тектонического и архитектурного облика окраины.

Геологические примеры и расчеты на модельном уровне показывают, что взаимодействие литосферных масс океана и континента в условиях дивергенции плит приводит к преобразованию края континента. Океаническая литосфера, отжимаемая в стороны в процессе спрединга и являющаяся носителем тектонической энергии, развивает мощнейшие напряжения в зоне контакта континент—океан, субгоризонтально передающиеся в тело континентальной плиты [72, 102]. В таком случае часть энергии могла быть реализована на формирование сколов, срывов и надвигов в пределах окраины. Вместе с тем, фазы повышенной спрединговой активности в океанических

бассейнах сменялись ее спадами (отмирание спрединговых центров или ультрамедленный спрединг), и тогда режим сжатия на континентальных окраинах заметно ослабевал.

Таким образом, перечисленное дает основание полагать, что рассмотренный режим в совокупности с другими эндогенными факторами должен был повлечь за собой изменения физического состояния пород. Другими словами, привести к заметному дислокационному (динамо-) метаморфизму фанерозойских комплексов отложений северо-западной части окраины. Площадь этого ее сегмента, как представляется, охватывает архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и окружающий их шельф.

Совокупность тектонической, сейсмической, вулcano-магматической и тепловой активности островных и прилегающих к ним шельфовых районов, обусловленная, вне сомнения, в мезозое и кайнозое и процессами молодого океанообразования, получила отражение в виде зон тектонического дробления, сдвигов и надвигов, дезинтеграции пород, насыщенности разреза базальтоидами и т. п. Все эти факторы привели к уплотнению пород, о чем свидетельствуют петрофизические исследования [131]. В плане оценки УВ потенциала полученные параметры коллекторских свойств пород осадочного чехла свидетельствуют о более скромных перспективах нефтегазоносности северо-западного сегмента окраины (к сожалению, в противоположность оптимистическим мнениям) по сравнению с тыловой ее областью [124].

Подтверждением этому служит и наличие на Земле Франца-Иосифа остаточных битумоидов. Их проявления являются результатом не только термального воздействия юрско-мелового базальтоидного магматизма на вмещающие образования. К тому привели и стрессовые условия: многократные аплиты и эрозия, растяжение и сжатие, которые претерпели породы этого района окраины в кайнозое (эффект «отжатой губки»).

Все изложенное в плане кайнозойской истории позволяет резюмировать, что структура Баренцево-Карской окраины трансформировалась в кайнозое, реагируя на главные тектоно-геодинамические события в формирующихся океанических бассейнах, и это запечатлено в ее геологическом строении, тектоническом облике, магматических проявлениях и физических параметрах пород.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изученный район расположен в северо-восточной части Баренцевской и западной части Карской шельфовых плит, сложенных мощными осадочными толщами палеозоя и мезозоя. С отложениями осадочного чехла шельфовых плит связаны главным образом перспективы открытия скоплений углеводородов. На современной стадии изученности акватории выявлен ряд локальных структур в Предновоземельской области, но пока не установлены месторождения нефти и газа.

На архипелаге Новая Земля в пределах исследованной площади обнаружено небольшое проявление битумов; известны проявления и пункты минерализации железа, меди; установлены геохимические и шлиховые ореолы рассеяния, указывающие на возможные проявления серебро-свинцово-цинковой минерализации.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Рассматриваемая площадь листа Т-41—44 включает северную часть Восточно-Баренцевской нефтегазоносной провинции (НГП) и самостоятельные возможно нефтегазоносные области (ВНГО): Адмиралтейско-Приновоземельскую, Земли Франца-Иосифа (ЗФИ), Северо-Карскую и Северо-Сибирского порога. В пределах листа отсутствуют скважины глубокого бурения и месторождения углеводородов. Количественная оценка углеводородного потенциала площади листа Т-41—44 проводилась в соответствии с «Методическим руководством по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России» (2000) с использованием принципа аналогий, предполагающего количественное определение мер сходства между эталонными и расчетными участками.

Представления о геологическом строении осадочного чехла основываются преимущественно на данных сейсмических исследований МОВ ОГТ, интерпретация которых проводится с учетом региональных особенностей корреляция ОГ и сведений о геологическом строении арктических островов. Это позволяет обосновать и охарактеризовать элементы нефтегазогеологического районирования, строение нефтегазоносных комплексов (НГК) и определить плотности прогнозных ресурсов с использованием метода аналогий. В качестве эталонов принимались участки удаленных районов Тимано-Печорской НГП и Восточно-Баренцевской НГП.

Изучение волнового сейсмического поля и структурные построения, проведенные непосредственно при работе по подготовке к изданию листа Т-41—44, позволили уточнить строение осадочного чехла и детализировать схему прогноза нефтегазоносности, разработанную ранее [192, 191, 193, 190, 164]. В целом, площадь листа характеризуется слабой изученностью, что вынуждает весьма осторожно подходить к оценке его прогнозных ресурсов.

В Северо-Карской самостоятельной ВНГО и ВНГО Северо-Сибирского порога имеющиеся данные не позволяют уверенно выделить НГК в осадочном чехле и дать их характеристику. Здесь оценка прогнозных ресурсов дается исходя из предположения о величинах мощностей мезозойской и палеозойской частей осадочного чехла.

В пределах Северо-Карской самостоятельной ВНГО, опираясь на единичные сейсмические профили, можно лишь предположительно сопоставить выделенные сейсмостратиграфические комплексы: рифейско-нижнеордовикский, верхнеордовикско-нижнесилурийский, верхнесилурийско-нижнедевонский, средне-верхнедевонский и каменноугольно-пермский с потенциально нефтегазоносными комплексами.

Выделение НГК в составе осадочного чехла возможно только для Восточно-Баренцевской НГП и граничащих с нею ВНГО ЗФИ и Адмиралтейско-Приновоземельской. Здесь по сейсмическим данным выделяются те же НГК, что и в южной, изученной бурением части провинции: меловой, юрско-барремский, триасовый, верхнепермский, верхнедевонско-нижнепермский и ордовикско-верхнедевонский.

Ордовикско-верхнедевонский НГК. Отложения на большей части листа расположены на недоступных для бурения глубинах (более 7000 м).

В наиболее погруженных частях прогиба Святой Анны глубина залегания кровли комплекса достигает 9—10 км. Лишь в сводовой части поднятия мыса Желания и в самой южной части ступени Геркулеса кровля комплекса (по сейсмическим данным) поднимается до отметок 3500 и 2500 м соответственно. В районе поднятий мощности отложений составляют менее 500 м, тогда как в прогибе Святой Анны возрастают до 2500—3000 м.

Предполагается, по аналогии с разрезами северной части Новой Земли, что комплекс сложен карбонатно-терригенными отложениями, содержащими в своем составе органогенные известняки с первоначально высокими коллекторскими свойствами.

На северо-западном побережье Новой Земли известны прямые признаки нефтеносности нижнедевонских отложений. В районе зал. Иностранцева И. Ф. Пустоваловым еще в 1933 г. было обнаружено проявление жидких углеводородов [101]. Позднее обнажение посещалось геологами института «ВНИИОкеангеология» [169] и описано в отчетах [163].

Проявление связано с пачкой алевритовых сланцев и серовато-коричневых слоистых тонкозернистых известняков быстринской свиты нижнего девона в зоне разлома, где породы смяты в мелкие пологие складки. К ядру одной из таких складок приурочен прослой известняков с маслянистыми пятнами и подтеками жидкого смолистого битума, мощностью 15—20 см и протяженностью 1,5 м. Содержание $C_{орг}$ в известняках составляет 0,57 %, выход битумоида А — 0,11 %.

Установлено, что катагенез органического вещества (ОВ) пород, древнее девонских, из обнажений северной части Новой Земли, соответствует града-

циям АК₃—АК₄. Пористость пород составляет 1—3 %. Породы уже прошли фазы и нефте-, и газообразования, поэтому присутствие жидкой нефти может объясняться только подтоком из менее катагенетически преобразованных отложений, расположенных на шельфе, что косвенно свидетельствует об определенной перспективности последних.

Перспективы нефтегазоносности связаны на шельфе с приподнятой частью поднятия мыса Желания и с южной частью ступени Геркулеса. Преобладающий тип возможных коллекторов порово-трещинный и, реже, трещинно-поровый, что позволяет оценивать ресурсы только как низкие.

На остальной части площади листа отложения ордовикско-верхнедевонского НГК не доступны для глубокого бурения и в качестве перспективных не рассматриваются.

Верхнедевонско-нижнепермский НГК сложен преимущественно карбонатными и терригенными породами. По сравнению с нижележащими отложениями доля карбонатных пород увеличивается. Возможно распространение и рифогенных образований.

Глубины залегания кровли комплекса изменяются от 3000 м в приподнятой части поднятия мыса Желания и в южной части ступени Геркулеса до 8,5 км в наиболее погруженных частях прогиба Святой Анны. Максимальных величин (1500 м) мощности отложений достигают в прогибе Святой Анны и сокращаются до 500—750 м по мере поднятия в сторону мыса Желания и ступени Геркулеса.

Известно [163], что катагенез ОВ отложений моложе девонских в районе севернее мысов Сахарова и Спорый Наволок оценивается грациями МК₄—МК₅. Коллекторы в этих толщах отсутствуют.

Учитывая литолого-фациальную зональность, предполагаемую для девонского—раннепермского времени, на поднятии мыса Желания ожидается распространение карбонатных пластов, которые могут являться низко- и среднеемкими коллекторами.

В связи с большими глубинами залегания верхнедевонско-нижнепермский НГК бесперспективен на большей части площади листа. Прогнозные ресурсы могут быть связаны только с поднятием мыса Желания и южной частью ступени Геркулеса.

Верхнепермский НГК залегает на глубинах от —2000 м до —7000 м. Мощности НГК изменяются от 500 до 3500 м. Максимальные мощности НГК по данным сейсморазведки, наблюдаются в Северо-Новоземельской впадине.

На глубинах, доступных для бурения, находятся отложения верхнепермского НГК поднятия мыса Желания и южной части ступени Геркулеса.

Предполагается, что НГК представлен преимущественно глинистыми отложениями с редкими прослоями алевролитов и песчаников и характеризуется практически полным отсутствием поровых коллекторов.

На большей части площади распространения верхнепермский НГК рассматривается как бесперспективный. Прогнозные ресурсы могут быть связаны только с поднятием мыса Желания и южной частью ступени Геркулеса.

Триасовый НГК. Отложения составляют значительную часть разреза осадочного чехла. Триасовый НГК доступен для бурения на всей площади листа Т-41—44. Мощности НГК изменяются от 1500 м в пределах ВНГО

ЗФИ и Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО до 3000—3500 м в прогибе Святой Анны и в Северо-Новоземельской впадине. Кровля комплекса погружается на глубины от —300 до —2500 м.

Триасовые отложения изучены по материалам глубокого бурения за пределами листа в южной части Баренцева моря, а также в скважинах и обнажениях архипелага ЗФИ. Всего на шельфе российского сектора Баренцева моря триасовые отложения вскрыты и изучены в разрезах 24 скважин, открыто два месторождения.

Триасовый НГК представлен преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми породами, характеризуется наличием высоко- и среднеемких коллекторов и флюидоупоров. По мере погружения коллекторов ухудшаются их фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) и на глубине более 4000 м пористость обычно не превышает 5 %, поэтому индские отложения не представляют интереса на поиски УВ на большей части Восточно-Баренцевской синеклизы и Альбановско-Горбовского порога.

В триасовом НГК имеются собственные нефтегазоматеринские толщи (НГМТ). В разрезах скважин российского сектора Баренцева моря установлено наличие газогенерирующих толщ (кероген III типа), а в разрезах скважин на архипелаге ЗФИ присутствуют глинистые прослои, которые могут рассматриваться как нефтепроизводящие (кероген II типа). На изученной площади шельфа на основе палеогеографических реконструкций предполагается распространение прибрежно-морских и мелководных фаций и появление глинистых прослоев, обогащенных рассеянным органическим веществом (РОВ). Градации катагенеза соответствуют $МК_1$ — $МК_2$ и выше, что свидетельствует о возможности как нефте-, так и газообразования.

Триасовые отложения имеют значительные мощности и широкое распространение. В составе НГК имеются НГМТ, коллекторы и покрышки, что позволяет предполагать в нем аккумуляцию больших по величине ресурсов УВ, чем в нижележащих комплексах.

Юрско-барремский НГК. Отложения представляют собой покровную толщу осадочного чехла, современное распространение которой определяется величиной верхнемелового—кайнозойского апlifта, уничтожившего отложения на большей части ВНГО ЗФИ и Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО.

Мощность юрских отложений увеличивается в сторону Восточно-Баренцевской синеклизы, достигая 1000 м. Отложения представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми породами. Комплекс характеризуется наличием высоко- и среднеемких коллекторов и флюидоупоров.

Залежи газа и газоконденсата открыты в южной части Баренцева моря, как в российском (три месторождения), так и в норвежском (14 месторождений) секторах.

В Альбановско-Горбовской ВНГО и в ВНГО Святой Анны прогнозируется, исходя из палеогеографических построений, увеличение доли мористых обстановок осадконакопления, общее возрастание глинистости юрского разреза. При этом возможна глинизация основного пласта Ю0, перспективного на месторождениях Штокмановско-Лунинского порога, и появление покрышек в нижнеюрской толще, способных удерживать залежи УВ. Возраст продуктивных отложений, таким образом, может быть более древним, чем на известных месторождениях российского сектора.

В целом в пределах Восточно-Баренцевской НГП комплекс характеризуется удачным соотношением в разрезе коллекторов и покрышек. Имеется региональная верхнеюрско-барремская покрышка. Внутри среднеюрской и нижнеюрской толщи развиты также локальные покрышки.

По данным изучения скважин в южных частях Баренцева моря, верхнеюрские отложения содержат сапропелевое ОВ с высоким содержанием $S_{\text{орг}}$ (более 3 %). Катагенез ОВ соответствует стадиям протокатагенеза (ПК) и лишь на отдельных участках — началу мезокатагенеза (МК₁) [191]. Исходя из построений по кровле юрских отложений, можно предположить, что на большей части листа верхнеюрские глины также находятся выше нефтяного окна и не способны к значительной генерации УВ. Несмотря на это, юрско-барремский НГК рассматривается как наиболее перспективный в пределах листа Т-41—44 (табл. 3).

Перспективность НГК уменьшается в районе поднятий (ЗФИ, мыса Желания), где по сейсмическим данным установлено эрозионное срезание глинистой верхнеюрской покрышки, а в сводовых частях поднятий — полное отсутствие отложений юрско-барремского НГК.

Меловой перспективный НГК. Отложения широко распространены на большей части Баренцевского региона. Комплекс в рамках листа объединяет апт-альбские отложения, которые характеризуются неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин. Максимальные мощности (750 м) достигаются в прогибе Святой Анны.

В южной части Баренцева моря в российском секторе при проходке меловой части разреза повсеместно отмечались высокие газопоказания, но промышленных скоплений не обнаружено. В норвежском секторе известны две непромышленные залежи нефти в песчаниках нижнего мела во впадине Хаммерфест.

Малые глубины залегания отложений, а также неудачное соотношение коллекторских и экранирующих толщ не позволяют предполагать в меловом НГК значительных ресурсов УВ. Дополнительным фактором, ухудшающим условия сохранности залежей УВ в осадочном чехле архипелага ЗФИ и на прилегающих участках Восточно-Баренцевского мегапрогиба, является внедрение магматических образований [191].

Меловой перспективный НГК располагает минимальными потенциальными ресурсами на всей площади листа Т-41—44 (табл. 3).

Восточно-Баренцевская НГП

Восточно-Баренцевская НГП на изученной площади охватывает территории Альбановско-Горбовского порога и Восточно-Баренцевской синеклизы, в пределах которых выделены Альбановско-Горбовская ВНГО и ВНГО Святой Анны.

Восточно-Баренцевская НГП характеризуется значительным увеличением мощности осадочного чехла до 14 км, преимущественно за счет увеличения мощностей верхнепермских и триасовых отложений в Северо-Новоземельской впадине и ниже-среднепалеозойских в прогибе Святой Анны. Отложения нижних нефтегазоносных комплексов: ордовикско-верхнедевонского, верхнедевонско-нижнепермского и верхнепермского на большей части НГП погружены на глубины более 7 км и не доступны для бурения.

Прогнозные ресурсы углеводородов территории листа Т-41–44

Состав углеводородов	Нефтегазоносные и перспективные комплексы						Всего
	O–D ₃	D ₃ –P ₁	P ₂	T	J–K ₁ br	K	
Восточно-Баренцевская НГП, самостоятельные ВНГО ЗФИ и Адмиралтейско-Приновоземельская							
Всего УВ, млн т у. т.	<u>50</u> 50	<u>244</u> 164	<u>109</u> 105	<u>396</u> 348	<u>1136</u> 1095	<u>93</u> 80	<u>2028</u> 1842
Нефть, млн т	—	<u>85</u> 25	<u>5</u> 2	<u>60</u> 20	<u>50</u> 15	<u>15</u> 5	<u>215</u> 67
Растворенный газ, млрд м ³	—	<u>14</u> 4	—	<u>9</u> 3	<u>3</u> 0	<u>2</u> 0	<u>28</u> 7
Свободный газ, млрд м ³	50	120	100	320	1070	75	1735
Конденсат, млн т	—	<u>25</u> 15	<u>4</u> 3	<u>7</u> 5	<u>13</u> 10	<u>1</u> 0	<u>50</u> 33
Самостоятельная Северо-Карская ВНГО							
Состав углеводородов	Палеозой			Мезозой			Всего
Всего УВ, млн т у. т.	<u>1210</u> 480			<u>195</u> 140			<u>1405</u> 620
Нефть, млн т	<u>1045</u> 315			<u>80</u> 25			<u>1125</u> 340
Свободный газ, млрд м ³	165			115			280
Самостоятельная ВНГО Северо-Сибирского порога и Западно-Сибирская НГП							
Состав углеводородов	Палеозой			Мезозой			Всего
Всего УВ, млн т у. т.	—			<u>40</u> 40			<u>40</u> 40
Нефть, млн т	—			—			—
Свободный газ, млрд м ³	—			40			40
Всего ресурсов (категория D ₂) по листу Т-41–44:				Геологические – 3473 извлекаемые – 2502 млн т у. т.			

Прогнозные ресурсы Восточно-Баренцевской НГП в пределах листа Т-41–44 оценены в 1711 млн т у. т. Наиболее перспективным является юрско-барремский НГК. К нему приурочено 65 % от общей величины прогнозных ресурсов. В составе ресурсов преобладают газовые (90 %).

Наибольшими перспективами характеризуется Альбановско-Горбовская ВНГО, что определяется, не в последнюю очередь, и ее лучшей изученностью сейсморазведкой. Но и здесь к настоящему времени не выявлены локальные объекты.

В Альбановско-Горбовской ВНГО ожидается отсутствие пласта Ю0, перспективного на Штокмановском месторождении, за счет глинизации разреза, но могут быть развиты более «древние» среднеюрские пласты. Перспективны могут быть и нижнеюрские отложения, в которых предполагается появление глинистых покрышек и создаются условия для экранирования залежей.

ВНГО Святой Анны характеризуется схожим строением верхней части разреза, но ее преобладающее погружение, особенно на современном этапе развития, не способствовало, очевидно, формированию положительных локальных форм, являющихся ловушками УВ, что снижает общую оценку ее перспектив нефтегазоносности относительно Альбановско-Горбовской ВНГО.

Самостоятельная ВНГО поднятия Земли Франца-Иосифа

Площадь листа Т-41—44 охватывает самую юго-восточную часть ВНГО ЗФИ.

Для ВНГО ЗФИ характерно наличие большого количества разломов, пронизывающих всю толщу осадочного чехла. Постмеловой аплифт, сопровождавшийся внедрением магматических расплавов, также не способствовал сохранности залежей. Это позволяет исследователям ЗФИ предполагать возможность существования лишь небольших залежей УВ в ловушках сложного, преимущественно тектонически экранированного типа.

В пределы листа Т-41—44 попадает лишь небольшой фрагмент ВНГО ЗФИ, ресурсы которого оцениваются в 7,16 млн т у. т. Наиболее перспективными здесь являются триасовый и юрско-неокомский НГК.

Адмиралтейско-Приновоземельская самостоятельная ВНГО

Самостоятельная Адмиралтейско-Приновоземельская ВНГО в тектоническом плане соответствует Предновоземельской структурной области. На большей части Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО отсутствуют меловые, юрские, а в сводах поднятий — и верхнетриасовые отложения. Предполагается, что лучшими коллекторами на шельфе могут быть карбонатные породы девона, карбона и нижней перми.

Прогнозные ресурсы Адмиралтейско-Приновоземельской самостоятельной ВНГО оценены в пределах листа в 310 млн т у. т. В составе ресурсов существенна доля нефтяных — 40 %. В пределах ВНГО выявлено семь локальных объектов, среди которых наибольшими ресурсами характеризуется структура Панкратьева. Большая часть прогнозных ресурсов (70 %) приурочена к верхнедевонско-нижнепермскому НГК.

Северо-Карская самостоятельная ВНГО

Самостоятельная Северо-Карская ВНГО является наименее изученной в пределах данного листа. Здесь расположены лишь редкие региональные сейсмические профили, которые показали значительную изменчивость мощностей и позволяют предполагать карбонатно-терригенный состав большей части верхнепротерозойско-палеозойских отложений осадочного чехла.

Мощности осадочного чехла изменяются от 1 км (и менее) на поднятиях до 8—9 км в самых погруженных участках. В строении осадочного чехла предполагается значительное участие палеозойских отложений, что и вынуждает выделять область в качестве самостоятельной, отделенной от Восточно-Баренцевской НПП, в строении осадочного чехла которой существенно преобладают мезозойские отложения.

По мнению многих исследователей [164, 190, 97, 26], строение палеозойских отложений Северо-Карской ВНГО и Северной Земли имеет много общего.

На Северной Земле имеются прямые признаки нефтеносности [109]. Впервые битумопроявления были описаны Самойловичем (1954) на островах Пионер, Длинный архипелага Северная Земля. Б. А. Клубовым (1983, 1979) было установлено, что к западной части архипелага приурочены преимущественно мальты и вязкие асфальты, а к центральной и восточной — кериты и антраксолиты. Выходы жидких битумов приурочены к девонским частям разреза, которые, по мнению Б. А. Клубова (1983), могли служить нефтегенерирующей толщей.

Открытая пористость палеозойских пород на о. Пионер и в западной части о. Октябрьской Революции изменяется в широких пределах (от 0,2 до 21,9 %), но чаще наблюдаются значения 2—5 %. Проницаемость обычно менее 1 мД и лишь в отдельных пластах 43—722,6 мД. Коллекторы выделены в широком возрастном диапазоне пород: это песчаники нижнего ордовика и среднего девона, известняки среднего ордовика и нижнего девона, вторичные доломиты лландовери и трещинно-кавернозные кораллово-строматопоровые известняки венлока. Снизу вверх по разрезу открытая пористость возрастает и достигает максимума в ниже- и среднедевонских отложениях. Раскрытость девонских отложений привела к расформированию и полному уничтожению залежей в палеозойских отложениях архипелага Северная Земля. В акватории Карского моря предполагаются более благоприятные условия для сохранности залежей УВ, что позволяет в целом оценивать ее как среднеперспективную по плотностям прогнозных ресурсов.

В акватории Карского моря, в отличие от территории архипелага Северная Земля, в верхней части разреза осадочного чехла развиты меловые и юрские отложения. По данным сейсморазведки можно предполагать наличие триасовых и верхнепермских отложений. Эти отложения характеризуются крайне ограниченными ресурсами, главным образом в связи с предполагаемым отсутствием региональных покровов.

Основные ресурсы Северо-Карской ВНГО предполагаются в палеозойских отложениях (табл. 3), с которыми связано 86 % ресурсов. Всего ресурсы Северо-Карской ВНГО в пределах листа составляют 1405 млн т у. т. В составе ресурсов прогнозируется преобладание нефтяных (80 %).

Самостоятельная ВНГО Северо-Сибирского порога

По результатам сейсморазведочных и сейсмоакустических исследований в составе Северо-Сибирского порога уверенно выделяется Новоземельско-Таймырский выступ и зоны краевых ступеней.

Осадочный чехол ступеней сложен преимущественно меловыми и юрскими отложениями. В пределах выступа мощность осадочного чехла составляет менее 1 км, что позволяет считать его бесперспективным в нефтегазовом отношении. Зоны краевых ступеней характеризуются мощностями от 1 до 2 км, что позволяет предполагать минимальные плотности ресурсов.

Прогнозные ресурсы ВНГО Северо-Сибирского порога в пределах листа Т-41—44 оценены в 40 млн т у. т. В составе ресурсов преобладают газовые (90 %).

В самом юго-западном углу листа Т-41—44 его граница захватывает фрагмент Западно-Сибирской НГП, относящийся к Западно-Карской НГО. Площадь фрагмента всего 145 км², прогнозные ресурсы 0,730 млн т у. т.

Общая величина прогнозных ресурсов листа Т-41—44 оценивается в 3473 млн т у. т (табл. 3). Все ресурсы оценены по категории Д₂. Большую часть ресурсов (59 %) составляет свободный газ (рис. 19). Наиболее перспективным, в целом, является юрско-барремский НГК Восточно-Баренцевской НГП, содержащий 33 % от общей величины ресурсов листа. Существенные ресурсы предполагаются в палеозойских отложениях Северо-Карской ВНГО (35 %).

Невысокая в целом величина и плотность ресурсов определяется низкой изученностью сейсморазведкой и отсутствием скважин глубокого бурения в пределах листа, что не позволяет уверенно судить о строении НГК и надежно проводить аналогию с известными нефтегазовыми объектами в южной части Баренцева моря и Тимано-Печорской провинции.

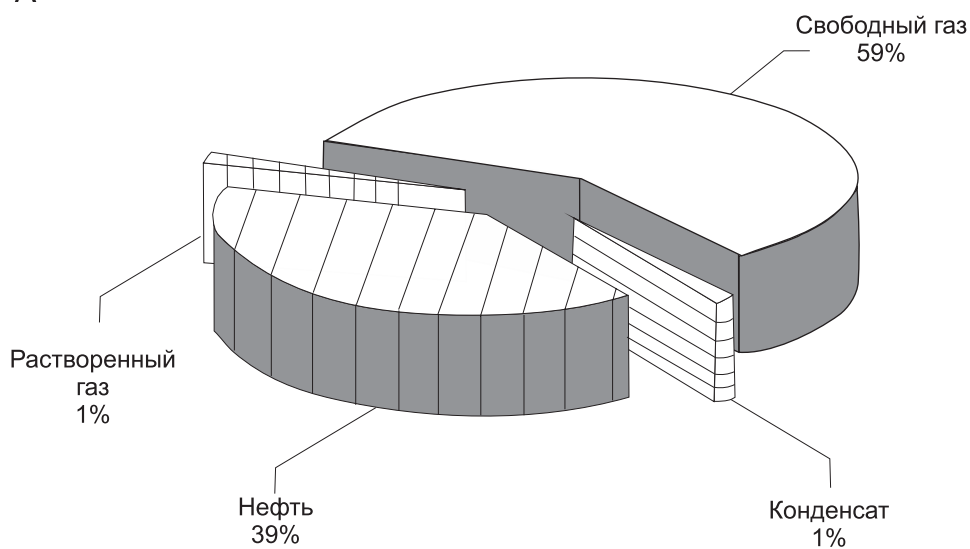
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Железо. Осадочные рудопроявления железа были обнаружены в 1953 г. при проведении геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 на побережье Карского моря [175]. Позднее, в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [163] было уточнено стратиграфическое положение, изучено строение, состав и распределение рудоносных горизонтов на площади.

Все выявленные рудопроявления и пункты минерализации железа локализируются в спокойнинской свите нижнего карбона, рудоносной на протяжении 40 км от зал. Ледяная Гавань до ледника Розе. Наиболее представительным является разрез рудоносных отложений в среднем течении р. Спокойная, где находится рудопоявление Fe-1. В составе спокойнинской свиты здесь выделяются две продуктивные пачки — нижняя, мощностью 32 м и верхняя, мощностью 21 м. Обе пачки сложены пестроцветными водорослевыми и органогенно-обломочными известняками, известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и железисто-карбонатными породами. Последние имеют мощность от 1 до 10,5 м и, кроме карбонатного материала, содержат железистые оолиты в количестве от 10—20 до 80—90 %.

Обогащенные железистыми минералами породы представляют собой гематитизированные и пропитанные гидроокислами железа криноидные

А



Б

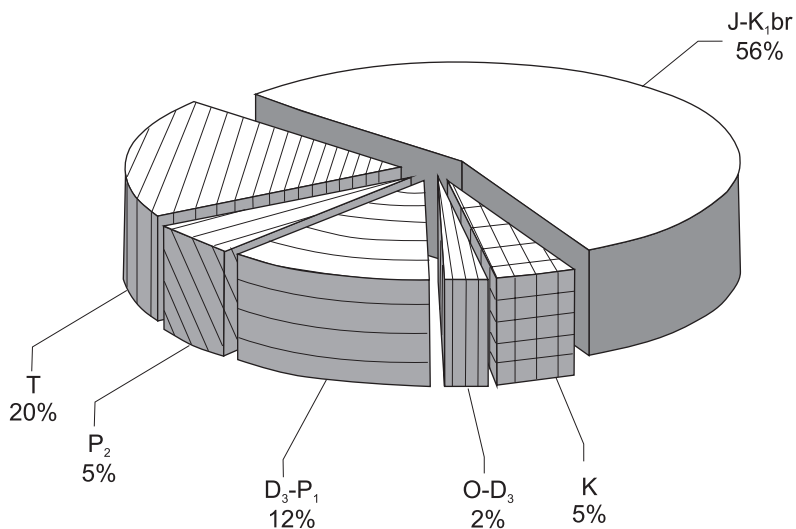


Рис. 19. Распределение прогнозных ресурсов углеводородов: А — по фазовому составу (в целом для листа Т-41–44); Б — по нефтегазоносным комплексам (для Восточно-Баренцевской НГП, самостоятельных ВНГО: Земли Франца-Иосифа и Приновоземельской). Составила К. Г. Вискунова.

известняки и биокалькаренины, состоящие из обломков криноидей, мшанок и раковин фораминифер с небольшой (от 5 до 10—15 %) примесью зерен кварца алевритовой размерности. Гематит, как правило, замещает обломки фауны, реже цементирует их. В некоторых оолитах, наряду с гематитом, наблюдается шамозит. Общее количество рудных минералов изменяется от 5—10 до 60—80 %. Содержание железа, по данным химического анализа штучных проб, колеблется от 16,64 до 40,53 %.

Пласты оолитовых железисто-карбонатных пород прослежены по простиранию на 10 км и имеют линзовидное строение. По мере удаления от р. Спокойная происходит постепенный переход от относительно богатых железистыми минералами пород к оолитовым известнякам с очень низким (несколько процентов) их содержанием.

По условиям локализации, характеру и составу остальные проявления железа (Fe-2, Fe-3) аналогичны описанному. По размерам выделяется рудопроявление Fe-2, расположенное в 12 км к северо-западу от мыса Спорый Наволок, где продуктивная пачка прослеживается по элювиально-делювиальным развалам на 2,5 км при ширине около 50 м. Она залегает в нижней части разреза спокойнинской свиты нижнего карбона и представлена горизонтом оолитовых железисто-карбонатных пород. Содержание железистых оолитов в породах достигает 70 %.

Железорудные проявления имеют осадочное происхождение в условиях морского мелководья. Они могут быть отнесены к сидерит-шамозит-гидрогетитовой (оолитовой) железорудной формации [106]. Однако из-за сильной изменчивости состава, невыдержанности «рудных» горизонтов по простиранию и низким содержаниям железа описанные рудопроявления не могут иметь практического значения.

Марганец. Среди аргиллитов медвежинской свиты позднекаменноугольного—раннепермского возраста наблюдаются редкие прослои и линзы кремнисто-карбонатных пород, содержащих, по данным химического анализа двух штучных проб, 5,37 и 14,98 % железа и, соответственно, 2,44 и 4,04 % марганца. Эти образования по положению в разрезе, морфологии и некоторым особенностям состава похожи на широко распространенные на архипелаге Новая Земля марганецсодержащие кремнисто-родохрозитовые породы и карбонатные марганцевые руды [181], отличаясь по консистенции и соотношению полезных компонентов. Судя по характеру фациальной изменчивости отложений карбона и перми, они возникли на периферии зоны преимущественно марганцевой седиментации вблизи северной границы крупного марганценосного бассейна.

Медь. В пределах рассматриваемой территории обнаружено три пункта минерализации, геохимические аномалии и шлиховой ореол рассеяния меди. Все пункты медной минерализации являются гидротермальными образованиями. Они контролируются разрывными нарушениями и связаны с кварцевыми прожилками в терригенных и карбонатных толщах нижнего и среднего палеозоя. Зона развития кварцевых прожилков с вкрапленностью и мелкими (1—3 см в поперечнике) гнездами пирита, халькопирита и гематита обнаружена в пачке глинистых сланцев и доломитов менделеевской свиты нижнего—среднего кембрия вблизи ледника Велькена (пункт Cu-1). Мощности зоны оруденения — 3 м, протяженность — 15 м. В остальных случаях

вторичные минералы меди наблюдались в зальбандах маломощных (0,5—1 см) кварцевых прожилков с вкрапленной пиритовой минерализацией.

Геохимические аномалии меди установлены в терригенных породах позднего протерозоя—раннего кембрия у ледника Анучина (Cu-2) и в породах ордовика в верховьях р. Гришина Шара и на р. Снежная. На побережье Карского моря западнее устья р. Спокойная по данным шлихового опробования выделяется ореол рассеяния меди и цинка. Этот ореол свидетельствует, наряду с единичными знаками халькопирита в отдельных шлиховых пробах из аллювия рек Снежная, Овражистая, Быстрая и др., о наличии зон оруденения, скрытых под ледниковым покровом или вблизи его, не обнаруженных при проведении геологосъемочных работ.

На р. Широкая и др. установлены шлиховые ореолы рассеяния галенита, иногда со сфалеритом. Количество галенита в шлихах измеряется единичными знаками.

Цинк. Сфалерит является очень распространенным шлихообразующим минералом. Он установлен в большей части проб из русловых отложений. Количество его в шлихах иногда превышает 100 знаков. Шлиховые ореолы рассеяния сфалерита выявлены в западной и северо-восточной частях описываемой территории, по периферии ледникового покрова. Они могут быть связаны с рудопроявлениями, которые находятся в зоне экзарации или эродируются водными потоками, стекающими из-под ледника. Характерно, что помимо сфалерита в шлихах нередко обнаруживаются сульфиды меди и свинца.

Помимо шлиховых ореолов рассеяния обнаружено несколько геохимических аномалий цинка, большая часть из которых связана с породами силура.

Серебро образует геохимическую аномалию в породах анненской свиты нижнего силура на р. Глубокая. Повышенные содержания серебра установлены также в отдельных геохимических пробах из русловых отложений р. Широкая и ручьев, впадающих в Карское море вблизи мыса Миддендорфа и зал. Течений.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия района изучены преимущественно по косвенным данным, в региональном плане, с привлечением геолого-геофизических материалов по соседним участкам и прилегающей суше. Предлагаемое гидрогеологическое районирование площади листа основано на идеях Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, М. М. Василевского [47, 119], отраженных впервые на «Карте основных типов гидрогеологических структур» масштаба 1 : 7 500 000 [46, 9]. Позднее контуры гидрогеологических бассейнов были уточнены Я. В. Неизвестновым [89], а в 1998 г. подготовлена структурно-гидрогеологическая схема Западно-Арктического шельфа России [167, 33], базирующаяся на современном уровне знаний о строении региона.

Наибольшую часть рассматриваемой площади занимает Баренцево-Карская артезианская область, ограниченная с северо-запада гидрогеологическим адмассивом Земли Франца-Иосифа. В южной (юго-западной) части района располагается северное окончание Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой области с прилегающим Предновоземельским артезианским бассейном (рис. 20).

БАРЕНЦЕВО-КАРСКАЯ АРТЕЗИАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

На площади листа Баренцево-Карская артезианская область (I) разделяется на два бассейна первого порядка, существенно различающихся по своим гидрогеологическим условиям: Восточно-Баренцевоморский (I_1) и Северо-Карскоморский (I_2).

Восточно-Баренцевоморский артезианский бассейн (I_1)

Бассейн состоит из трех, в разной степени развитых на рассматриваемой площади, гидрогеологических этажей, нижний из которых, представленный комплексами фундамента, содержит, по всей видимости, лишь незначительные скопления рассольных подземных вод трещинно-жильного типа.

Карбонатные и терригенные отложения среднего этажа (PZ—T) мощностью от 2—2,5 до 7—8,5 км образуют водоносные комплексы, содержащие преимущественно трещинно-пластовые скопления слаборассольных вод. Верхний гидрогеологический этаж, сложенный преимущественно терригенными отложениями мезозойского и кайнозойского возраста мощностью свыше 2000 м, представлен гидрогеологическими комплексами с порово-пластовыми и порово-трещинно-пластовыми скоплениями соленых вод. Пресные

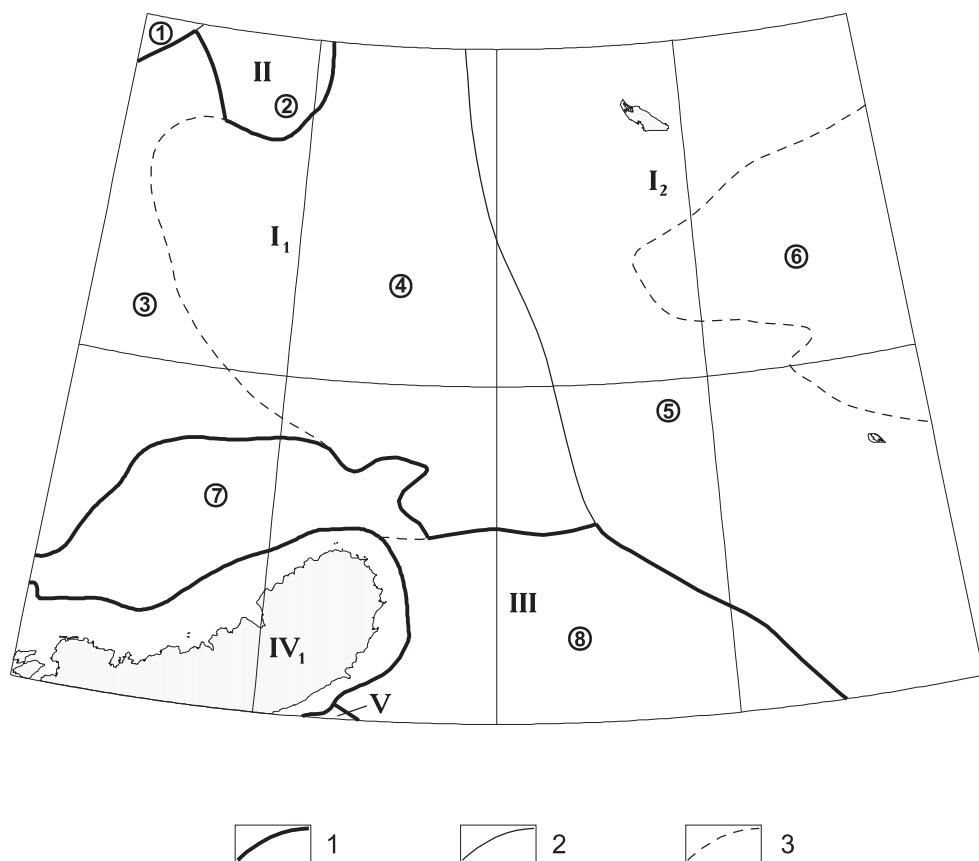


Рис. 20. Структурно-гидрогеологическая схема района. Составил С. А. Козлов. Компьютерное оформление Е. В. Кравченко.

I – границы гидрогеологических складчатых областей; *2* – границы артезианских бассейнов; *3* – границы гидрогеологических районов.

Гидрогеологические структуры: *I* – Баренцево-Карская артезианская область (*I*₁ – Восточно-Баренцевоморский артезианский бассейн, *I*₂ – Северо-Карскоморский артезианский бассейн), *II* – Земли Франца-Иосифа гидрогеологический адмассив, *III* – Предновоземельский артезианский бассейн, *IV* – Урало-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область (*IV*₁ – Северо-Новоземельский гидрогеологический адмассив), *V* – Южно-Карский артезианский бассейн. Цифры в кружках – гидрогеологические районы: 1 – Сальмский, 2 – Восточно-Вильчековский, 3 – Альбановско-Горбовский, 4 – желоба Святой Анны, 5 – Центрально-Карский, 6 – Восточно-Карский, 7 – мыса Желания, 8 – Северо-Сибирский.

воды в пределах Восточно-Баренцевоморского артезианского бассейна отсутствуют.

Восточно-Баренцевоморский артезианский бассейн, исходя из геолого-структурных предпосылок, на площади листа подразделяется на гидрогеологические районы: Альбановско-Горбовский, приуроченный к одноименному порогу, и желоба святой Анны. Согласно геофизическим данным, в Альбановско-Горбовском гидрогеологическом районе мощность водоносных комплексов среднего гидрогеологического этажа достигает 7—8,5 км, а верхнего — 1,5—2 км.

Гидрогеологический район желоба святой Анны отделен от Альбановско-Горбовского района серией глубинных тектонических нарушений, прослеживающихся на уровне среднего и верхнего гидрогеологических этажей практически по всей границе. При этом мощность отложений среднего гидрогеологического этажа, по всей видимости, близка к мощности аналогичного этажа соседнего гидрогеологического района, составляя 8—9 км. Мощность верхнего этажа варьирует, достигая максимума (2,5—3 км) в осевой части желоба.

Северо-Карскоморский артезианский бассейн (I_2)

Бассейн представлен в основном тремя гидрогеологическими этажами. Нижний этаж, включающий фундамент бассейна и рифейско-нижнепалеозойские комплексы осадочного чехла, залегает на глубине 3—7 км. Промежуточный этаж мощностью от 2 до 5 км, сложенный карбонатными и карбонатно-терригенными формациями среднего и верхнего палеозоя, содержит карстово-пластовые и трещинно-пластовые скопления рассольных вод. Верхний гидрогеологический этаж, сложенный мезозойскими терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями, состоит из водоносных комплексов с порово-пластовыми, трещинно-порово-пластовыми и трещинно-пластовыми скоплениями соленых и слабосоленых подземных вод.

На площади листа в рамках Северо-Карскоморского артезианского бассейна выделяются Восточно-Карский и Центрально-Карский гидрогеологические районы. Восточно-Карский гидрогеологический район приурочен к одноименной зоне прогибов и состоит из ряда прогибов и седловин. Район имеет весьма сложное гидрогеологическое строение, обусловленное перепадами мощности осадочного чехла от 4—5 до 7—8,5 км [26]. Мощность верхнего гидрогеологического этажа не превышает 1,5 км.

Структура Центрально-Карского гидрогеологического района представлена цепью поднятий, простирающихся с юга на север. В сводовых частях поднятий второй гидрогеологический этаж редуцирован, местами выклинивается, а мощность верхнего этажа может составлять 1,5—2 км. На островах района (Уединения, Визе), сложенных меловыми терригенными толщами видимой мощностью около 150 м и частично перекрытых маломощными отложениями позднего кайнозоя, пресные подземные воды практически отсутствуют, характерны подмерзлотные криопэги.

ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АДМАССИВ

Расположенный на северо-западе площади листа небольшой фрагмент гидрогеологического адмассива Земли Франца-Иосифа (II) характеризуется весьма высокой, как и все поднятие ЗФИ, неотектонической раздробленностью и широким развитием гипабиссального и эффузивного основного вулканизма, сложен в основном двумя гидрогеологическими этажами (исключая редкие трещинно-жильные скопления вод фундамента).

Нижний гидрогеологический этаж, по данным бурения на архипелаге ЗФИ, представлен мезозойскими, преимущественно терригенными, отложениями общей мощностью не менее 3,5 км: аргиллитами, алевролитами, песчаниками триаса—валанжина [36]. Почти вся толща нижнего триаса состоит из гидрослюдистых черных аргиллитов; породы среднего триаса, хорошо изученные в трех параметрических скважинах на островах Земли Франца-Иосифа, сложены преимущественно темно-серыми и черными битуминозными аргиллитами; доля глинистых пород в разрезе среднего триаса составляет в среднем около 75 % [11]. Фильтрационно-емкостные свойства нижнего этажа в целом очень низкие, за исключением терригенных пород отдельных горизонтов разреза среднего, верхнего триаса и нижней юры могут содержать пласты мощностью до 40—50 м с повышенной пористостью (более 15 %) и водами рассольного типа.

Верхний гидрогеологический этаж мощностью свыше 500 м сложен преимущественно терригенно-вулканогенными готерив-альбскими отложениями и развитыми фрагментарно маломощными (до 10 м) терригенными отложениями кайнозоя. По данным сейсморазведки в юго-восточной части адмассива, полная мощность надбазальтовых отложений в этом районе может достигать 150 м [59]. Породы сильно дислоцированы неотектоническими блоковыми подвижками, поэтому пространственная связь различных гидрогеологических горизонтов этажа и поверхности морского дна определяется преимущественно морской солевой состав грунтовых вод.

Толще вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нижнего мела присущи поры, каверны, разветвленная система трещин, определяющие трещинно-порово-кавернозный характер коллекторов, среди которых ожидаемые мощности пластов с повышенной пористостью могут достигать 25—30 м. Коэффициенты фильтрации водоносных горизонтов нижнего мела колеблются в широких пределах: массивные базальты (водоупор) — 10^{-5} м/сут, миндалекаменные базальты (на глубине 100—114 м) — 10^{-2} м/сут, кавернозные пористые базальты — 10^1 — 10^2 м/сут [176]. Для подземных вод может быть характерно повышенное содержание CO_2 , вплоть до 500 мг/л и выше. Углекислый характер отдельных водоносных комплексов верхнего гидрогеологического этажа определяется возможностью метаморфического разложения карбонатсодержащих пород и дегазацией глубинных зон земной коры.

На площади листа выделяются Сальмский и Восточно-Вильчековский гидрогеологические районы. Для Сальмского гидрогеологического района характерна существенно меньшая мощность нижнего гидрогеологического этажа, не более 5—6 км [26], по сравнению с Восточно-Вильчековским районом, при весьма незначительном присутствии вулканогенных образований верхнего гидрогеологического этажа.

ПРЕДНОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Предновоземельский артезианский бассейн (III) расположен на стыке Баренцево-Карской артезианской области и Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой области, что определяет существенную роль разрывных нарушений, прослеживающихся практически на всю мощность осадочного чехла (кроме самых верхних горизонтов) в формировании гидрогеологических условий [6]. На площади листа расположены гидрогеологические районы Мыса Желания и Северо-Сибирский.

В гидрогеологическом районе Мыса Желания выше трещинно-жильных вод раннерифейского фундамента расположены преимущественно низкопористые (до 13 %) и слабопроницаемые отложения среднего гидрогеологического этажа. Воды ордовикско—триасовых отложений этажа преимущественно пластово-трещинного типа, их особенности вызваны сложным характером преимущественно сквозных разломов, обеспечивающих активную гидродинамическую связь водоносных комплексов. Минерализация вод колеблется в небольшом диапазоне 35—60 г/кг, имеет хлоридный натриевый и сульфатно-хлоридный магниевый-натриевый состав. Можно прогнозировать развитие надежного водоупора, связанного с черными аргиллитами нижней перми общей мощностью свыше 60 м. Такие аргиллиты, по всей видимости, перекрывают трещиновато-кавернозные известняки карбона, содержащие воды со сверхгидростатическими пластовыми давлениями. Верхний гидрогеологический этаж, сложенный юрско-кайнозойскими отложениями, развит слабо и неповсеместно.

О гидрогеологическом строении Северо-Сибирского гидрогеологического района Предновоземельского артезианского бассейна можно судить лишь по косвенным данным. По всей видимости, нижний гидрогеологический этаж сложен складчатыми образованиями, подвергшимися киммерийским деформациям. С севера на него налегают палеозойско-мезозойские комплексы чехла Карской плиты, а с юга — юрско-меловые отложения Южно-Карской впадины [92]. Можно предположить, что существенную роль в формировании гидрогеологических условий осадочного чехла Северо-Сибирского гидрогеологического района играют разрывные нарушения, что характерно для всего артезианского бассейна.

УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Для представленного на листе участка Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой области (IV) — Северо-Новоземельского гидрогеологического адмассива (IV₁) характерно двухэтажное гидрогеологическое строение. Нижний гидрогеологический этаж сложен метаморфизованными массивными, интенсивно дислоцированными вулканогенно-терригенными образованиями верхнепротерозойского возраста с весьма незначительными скоплениями рассольных трещинно-жильных вод. Верхний этаж сложен палеозойско-триасовыми карбонатными, терригенными, в меньшей степени — вулканогенно-терригенными отложениями с преимущественно трещинно-жильными скоплениями подземных вод различного состава и минерализа-

ции. Максимальные значения пористости (7—8 %) зафиксированы лишь в единичных образцах верхнепермских и триасовых алевролито-песчаников. В среднем пористость как карбонатных, так и терригенных разностей пород не превышает 1—3 % при проницаемости до 0,1 мД [6].

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. отм. — 6,1 м), понижения 50,65 м, дебит 1,98 л/с. Средний коэффициент проницаемости водоносной толщи составляет 1—4 мД, увеличиваясь в трещиноватых зонах до нескольких сотен мД; пористость кавернозных известняков — 3,5—4 %. Содержание (мг/л): брома — 410,2, йода — 4,23, растворенных органических веществ — 4,5—4,6.

Характерно преимущественное распространение подмерзлотных трещинно-жильных, пластово-трещинных и карстово-трещинных вод, представленных на прибрежной равнине рассолами вымораживания морского типа с минерализацией 40—191 г/л [24] и распространенных на относительно небольшой глубине в пределах криолитозоны. При этом состав рассолов мало зависит от характера вмещающих пород; минерализация интенсивно увеличивается с глубиной. Межмерзлотные воды могут быть представлены водами редких сквозных подошвенных таликов.

Значительная часть описываемой площади представлена зоной покровного оледенения, где дочетвертичные породы погребены под ледником, за исключением отдельных небольших «оазисов» и «нунатаков» [50], сложенных магматическими образованиями. Мощность ледника в центральной части составляет 300—500 м, в периферийной — до 300 м [63], что, при определенных условиях (геотермический градиент в толще ледникового льда $g_1 = 1^\circ\text{C}/100\text{ м}$; мощность льда — более 400 м), позволяет предполагать локальное распространение под ним пресных подземных вод (с минерализацией около 20—40 мг/л), подстилаемых породами с криопэгами. Подледниковые водоносные горизонты могут подпитываться талыми и дождевыми водами поверхности ледника по глубоким трещинам в его толще. Ручьи, образующиеся на поверхности ледника, обладают расходом до 500—1000 л/с [176].

Надмерзлотные воды образуют в сезонноталом слое маломощные (не более 1,5 м) линзы, существующие 1—3 месяца. Воды пресные, с минерализацией 60—210 мг/л, гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевые.

На шельфе гидрогеологической складчатой области распространены преимущественно подмерзлотные воды трещинно-жильного и пластово-трещинного, реже — трещинно-карстового типов. Подземные воды имеют морской тип минерализации и состава; воды — напорные, с высотой напора, часто превышающей уровень моря. Подмерзлотные, часто напорные, воды преимущественно трещинно-жильного и пластово-трещинного типа имеют дебит при самоизливе около 0,06 м³/ч.

ЮЖНО-КАРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Южно-Карский артезианский бассейн (V) на рассматриваемой площади представлен окончанием северного края Западно-Сибирской артезианской области. В разрезе артезианского бассейна выделяются три гидрогеологических этажа: нижний, сложенный метаморфизованными образованиями архея—протерозоя и дислоцированными породами палеозоя; средний, образованный эффузивно-осадочной терригенной толщей триаса—юры; верхний, представленный меловыми—кайнозойскими терригенными породами. На рассматриваемой площади находится северная оконечность Приновоземельского гидрогеологического района, приуроченного к одноименной моноклинали.

Нижний гидрогеологический этаж слагают кристаллические сланцы, кварциты, известняки, доломиты, песчаники, аргиллиты, базальты, характеризующиеся трещинно-жильным типом скопления подземных вод, минерализация которых не превышает 25 г/л [177]. Наиболее водообильны трещиноватые известняки и кавернозные доломиты (прогнозируемые дебиты скважин 34—77 м³/сут). Средний гидрогеологический этаж выражен в виде сплошного эффузивно-осадочного терригенного чехла значительной мощности. Скопления подземных вод — преимущественно трещинно-пластового, пластово-трещинного и трещинно-жильного типов, как правило, с весьма низкими удельными дебитами скважин. Воды гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией до 50 г/л.

Верхний гидрогеологический этаж представлен терригенными породами мелового и кайнозойского возраста — аргиллитами, алевролитами, глинами, песчаниками, характеризующимися порово-пластовыми, трещинно-пластовыми и пластово-поровыми типами скоплений подземных вод.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Основными источниками информации при изучении геоэкологической обстановки в акватории листа Т-41—44 послужили материалы, полученные при проведении комплексных геоэкологических работ на НИС «Академик Карпинский» (1991 г.) и «Геолог Ферсман» (1992 г.). Были использованы также результаты аналитических определений на радионуклиды (МАГЭ, НИС «Геофизик», 2002—2004 гг.). Привлекались и все доступные нам картографические обобщения и иные сведения из печатных и фондовых источников за предшествующие годы [41, 42, 78, 79, 136, 56].

Следует, однако, подчеркнуть, что в работах последних лет рассматривается распределение тяжелых металлов, радионуклидов, биогенных компонентов, нефтяные загрязнения, в то время как главные и наиболее опасные сугубо техногенные поллютанты — хлорорганические соединения (ГХЦГ, ПХБ, ДДТ и др.) — изучались только в ходе геоэкологических рейсов 1991—1992 гг.

На акватории листа и в прилегающих районах имеется 25 станций геоэкологических наблюдений. При этом все пункты расположены в западной части акватории, что и отражено на геоэкологической схеме. О возможном техногенном влиянии на востоке можно судить лишь предположительно на основании геоморфологических, литологических и гидрогеологических характеристик акватории. Объемы и виды анализов указаны в табл. 4. Методики определений различных компонентов подробно рассмотрены в работах В. И. Гуревича (1990, 2002, 1993), Методических указаниях (1990) и в справочной литературе. Результаты работ по изучению макробентоса изложены ниже в разделе «Гидробиологические исследования...»

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Изученная акватория расположена на севере Карского и, частично, Баренцева моря вдали от районов активного судоходства, рыболовства и площадей нефтяного бурения. В пределах листа практически отсутствует суша, за исключением северо-восточной оконечности Северного острова архипелага Новая Земля. Таким образом, возможное антропогенное воздействие на придонные среды акватории минимально. Кроме того, господствующие здесь холодные арктические течения из Северного Ледовитого океана действуют как природный очищающий фактор. Однако вероятность техногенных загрязнений все же существует, в первую очередь — за счет привноса поллютантов морскими течениями из Атлантики. Влияние этих течений, как показал В. И. Гуревич (2002), ощущается на расстоянии 1000—1500 км от аномало-

Состав лабораторных исследований

Наименование анализов	Придонная среда	Число проб
Количественное определение тяжелых металлов (Ni, Zn, Co, Pb, Cu, Cd, Fe, Mn, Hg, Sn) методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии	Осадок	25
Количественное определение элементов на спектрометре SPARK-1 (Cu, Ni, Zn, Co, Pb, Mn, Fe, Cr, V, Ti, As)	Осадок	25
Спектральный приближенно-количественный анализ на 27 элементов	Осадок	48
Определение фенолов, нефтяных и ароматических углеводородов, C _{орг}	Осадок	25
Определение органических поллютантов (α - и γ -ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Осадок	25
Определение биогенных компонентов (NO ₃ , NO ₂ , PO ₄ , P _{общ} , SiO ₂ аморф. и пр.)	Осадок	25
Химический анализ солянокислых и содовых вытяжек	Осадок	25
Количественное определение U	Осадок	18
Определение активности радионуклидов (Cs ¹³⁷ , Th ²²⁸ , Ra ²²⁶ , K ⁴⁰)	Осадок	72 и 54
Количественное определение тяжелых металлов (Ni, Zn, Co, Pb, Cu, Cd, Fe, Mn, Sn)	Вода	13
Определение основных гидрохимических параметров и биогенов (СПАВ, SiO ₂ и др.)	Вода	25
Определение органических поллютантов (Σ ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Вода	12
Определение фенолов, НУ, ПАУ	Вода	12

образующего объекта. Кроме того, в летнее время, когда тают льды, значительно увеличивается речной сток из рек Обь и Енисей, в состав которого могут поступать загрязнители как природного, так и техногенного происхождения. Речные воды также распространяются далеко на север [74]. Вероятно, тяжелые металлы попадают в акваторию и при абразии берегов Северного острова Новой Земли, куда протягивается с юга Пахтусовская медно-полиметаллическая зона [163], и при размыве пород морского дна, а также — воздушным путем в составе промышленных дымов.

Для оценки степени загрязненности или, напротив, чистоты донных осадков и придонных вод региона мы выполнили сравнение фоновых содержаний большого числа компонентов с фоновыми по смежному листу Т-37—40 и с рассчитанными В. И. Гуревичем средними (кларковыми) значениями для всего Западно-Арктического шельфа (табл. 5). Классификация типов поллютантов также приводится по работе В. И. Гуревича (2002).

Загрязнение акватории тяжелыми металлами

Тяжелые металлы являются естественными компонентами морских донных отложений и придонных вод и, в то же время, относятся к числу наиболее опасных и распространенных загрязнителей в тех районах, где их природный цикл нарушается деятельностью человека.

По данным количественных анализов были оценены статистические параметры распределений комплекса тяжелых металлов и мышьяка в придонных средах акватории (табл. 5).

По причине того, что подавляющее большинство тяжелых металлов и техногенных загрязнителей не образуют в донных осадках и придонной воде изученной части листа Т-41—44 высококонтрастных аномалий, мы понизили уровень контрастности аномалий до двух стандартов. С одной стороны, это позволило выявить компоненты, которые все же проявляют тенденцию к концентрированию, а с другой — определить те геоморфологические области, к которым приурочены аномалии.

Максимальные количества никеля (88 мкг/г) отмечены в алевритовых пелитах на юго-западе террасы Геркулеса (см. орографическую схему), вторая аномалия расположена вблизи о. Северный архипелага Новая Земля на границе Северо-Сибирского порога и Восточно-Новоземельского желоба. Она также связана с алевритовыми пелитами и подтверждается контрастностью аномалий по воде (0,2 мкг/л при фоновом значении 0,07 мкг/л).

Вообще, в более мелководной южной части региона отмечены контрастные и слабоконтрастные аномалии для целого ряда металлов. Цепочка ореолов по свинцу с ураганными концентрациями, достигающими 277 мкг/г в осадке (что больше 5 стандартов) и 0,7 мкг/л в воде при фоне 0,17 мкг/л, протягивается от террасы Геркулеса на юг к Обь-Енисейской ступени. Эта аномалия продолжается на соседний лист S-41—43 и сопровождается максимальными для рассматриваемого региона, хотя в целом и невысокими, содержаниями кобальта, олова и марганца в придонной воде и повышенной концентрацией цинка — в осадке.

На рассматриваемой акватории цинк образует в придонных средах еще несколько контрастных одноточечных аномалий на северо-западе и юго-западе, которые продолжаются на смежном с запада листе Т-37—40. Максимальное для акватории ураганное количество цинка в придонной воде (18,4 мкг/л при фоновом значении 8,4 мкг/л) зафиксировано на западном борту желоба Святой Анны. Еще несколько одноточечных аномалий по другим тяжелым металлам отмечено на геоэкологической схеме.

На фоне такого хаотичного распределения большинства металлов выделяются ванадий и мышьяк. Ураганные содержания этих элементов (333 мкг/г — V и 194 мкг/г — As), максимальные для всего Западно-Арктического шельфа, отмечены на северо-западе планшета, на границе с соседним листом Т-37—40 и приурочены к пелитам глубоководного (более 300 м) участка Сальмского желоба. Предположительно, породы, слагающие острова архипелага ЗФИ, являются источниками ванадия и мышьяка, которые могут присутствовать в некоторых минералах в качестве изоморфной примеси. Этот совместный ореол, быстро теряющий свою контрастность, протягивается на юг по направлению изобат в желобе Святой Анны и исчезает, приближаясь к плато Литке.

Таблица 5

Содержание тяжелых металлов и мышьяка в придонных средах

Элемент	Число проб	Закон распределения	Содержание							Кларковые содержания ³⁾	ПДК для морских водоемов и почв
			В акватории листа Т-41–44				Западно–Арктический шельф ¹⁾		Фоновое для листа Т-37–40 ²⁾		
			min	max	медиана	аномальное	медиана	аномальное			
Донные осадки, мкг/г											
Zn	25	Н	37	144	103	134	52	130	95	80	> 400 ⁴⁾ ; 23,0 ⁵⁾
Co	25	ЛН	3	41	17	43,5	8,2	31,2	24	10; 20	5,0 ⁵⁾
Ni	25	Н	12	88	45	68	22	50	50	58; 95	> 100 ⁴⁾ ; 4,0 ⁵⁾
Cu	20	ЛН	44	220	110	260	35	86,4	60	30; 57	> 400 ⁴⁾ ; 3,0 ⁵⁾
Pb	25	ЛН	8	277	32	54	13	141,6	—	20	> 200 ⁴⁾
V	20	Н	98	333	163	280	103	265	180	80; 130	150 ⁵⁾
Cr	20	Н	60	110	87	113	70	102	88	83; 100	—
Hg	18	Н	0,003	0,088	0,017	0,055	0,017	0,26	0,02	0,9	0,015 ⁴⁾ ; 0,021 ⁵⁾
Cd	18	Н	1	11	5,4	10,6	2,5	11,5	—	—	—
As	20	Н	15	194	25	80	11	79	40	6,6	2,0 ⁵⁾
Придонная вода, мкг/л											
Zn	13	Н	He обн.	18,4	1,20	8,4	1,8	16,2	2,5	10	50 ⁶⁾

Ni	3	ЛН	Не обн.	0,2	0,07 ср. арифм.	0,2	0,06	0,44	0,04	2	10 ⁶⁾
Cu	13	ЛН	Не обн.	25	0,55	2,3	0,12	1,7	0,5	3	5 ⁶⁾
Pb	13	Н	Не обн.	0,7	0,17	0,63	0,12	0,88	0,3	0,03	10 ⁶⁾
Co	13	–	Не обн.	0,05	0,01 ср. арифм.	0,045	–	–	–	0,5	5 ⁶⁾

Примечание. Законы распределения: Н – нормальный; ЛН – логарифмически-нормальный. Аномальные содержания соответствуют 95 %-ной квантили накопленных частот.

Содержание приводится по работам: ¹⁾ [Гуревич, 2002]; ²⁾ [Государственная..., 2004]; ³⁾ [Виноградов, 1967].

ПДК приводятся по работам: ⁴⁾ [Gerlach, 1981]; ⁵⁾ [Олекунов, 2001]; ⁶⁾ [Обобщенный перечень..., 1990].

Во многом аналогично ванадию и мышьяку распределяется ртуть. Так же отмечается двухточечная контрастная аномалия у северо-западной границы изученной акватории и так же она затухает по направлению к плато Литке. Но в пелитовых отложениях желоба Литке содержание ртути вновь повышается до максимальной для района величины (0,088 мкг/г). Мы предполагаем, что ртуть содержит и техногенную компоненту, т. к. проверка ее распределения по разрезу колонки донного осадка показала, что в более древних слоях количество ртути на порядок меньше, чем в современных осадках. В то же время содержания других металлов (Zn, Co, Ni, Cu, Cd, Pb) вниз по разрезу практически не изменяются.

Прочие рассмотренные компоненты (Cr, Cd, Ti, Mn) в пределах изученной части листа Т-41–44 образуют небольшие и неконтрастные аномалии, которые на геоэкологическую схему не выносятся, хотя в распределении их по площади можно отметить определенные закономерности. Так, максимальные для акватории концентрации хрома и титана в донных осадках четко контролируются береговым стоком с островов архипелага ЗФИ, где развиты изверженные породы основного состава. Повышенные количества кадмия территориально связаны с придонными средами на западном борту желоба Святой Анны и с донными осадками желоба Литке. Иногда они совпадают с аномалиями по цинку, что достаточно естественно в природных условиях. Следует отметить, что, согласно Иванову [55], содержание кадмия в придонных водах всего желоба Святой Анны на порядок выше по сравнению с нашими данными. Максимальное содержание марганца (18840 мкг/г по данным количественного спектрального анализа) отмечено в донных отложениях на Северо-Сибирском пороге.

Сравнение фоновых концентраций тяжелых металлов в придонных средах с соответствующими характеристиками на смежном листе Т-37—40 показывает некоторое повышение фона по меди в осадке изученного района. Содержания всех прочих компонентов близки в обеих областях акватории и, за исключением Cu, V и As, примерно соответствуют кларковым для осадочных пород (табл. 5) и в несколько раз ниже уровня ПДК для осадков и морских вод. Отмечается также связь повышенных концентраций большинства металлов с донными осадками пелитового и алевроито-пелитового состава, обладающими высокими сорбционными свойствами [3].

Интегральная картина распределения тяжелых металлов в придонных средах акватории листа Т-41—44 показывает, что зоны максимального загрязнения территориально приурочены к донным осадкам и придонным водам южной части региона, где расположен Северный остров архипелага Новая Земля, коренные породы которого, содержащие полиметаллическую минерализацию, могут служить поставщиком этих металлов в придонные среды. По нашему мнению, все аномалии по металлам, возможно, за исключением ртути, имеют природное происхождение.

Петролетехногенное загрязнение

К этому виду поллютантов относятся компоненты нефти и нефтепродуктов. Стандартными показателями такого загрязнения считаются суммарные количества нефтяных (НУ) и полиароматических углеводородов (ПАУ) [183]. Статистические параметры их распределений приводятся в табл. 6.

Нефтяные углеводороды присутствуют во всех пробах донных осадков. Образуют только одну контрастную одноточечную аномалию в северо-западном углу полигона, которая переходит на западный лист Т-37—40. В придонных водах НУ отмечены лишь в 25 % проб. В южной части акватории на Обь-Енисейской ступени расположена одна слабоконтрастная аномалия НУ, связанная с алевроитовыми пелитами. Эти показатели не превышают уровней ПДК для морских водоемов, хотя не исключено, что частично продукты нефтяного загрязнения могут поступать из соседних районов Баренцева и Карского морей, и очень слабая техногенная контаминация здесь имеет место.

Полиароматические углеводороды обнаружены практически во всех пробах осадков. На рассматриваемой акватории образуют несколько контрастных аномалий, которые, как правило, несколько смещены относительно мало-контрастных ореолов по НУ. На севере планшета одноточечная аномалия по ПАУ в осадке совпадает с ураганными концентрациями мышьяка и ванадия. Максимальные содержания ПАУ в донных осадках отмечены в многоточечной цепочке аномалий, протягивающейся вдоль северо-западного и северного берега архипелага Новая Земля. Контрастность этих аномалий сильно варьирует, и поэтому на геоэкологическую схему они вынесены не все.

В придонной воде ПАУ присутствуют во всех пробах, но в небольших количествах, и на рассматриваемой территории не образуют аномалий. Отметим, что концентрации ПАУ на соседних листах примерно одинаковы и не превышают соответствующих уровней ПДК для морских сред.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о благополучной экологической обстановке в изученной акватории листа Т-41—44 по отношению к нефтяному загрязнению.

Таблица 6

Содержание техногенных поллютантов в придонных средах

Компоненты	Число проб		Размерность	Закон распределения	С о д е р ж а н и е							ПДК для морских водоемов
	Всего	Из них не обнаружено			В акватории листа Т-41—44				Западно-Арктический шельф ¹⁾		Фоновое для листа Т-37—40 ²⁾	
					min значащее	max	медиана	аномальное	медиана	аномальное		
Донные осадки												
НУ	23	—	мкг/г	П	12,1	1017	350	770	340	2298	900	3000 ³⁾
ПАУ	18	2	мкг/г	Н	0,05	0,37	0,12	0,34	0,015	0,23	0,05	—
ΣДДТ	23	14	нг/г	Н	0,07	0,4	0,08 ср. арифм.	0,25	0,03	0,13	—	0,1 ⁴⁾
ΣГХЦГ	23	3	нг/г	ЛН	0,04	2,0	0,23	3,1	0,08	0,5	0,12	0,1 ⁴⁾
ПХБ	23	—	нг/г	ЛН	0,5	2,8	0,3	1,8	0,13	0,81	0,11	23 ³⁾ ; 0,06 ⁴⁾
Фенолы	23	—	мкг/г	П	0,1	0,3	0,07	0,22	0,1	0,9	—	—
Придонная вода												
НУ	12	9	мкг/л	П	0,06	1,7	0,18 ср. арифм.	1,0	1,0	3,2	0,5	50 ⁵⁾
ПАУ	12	—	мкг/л	Н	0,11	0,38	0,22	0,44	0,15	0,45	0,3	—
ΣДДТ	12	6	нг/л	Н	0,1	0,5	0,13 ср. арифм.	0,4	0,02	0,08	0,03	Отсутствие ⁵⁾
ΣГХЦГ	12	—	нг/л	П	0,03	2,2	0,4	2,15	0,3	1,3	0,25	Отсутствие ⁵⁾

Компоненты	Число проб		Размерность	Закон распределения	С о д е р ж а н и е							ПДК для морских водоемов
					В акватории листа Т-41–44				Западно-Арктический шельф ¹⁾		Фоновое для листа Т-37–40 ²⁾	
	min значащее	max			медиана	аномальное	медиана	аномальное				
ПХБ	12	7	нг/л	ЛН	0,5	1,5	0,42 ср. арифм.	1,2	0,06	0,7	0,2	Отсутствие ⁵⁾
Фенолы	11	10	мкг/л	П	—	2,4	0,00 ср. арифм.	2,4	0,2	1,8	—	1 ⁵⁾
Радионуклиды												
U	18	—	Бк/кг	Н	5	20	8	16	—	—	6,7	—
Ra ²²⁶	54	1	Бк/кг	Н	5	43,5	22	44	6,8	17,2	31	—
K ⁴⁰	36	—	Бк/кг	ЛН	94	856	380	680	300	675	570	—
Th ²³²	72	—	Бк/кг	Н	5	71	23	43	16	24,2	12	—
Cs ¹³⁷	72	3	Бк/кг	Н	2,1	29,3	8,0	17	7,8	15,0	1,6 ср. арифм.	—

Примечание. Закон распределения: П – промежуточный. Содержание приводится по работам: ¹⁾ [Гуревич, 2002]; ²⁾ [Государственная..., 2004]. Уровень ПДК приводится: ³⁾ [Gerlach, 1981]; ⁴⁾ [Опекунов, 2001]; ⁵⁾ [Обобщенный перечень..., 1990].

Техногенное загрязнение хлорорганическими соединениями

К числу наиболее токсичных поллютантов, которые имеют исключительно техногенное происхождение и представляют значительную опасность для человека и окружающей среды, относятся хлорорганические пестициды (ХОП) и полихлорированные бифенилы (ПХБ). В группу ХОП входят ДДТ и ГХЦГ со своими метаболитами. Основная масса этих поллютантов приносится в морскую среду в составе речного и материкового стока, при атмосферном переносе и трансграничном переносе морскими течениями. Источниками ХОП являются обработанные пестицидами поля, дезактивация судов, хозяйственные и бытовые стоки. Эти соединения, как правило, плохо растворимы в воде, устойчивы к деградации и накапливаются в трофических цепях. Из них наиболее опасным считается ДДТ. По данным Романкевича и др. [104], все моря России оказались заражены хлорорганическими соединениями. Не составил исключения и север Карского моря. Статистические параметры их распределений приводятся в табл. 6.

ДДТ обнаружен почти в 40 % проб донных осадков изученной акватории. Содержание варьирует от 0,07 до 0,4 нг/г. Максимальная концентрация отмечается в пелитовых осадках центральной части террасы Геркулеса. Даже вблизи архипелага ЗФИ в самой северной части листа ДДТ присутствует в количестве 0,2 нг/г. В 50 % проб придонной воды также обнаружен ДДТ. Наиболее высокое его содержание (0,5 нг/л) зафиксировано в море вблизи мыса Желания в прибрежье островов Большие Оранские. Необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что ДДТ и его метаболиты, присутствующие в донных осадках и придонной воде, образуют обширную многоточечную достаточно контрастную аномалию, которая территориально приурочена к желобу Литке и южному отрогу желоба Святой Анны.

Эта цепочка аномалий по сути представляет собой техногенный поток рассеяния, связанный, очевидно, с поступлениями в изучаемую акваторию атлантических вод. В составе этого потока, кроме ДДТ, присутствуют также ГХЦГ и ПХБ, а осаждение поллютантов происходит в местах встречи теплых атлантических и холодных арктических течений из Северного Ледовитого океана.

ГХЦГ и его метаболиты зафиксированы практически во всех пробах осадков и, хотя не образуют контрастные аномалии, полностью подтверждаются повышенными содержаниями ГХЦГ в пробах воды. Аналогичным образом распределяются и полихлорбифенилы, заметное количество которых присутствует во всех пробах осадков и почти в 50 % проб придонной воды. Слабоконтрастные и контрастные ореолы ПХБ во многом повторяют аномалии по ДДТ и ГХЦГ. При этом максимальные концентрации всех вышеперечисленных ХОП отмечаются в прибрежье Больших Оранских островов вблизи мыса Желания — наиболее загрязненном техногенными пестицидами районе и на морских картах обозначенном как «свалка взрывчатых веществ». Следует указать, что, согласно ПДК для загрязняющих веществ, содержание хлорорганических пестицидов и полихлорбифенилов в придонных морских водах не должно превышать 10 нг/л [90, 93, 104]. Попутно отметим, что по-прежнему не разработаны отечественные нормативы по уровням загрязнения техногенными поллютантами донных осадков морей.

Сравнение фоновых содержаний вышеперечисленных хлорорганических соединений с аналогичными параметрами по соседнему листу Т-37—40 свидетельствует о более высокой степени загрязнения придонных сред изученной акватории (табл. 6). При этом максимальные концентрации детергентов и ПХБ зафиксированы в пелитовых осадках с высоким содержанием субколлоидного пелита, чаще приуроченных к локальным впадинам на подводных равнинах или к желобам.

Однако еще раз следует подчеркнуть, что даже максимальные содержания всех поллютантов в несколько раз ниже предельно допустимых концентраций, поэтому можно констатировать, что рассматриваемая акватория листа Т-41—44 подвержена техногенному загрязнению на локальных участках в весьма незначительной степени и в начале XXI в. является практически чистой.

Радиотехногенное загрязнение

Для морских экосистем радиоактивное загрязнение считается одним из самых опасных последствий антропогенной деятельности. В изученную акваторию техногенные радиоактивные изотопы могут поступать в составе поверхностного стока с берегов архипелага, с подземным стоком от ядерных полигонов Новой Земли, атмосферными осадками. Основную роль в переносе радиоактивных компонентов играют ответвления Северо-Атлантического течения. Из местных потенциально «возмущающих» объектов можно отметить зал. Течений, где захоронен аварийный реактор с суммарной радиоактивностью 1856 кюри [78]. Кроме того, по данным этих же авторов, от Енисейской губы на 500—700 км в направлении желоба Святой Анны прослеживается радиоактивный след в донных осадках.

Изучение распределений природных и техногенных изотопов на площади листа Т-41—44, выполненное по материалам ВНИИОкеангеология, МАГЭ и литературным данным [39, 42, 78, 79, 136], показало, что общая картина степени радиационного загрязнения придонных сред соответствует природному фону. Мелкие аномалии по Th^{232} , K^{40} Cs^{137} , чаще связанные с пелитовыми осадками локальных углубленных участков дна, не представляют опасности, хотя в целом радиационный фон на листе Т-41—44 несколько выше, чем на смежном с запада листе Т-37—40. Тем не менее, необходим постоянный контроль радиационной обстановки в регионе.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИДОННЫХ СРЕД

Интегральная оценка загрязнения донных ландшафтов акватории листа Т-41—44 выполнена на основе обобщения результатов по всем видам природного и вероятного техногенного воздействия, рассмотренным ранее.

Поскольку «Инструкция ...» [57] не предусматривает жестких правил по созданию геоэкологических карт, мы построили геоэкологическую схему изученной части листа Т-41—44 по принципу, использованному при работе на предыдущих листах (S-38—40, S-41—44, Т-37—40 и др.), что обеспечивает преемственность и совпадение границ аномальных зон соседних объектов. Схема составлена с учетом геоморфологического районирования, выполненного О. Г. Ромашенко (см. гл. «Геоморфология»), батиметрии, гидродина-

мических условий акватории, литологического состава и геохимических особенностей донных осадков. При этом мы опирались на картографические материалы масштаба 1 : 2 500 000, построенные В. И. Гуревичем в 1993—1994 гг., которые охватывают большое количество техногенных, абиотических и биотических параметров, наиболее информативных для геоэкологической оценки изученного полигона.

За геохимическую основу приняты фоновые концентрации загрязнителей на акватории, в сравнении их и аномальных содержаний с соответствующими цифрами по Западно-Арктическому шельфу [42] и смежному листу Т-37—40.

Геоэкологическая схема загрязнения придонных сред листа Т-41—44 составлена в масштабе 1 : 2 500 000.

Природные и, возможно, техногенные компоненты поступают в бассейн из трех групп источников. С теплыми водами ответвлений Северо-Атлантического течения и с промышленными дымами могут быть связаны контрастные и неконтрастные расплывчатые вторичные ореолы рассеяния ряда антропогенных загрязнений, представленные хлорорганическими пестицидами и полихлорбифенилами. Эти ореолы проявляются на расстоянии 1000—1500 км от аномалообразующего объекта, что впервые было отмечено В. И. Гуревичем (2002). Эти аномалии формируются, как правило, в тонкодисперсных осадках, причем путями поступления могут служить желоб Святой Анны и в меньшей степени — желоб Литке [54]. Вторая группа «возмущающих объектов» — это породы, слагающие берега Северного острова архипелага Новая Земля и восточных островов архипелага ЗФИ. При абразии этих берегов и пород морского дна в море поступают тяжелые металлы и мышьяк, образующие мелкие, но более контрастные, первичные ореолы вблизи от источников загрязнения.

Распределение аномальных зон по геоморфологическому принципу четко не проявилось из-за малого количества станций опробования. Однако в первом приближении можно отметить, что большинство ореолов загрязнителей, как природных, так и техногенных, приурочены к склонам и днищам желобов, в особенности вблизи Северо-Сибирского порога, который, вероятно, служит преградой для литодинамических и гидродинамических потоков, идущих с запада.

Изученная часть акватории листа Т-41—44 в целом отличается ничтожным уровнем политехногенной контаминации. По степени загрязнения здесь можно выделить области слабого и весьма слабого загрязнения.

К областям слабого загрязнения относятся:

— район вблизи мыса Желания — место захоронения взрывчатых веществ, где зафиксирована небольшая по размерам, но высоконтрастная аномалия практически по всем видам техногенной контаминации (ДДТ, ГХЦГ, ПХБ) с максимальными по акватории концентрациями загрязнителей, хотя существующие ПДК предполагают отсутствие этих поллютантов в морских придонных водах;

— юго-западный угол полигона с контрастной комплексной аномалией по ПАУ, ДДТ, ГХЦГ, значительная часть которой расположена на листе S-38—40.

К областям весьма слабого загрязнения (контрастные и малоконтрастные аномалии по двум-трем компонентам) относятся:

— желоб Литке, где зафиксировано несколько одно- и двухкомпонентных аномалий в основном по хлорорганическим пестицидам, а также ореолов по радионуклидам;

— южный отрог желоба Святой Анны с аномалиями по тяжелым металлам и ДДТ;

— центральная часть желоба Святой Анны, где выделяются аномалии по тяжелым металлам;

— Сальмский желоб в прибрежье архипелага ЗФИ с контрастными аномалиями по ванадию, мышьяку и ПАУ.

Кроме того, несколько мелких неконтрастных аномалий по разным компонентам связаны с подводными поверхностями плато Литке и Обь-Енисейской ступени.

Отметим, что даже максимальные содержания всех остальных компонентов нигде не превышают существующих уровней ПДК, а зачастую в десятки раз ниже. В целом картируемые аномалии представляют чисто геохимический интерес и показывают тенденцию к накоплению того или иного загрязнителя в определенном районе.

К сожалению, на значительной части акватории листа Т-41—44 отсутствует первичный фактический материал по содержанию поллютантов в придонных средах. Поэтому предположительная оценка общей геоэкологической ситуации для восточной половины полигона выполнена на основании литературных данных [3, 42, 54, 56] по геоморфологическим, гидрологическим, литологическим предпосылкам для возможного поступления, транзита и накопления природных и техногенных загрязнителей. При этом рельеф дна выступает как важнейший фактор организации придонного пространства.

Основным отрицательным орографическим элементом в восточной части листа является желоб Святой Анны (см. гл. «Геоморфология»). Глубины его увеличиваются в северном направлении от 200 до 500 м и более. Основную площадь дна занимают осадки пелитовой и алевроито-пелитовой размерности, в том числе субколлоидные пелиты. Возможные источники загрязнения придонных сред рассмотрены выше.

На склонах и днище желоба широкое развитие имеют террасы, обширные субгоризонтальные поверхности (верхние и нижние), переуглубления рельефа, замкнутые изолированные впадины, которые могут служить промежуточными депоцентрами, либо седиментационными геоморфологическими ловушками при распределении и перераспределении осадков нефеловидных потоков и связанных с ними поллютантов.

Проведенные работы по изучению водной толщи в желобе Святой Анны [56] показали наличие в придонных водах аномалий по тяжелым металлам с высокими содержаниями меди, цинка, свинца и кадмия в северной части планшета с продолжением на смежный (северный) лист. Это свидетельствует о том, что желоб Святой Анны является областью, где происходит накопление загрязнителей. Стало быть, если в придонных средах концентрируются компоненты природного генезиса, то вполне возможно ожидать осаждение и техногенных поллютантов, условия распределения и накопления которых во многом сходны с естественными.

К сожалению, вообще нет станций геоэкологического опробования на Центрально-Карской возвышенности, хотя исключить накопление загрязнителей, в том числе и техногенных, в этом районе нельзя. В рельефе Цен-

трально-Карской возвышенности, наряду с площадями размыва донных отложений, присутствуют отрицательные формы рельефа, где отмечается подводное оползание осадков. Они могут служить депоцентрами и геоморфологическими ловушками.

На основе изучения распределения и расчета статистических параметров для всех компонентов природного и техногенного загрязнения придонных морских сред акватории листа Т-41—44, включая тяжелые металлы, мышьяк, хлорированные углеводороды, нефтяные и полиароматические углеводороды, радионуклиды, можно констатировать следующее.

Уровни контаминации практически по всем типам поллютантов ничтожны, за исключением хлорорганических пестицидов (ДДТ, ГХЦГ и ПХБ), которые вообще не должны присутствовать в придонных водах. Однако изученная акватория находится под преимущественным влиянием холодных и чистых водных масс из Северного Ледовитого океана, действующих как мощный фактор самоочищения придонных сред. Повышенные концентрации отдельных загрязнителей в основном приурочены к осадкам пелитовой и субпелитовой размерностей, обладающих, как правило, высокими сорбционными свойствами [3]. Таким образом, по степени техногенной контаминации изученная акватория листа Т-41—44 в начале XXI в. является практически чистой.

ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СХЕМА ДОННЫХ СООБЩЕСТВ

Надежными показателями антропогенного воздействия на морские экосистемы являются изменения состава и структуры донных сообществ. Бентосные организмы играют существенную роль в геоэкологическом процессе, находясь на границе сред «вода—донные отложения», в гидро- и геохимических процессах и в процессах обмена веществ между этими средами. В экологических целях бентос имеет ряд преимуществ перед другими группами морских организмов: он стабилен во времени, характеризует локальную ситуацию в пространстве, способен представить изменения экосистемы в ретроспективе [145].

Для построения карты распределения донных сообществ на акватории листа Т-41—44 использованы сборы 1991—2001 гг., полученные автором в рейсах ВНИИОкеангеология, а также литературные данные по району Карского моря [120, 52, 135]. Характеристика исходного материала приведена в табл. 7.

В 1991—1992 гг. пробы макрозообентоса были проанализированы на содержание в них хлорорганических соединений, некоторых тяжелых металлов и радионуклидов. Анализ биопроб выполнен в гидрохимической лаборатории Регионального центра Роскомгидромета «Мониторинг Арктики» (Санкт-Петербург).

Распределение биомассы донных организмов (см. «Схему распределения донных сообществ...») на акватории листа Т-41—44 отражает условия обитания, складывающиеся в конкретных районах. В абсолютном выражении

Характеристика использованного в работе первичного материала

Год	Судно	Организация, проводившая экспедиционные работы	Число гидробиологических станций	Число проб, площадь сбора
1991	НИС «Академик Карпинский»	ВНИИОкеангеология	8	1, S = 0,25 м ² , дрга, пробы бентоса на химический анализ
1992	НИС «Геолог Ферман»	ВНИИОкеангеология	17	1, S = 0,25 м ² , пробы бентоса на химический анализ
1994	НИС «Профессор Логачев»	ВНИИОкеангеология	30	1, S = 0,25 м ²
2001	ГС «Гидролог»	ВНИИОкеангеология	6	2, S = 0,2 м ²

обилие бентоса изменялось от 1,8 г/м² до 1,4 кг/м². Наибольшие значения достигались на малых глубинах прибрежий Новой Земли и о. Визе. Суммарная биомасса бентоса на большей части площади листа не превышает 25—50 г/м². Минимальная биомасса — до 10 г/м² — зафиксирована в желобе Святой Анны.

Распределение суммарной биомассы макробентоса в основном зависит от глубины моря и характера донных отложений: районы повышенной биомассы соответствуют значительным повышениям рельефа дна и районам твердых грунтов и сильных течений. Противоположные условия характеризуют минимум биомассы.

Распределение показателей биоразнообразия практически аналогично распределению биомассы. Выборочная оценка видового богатства варьировала в интервале от 3 до 36 видов на единичную количественную пробу. Наибольшее разнообразие бентоса в исследуемом районе наблюдалось на мелководьях в прибрежье архипелага Новая Земля (особенно со стороны Баренцева моря) и о. Визе. Минимальное биоразнообразие макробентоса характерно для глубоководных желобов.

На акватории листа Т-41—44 выделено 10 донных сообществ (см. рис. 21; табл. 8). Для выделения бентосных сообществ была использована классификация, максимально отражающая состояние средовых переменных [165, 141]. Исключение составляют сообщества 8, 9 и 10, расположенные в Карском море. В силу недостаточности собственных данных, бентосные сообщества выделены на основе литературных сведений [120, 52, 135]. Однако даже единичные пробы 1991 и 2001 гг., отобранные в этих районах, вполне соответствуют описанным ранее сообществам макробентоса, что подтверждает значительную устойчивость и ненарушенность донных экосистем исследуемого района.

Сообщество 1 — *Hormosira globulifera* + *Ophiopleura borealis* — приурочено к наиболее глубоководной части желоба Святой Анны. Суммарная биомасса бентоса в сообществе колеблется от 1,8 г/м² до 21,3 г/м², в среднем составляя

8,2 г/м². По биомассе доминируют офиуры *O. borealis* и кишечноротовые (рр. *Paraedwardsia* и *Eunephthya*). Наибольшую частоту встречаемости (100 %) имеют аглютинирующие фораминиферы *H. globulifera*, которые могут служить эдификаторами данного сообщества. В сообществе преобладают организмы эпифауны, по большей мере неподвижные сестонофаги и собирающие детритофаги.

Сообщество 2 — *Golfingia* sp. + *Ctenodiscus crispatus* — является сообществом грунтоедов, типичным для глубоководных районов Баренцева моря с замедленной гидродинамикой и «мягкими» грунтами. Суммарная биомасса бентоса в сообществе колеблется от 10,2 до 161,7 г/м², в среднем составляя 36,0 г/м². По биомассе и частоте встречаемости доминируют: сипункулиды р. *Golfingia*, морские звезды *C. crispatus* и многоресничные черви (полихеты). Практически повсеместно распространены полихеты *Spiochaetopterus typicus*. Преобладают организмы инфауны.

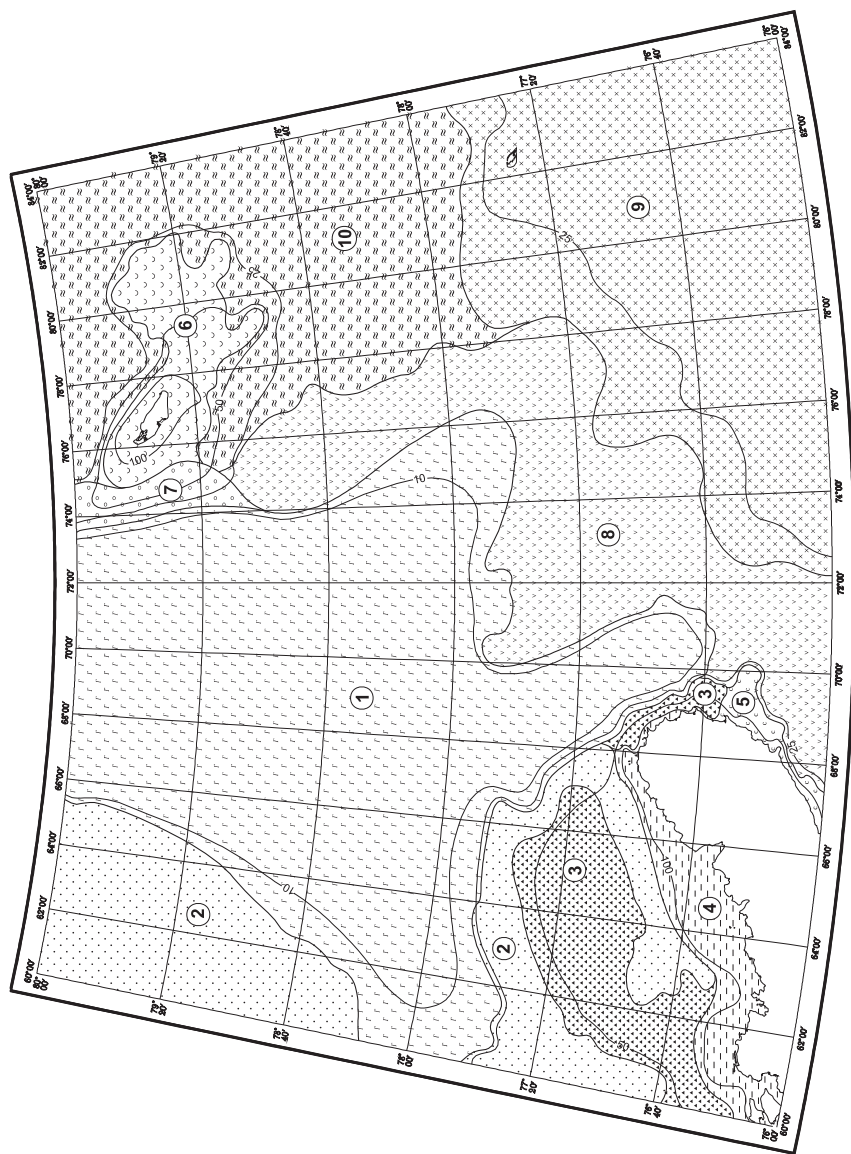
Сообщество 3 — *Trochostoma* sp. + *Psolus phantapus* — расположено в Баренцевом море вблизи архипелага Новая Земля. Суммарная биомасса бентоса в сообществе колеблется от 23,2 до 271,0 г/м², в среднем составляя 91,6 г/м². По биомассе и частоте встречаемости доминируют голотурии *Trochostoma* sp. и *P. phantapus*. Как и в предыдущем сообществе, преобладают организмы инфауны. В трофической структуре сообщества доминируют грунтоеды и неподвижные сестонофаги, что является одной из отличительных черт сообщества.

Сообщество 4 — *Lithothamnion* sp. + *Strongylocentrotus* sp. — расположено в прибрежье Новой Земли со стороны Баренцева моря и отличается максимальным (для района листа Т-41—44) видовым разнообразием и повышенной биомассой макробентоса. Суммарная биомасса бентоса колеблется от 51,4 до 1414,0 г/м², составляя в среднем 424,3 г/м². По биомассе в сообществе доминируют морские ежи *S. droebachiensis* и двустворчатые моллюски (*Hyatella arctica*, *Mya truncata*). По частоте встречаемости преобладает красная корковая водоросль *Lithothamnion* sp., являющаяся эдификатором сообщества. Соотношение организмов эпи- и инфауны — 1 : 1.

Сообщество 5 — *Astarte crenata* + *Bathyarca glacialis* — располагается в прибрежье Северного острова архипелага Новая Земля со стороны Карского моря. Биомасса колеблется от 14,1 до 57,1 г/м², в среднем составляя 27,0 г/м². На долю доминирующих видов приходится более 50 % от суммарной биомассы бентоса, по биомассе доминируют двустворчатые моллюски *A. crenata* и *B. glacialis*. В трофической структуре сообщества преобладают подвижные сестонофаги.

Сообщество 6 — *Macoma calcaria* + *Tridonta borealis* — занимает мелководье в районе о. Визе. Суммарная биомасса бентоса в сообществе колеблется от 37,2 до 207,1 г/м², в среднем составляя 82,7 г/м². По биомассе и частоте встречаемости доминируют двустворчатые моллюски (*M. calcaria* и *T. borealis*). В сообществе преобладают организмы инфауны, являющиеся подвижными сестонофагами и собирающими детритофагами.

Сообщество 7 — *Spongia* var. — располагается на восточном склоне желоба Святой Анны и отличается типичной склоновой фауной с преобладанием неподвижных сестонофагов. Суммарная биомасса бентоса в сообществе колеблется от 19,2 до 357,8 г/м², составляя в среднем 121,6 г/м². По биомассе доминируют губки *Thenea muricata*, по частоте встречаемости — асцидии и многоресничные черви. В сообществе преобладают организмы эпифауны.



- | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |

Рис. 21. Схема распределения донных сообществ и суммарной биомассы бентоса. Составила О. А. Кийко. Картограф Е. В. Кравченко.
1–10 – сообщества макробентоса: 1 – сообщество офиур *Ophiopleura borealis*, 2 – сообщество грунтоедов *Golfingia* sp. и *Ctenodiscus crispatus*, 3 – сообщество гологурии *Trichostoma* sp. и *Psolus phantapus*, 4 – сообщество корковых водорослей *Lithothamnion* sp. и морских ежей рода *Strongylocentrotus* sp., 5 – сообщество двусторчатых моллюсков *Astarte crenata* и *Bathyrca glacialis*, 6 – сообщество двусторчатых моллюсков *Macoma calcareo* и *Tridonta borealis*, 7 – сообщество губок *Spongia* var., 8 – сообщество офиур *Ophiopleura borealis*, 9 – сообщество *Ophiocten sericeum*, 10 – сообщество *Ophiacantha bidentata*, *Ophiocten sericeum* и *Ophiopleura borealis*, 11 – границы сообществ, 12 – изолинии суммарной биомассы макробентоса ($г/м^2$), 13 – номера сообществ.

Наибольшую площадь для района Карского моря занимают сообщества офиур *Ophiopleura borealis*, *Ophiocten sericeum* и *Ophiacantha bidentata*, расположенные в центральной части Карского моря. По различным сочетаниям доминирующих и субдоминирующих видов они образуют на акватории листа Т-41–44 сообщества 8, 9, 10 (см. рис. 21, табл. 8). Биомасса бентоса в этих сообществах колеблется от 0,6 до 60,5 $г/м^2$, равномерно уменьшаясь с увеличением глубины. Все три сообщества образуют зону собирающих детритофагов с преобладанием эпифауны.

По особенностям рельефа дна, придонной гидродинамики, состава и распределения донных осадков, обилия и характера пищи выделяются соответствующие зоны преобладания трофических группировок, распределяющиеся по дну водоемов в определенном порядке [111, 68]. В Карском море трофические зоны располагаются почти параллельными берегу поясами, сменяя друг друга с увеличением глубины моря в строгой последовательности: неподвижные сестонофаги, подвижные сестонофаги, собирающие детритофаги и грунтоеды. В Баренцевом море трофическая зональность носит более сложный пятнистый характер, что связано со сложностью рельефа и гидродинамики. На акватории листа Т-41–44 неподвижные сестонофаги преобладают в некоторых частях желоба Святой Анны, отличающихся наиболее активной гидродинамикой, в особенности на восточном склоне, а также в прибрежье архипелага Новая Земля. Зона неподвижных сестонофагов в Карском море расположена в узкой прибрежной полосе, в самых мелководных, не исследованных районах. Большую часть занимает зона собирающих детритофагов, включающая сообщества 8, 9 и 10. В отличие от сестонофагов, основными районами поселения донных беспозвоночных, собирающих детрит с поверхности дна, являются области сравнительно слабых (замедленных) придонных течений с преобладанием процессов оседания взвеси над процессами ее переноса, области распространения алевритов, имеющих достаточное количество детрита на поверхности.

В силу особенностей питания, собирающие детритофаги занимают как бы промежуточное положение между фильтраторами и грунтоедом (животными, заглатывающими грунт безвыборочно), которые особенно тесно связаны в своем распределении с содержанием органики в осадках и поэтому поселяются преимущественно в районах малоподвижных вод и наиболее мелкозернистых осадков, обогащенных органическим веществом. На акватории листа зону грунтоедов образуют сообщества 2 и, частично, 3 (табл. 8). Грунтоеды являются группой, наиболее чувствительной к загрязнению грунтов.

Общая характеристика сообществ макробентоса, выделенных на акватории листа Т-41–44.

Сообщество	Местоположение сообщества на листе Т-41–44, глубина, грунт	Число видов на единичную количественную пробу, min–max (среднее)	Суммарная биомасса, г/м ² , min–max (среднее)	Виды с наибольшей встречаемостью, %	Виды, доминирующие по биомассе, %	Соотношение эпи- и инфауны	Доминирующие трофические группы*
1. <i>Ophiopleura borealis</i> + <i>Hormosina globulifera</i>	Желоб Святой Анны; глубже 300 м; пелит с примесью алевроита	3–13 (7)	1,8–21,3 (8,2)	<i>Hormosina globulifera</i> (100) <i>Thyasira</i> sp. (88) <i>Spiochaetopterus typicus</i> (75)	<i>Ophiopleura borealis</i> (34) <i>Paraedwardsia</i> sp. (19) <i>Eunephthya</i> sp. (15)	5 : 1	НС, СД
2. <i>Golfingia</i> sp. + <i>Ctenodiscus crispatus</i>	Западная часть листа; 100–320 м; алевропелит	2–16 (7)	10,2–161,7 (36,0)	<i>Spiochaetopterus typicus</i> (91) <i>Ctenodiscus crispatus</i> (32) <i>Golfingia</i> sp. (32)	<i>Golfingia</i> sp. (14) <i>Ctenodiscus crispatus</i> (13) <i>Maldane sarsi</i> (8) <i>Terebellides stroemi</i> (8)	1 : 2	Гр, СД
3. <i>Trochostoma</i> sp. + <i>Psolus phantapus</i>	Юго-западная часть листа (близ Новой Земли); 40–200 м; алевропелит с примесью песка	5–20 (12)	23,2–271,0 (91,6)	<i>Trochostoma</i> sp. (89) <i>Spiochaetopterus typicus</i> (78) <i>Lumbrinereis fragilis</i> (67)	<i>Trochostoma</i> sp. (43) <i>Psolus phantapus</i> (25)	1 : 3	Гр, НС
4. <i>Lithothamnion</i> sp. + <i>Strongylocentrotus</i> sp.	Прибрежье Новой Земли со стороны Баренцева моря; 17–195 м; пелитовый алевроит с примесью песка, гравия и гальки	10–36 (21)	51,4–1414,0 (424,3)	<i>Lithothamnion</i> sp. (100) <i>Strongylocentrotus</i> sp. (82) <i>Ophiura robusta</i> (82) <i>Balanus balanus</i> (73)	<i>Strongylocentrotus</i> sp. (28) <i>Mya truncata</i> (17) <i>Hyatella arctica</i> (15)	1 : 1	НС, ПС, Ат

5. <i>Astarte crenata</i> + <i>Bathyarca glacialis</i>	Прибрежье Новой Земли со стороны Карского моря; 35–95 м; алевропелит, иногда с примесью песка	8–27 (15)	14,1–87,1 (37,0)	<i>Astarte crenata</i> (100) <i>Ophiacantha bidentata</i> (86) <i>Ophiocten sericeum</i> (86) <i>Eunephthya</i> sp. (86) <i>Pecten groenlandicus</i> (71) <i>Spiochaetopterus typicus</i> (71)	<i>Astarte crenata</i> (28) <i>Bathyarca glacialis</i> (23)	1 : 3	ПС
6. <i>Macoma calcarea</i> + <i>Tridonta borealis</i>	Мелководье близ о. Визе; 15–47 м; песчанистый алевропелит	10–25 (17)	37,2–207,1 (82,7)	<i>Macoma calcarea</i> (100) <i>Maldane sarsi</i> (100) <i>Hydroidea</i> var. (75)	<i>Tridonta borealis</i> (42) <i>Macoma calcarea</i> (17)	1 : 3	ПС, СД
7. <i>Spongia</i> var.	Восточный склон желоба Святой Анны; 100–250 м; алевропелит	8–15 (11)	19,2–357,8 (121,6)	<i>Asciadiacea</i> var. (75) <i>Nephasoma minuta</i> (75)	<i>Thenia muricata</i> (67)	3 : 2	НС
8. <i>Ophiopleura borealis</i>	Склоны глубоководных желобов; 100–350 м; пелит	5–19 (11)	0,6–36,1 (13,5)	<i>Spiochaetopterus typicus</i> (100) <i>Thyasiridae</i> var. (88) <i>Yoldiella</i> sp. (88) <i>Hormosira globulifera</i> (50) <i>Lumbriconereis fragilis</i> (50)	<i>Ophiopleura borealis</i> (34) <i>Paraedwardsia</i> sp. (19) <i>Eunephthya</i> sp. (15)	5 : 2	СД

Окончание табл. 8

Сообщество	Местоположение сообщества на листе Т-41–44, глубина, грунт	Число видов на единичную количественную пробу, min–max (среднее)	Суммарная биомасса, г/м ² , min–max (среднее)	Виды с наибольшей встречаемостью, %	Виды, доминирующие по биомассе, %	Соотношение эпи- и инфауны	Доминирующие трофические группы*
9. <i>Ophiocten sericeum</i>	Юго-западная часть листа; 35–150 м; песчаный алеврит + пелит	8–23 (13)	11,3–60,5 (30,5)	<i>Ophiocten sericeum</i> (100) <i>Thyasiridae</i> var. (100) <i>Yoldiella</i> sp. (100) <i>Ophiacantha bidentata</i> (92) <i>Maldane sarsi</i> (84)	<i>Ophiocten sericeum</i> (30) <i>Macoma calcarea</i> (28)	1 : 1	СД
10. <i>Ophiacantha bidentata</i> + <i>Ophiocten sericeum</i> + <i>Ophiopleura borealis</i>	Северо-восточная часть листа; 50–175 м; пелит	6–19 (11)	1,0–49,1 (16,9)	<i>Ophiocten sericeum</i> (100) <i>Ophiacantha bidentata</i> (84) <i>Thyasiridae</i> var. (71) <i>Yoldiella</i> sp. (71)	<i>Ophiacantha bidentata</i> (37) <i>Ophiopleura borealis</i> (27)	2 : 1	СД

* Ат – автотрофы; НС – неподвижные сестонофаги; ПС – подвижные сестонофаги; СД – собирающие детритофаги; Гр – грунтоеды (безвыборочно заглатывающие грунт).

По результатам химических анализов проб макробентоса 1991—1992 гг. [58, 142, 165] было установлено, что содержание хлорорганических соединений и тяжелых металлов в тканях и скелетных образованиях донных организмов в исследованном районе сходно с аналогичными показателями для районов, считающихся фоновыми [7, 16, 86, 146]. Присутствие гамма-излучающих техногенных радионуклидов ни в одной из проб не обнаружено. Результаты радиометрического исследования образцов указывают на фоновое содержание в них гамма-излучающих радионуклидов (на уровне 10 Бк/кг), а корреляция зарегистрированной скорости счета бета-частиц и содержания в препаратах К-40 свидетельствует о том, что именно этот радионуклид дает основной вклад в суммарную бета-активность образцов. Результаты двухфакторного дисперсионного анализа по этим поллютантам показали, что их вариация зависит лишь от таксономической принадлежности организмов. Содержание основных поллютантов в макробентосе, отобранном на акватории листа Т-41—44 представлено в табл. 9.

В целом распределение описанных выше сообществ и их характеристики свидетельствуют о естественном, ненарушенном состоянии бентосных сообществ на акватории данного листа. Структура сообществ в основном определяется природными факторами. Полученные нами данные о распределении биомассы и доминирующих видов макробентоса в целом соответствуют сообществам макробентоса, описанным здесь ранее [120, 52, 135], что подтверждает значительную устойчивость и ненарушенность донных экосистем исследуемого района. Содержание хлорорганических соединений и тяжелых металлов в тканях и скелетных образованиях донных организмов в исследованном районе сходно с аналогичными показателями для районов, считающихся фоновыми. На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что современное состояние биоты на акватории листа Т-41—44 в целом соответствует естественным ненарушенным условиям и близко к среднесулетней норме.

Таблица 9

Содержание основных поллютантов в тканях морских организмов, обитающих на акватории листа Т-41—44 (сборы 1991—1992 гг.)

Вещество	Водоросли (бурые водоросли <i>Laminaria saccharina</i>)	Беспозвоночные (губки, двустворчатые моллюски, иглокожие)
ГХЦГ, нг/г*	—	0,09—0,38
ΣДДТ, нг/г*	—	1,63—6,60
ПХБ, нг/г*	—	2,18—7,11
Железо, мкг/г**	663	484—654
Кадмий, мкг/г**	2,22	0,92—2,14
Кобальт, мкг/г**	0,75	0,39—0,81
Марганец, мкг/г**	19,0	15,2—38,6
Медь, мкг/г**	0,60	0,98—2,04
Никель, мкг/г**	2,72	1,44—2,08
Олово, мкг/г**	1,38	0,72—2,80
Свинец, мкг/г**	1,92	0,79—1,49
Цинк, мкг/г**	102,6	97,0—155,7
К-40, Бк/кг**	95	15—26

* Концентрации даются на грамм живого веса.

** Концентрации даются на грамм воздушно-сухого образца.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованная площадь листа Т-41—44 расположена в северной части арктического шельфа России. Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 на эту территорию составлена впервые. Большую часть площади листа, за исключением северного окончания архипелага Новая Земля и небольших островов Центрально-Карской возвышенности, занимает акватория Баренцева и Карского моря. Северная часть Новой Земли крайне бедна полезными ископаемыми. Незначительные проявления и шлиховые ореолы черных и цветных металлов поискового значения не имеют. Не установлено и геохимической специализации осадочных толщ. Поэтому геолого-экономическое значение изученной территории определяется в основном потенциальными нефтегазовыми ресурсами шельфовых осадочных бассейнов.

Геолого-геофизическая изученность площади, расположенной в труднодоступном по ледовым условиям районе, в сравнении даже с северными районами Баренцева моря на соседних листах Т-37—40, весьма слабая и крайне неравномерная. Основной объем сейсморазведочных работ, выполненных в 1980-е—начале 1990-х годов, сосредоточен в юго-западной части листа, на Приновоземельском шельфе. Северо-восточная часть была охарактеризована лишь единичными региональными профилями.

В связи с этим, в рамках работы, завершающейся подготовкой комплекта карт к изданию, было произведено дополнительное изучение площади листа геолого-геофизическими методами: сейсмоакустическим профилированием и донным опробованием. В результате этих исследований, выполненных с помощью современных технических средств, были получены новые данные, которые в значительной мере осветили геологическое строение площади, в том числе и ее северо-восточной, практически неизученной, части.

Проведенные сейсмоакустические работы и донное опробование новейших отложений позволили создать обоснованные фактическим материалом макеты основных карт: Геологической карты дочетвертичных образований, Карты четвертичных отложений, Литологической карты поверхности дна моря, Геоморфологической карты, а также Геоэкологической схемы. Интерпретация новых (2002—2004 гг.) сейсмоакустических материалов с высоким разрешением в комплексе с обработанными на современном уровне разрезами МОВ ОГТ дала возможность более детально расчленить мезозойские отложения, достоверно определить границы и структуру юрско-мелового бассейна.

В рамках настоящего проекта была создана и геофизическая основа листа, которая интегрирует материалы выполненных на площади гравиметрических и магнитометрических исследований. Эти данные были обработаны

и проанализированы на современном технологическом уровне и представлены в цифровой форме. На базе построенных карт и трансформаций выполнено районирование территории по особенностям аномального магнитного и гравитационного поля с использованием многомерного (кластерного) анализа.

С привлечением сейсмических материалов и двухмерного моделирования были построены глубинные геолого-геофизические разрезы, отображающие строение земной коры и осадочного чехла основных структур региона. Геофизические материалы положены в основу ряда схем, которые дают представление о глубинном строении и тектонике региона: структурных схем по опорным горизонтам, схемы районирования осадочного чехла, тектонической схемы, которые в свою очередь являются каркасом главной карты комплекта — Геологической карты дочетвертичных образований и полезных ископаемых.

Комплексная интерпретация геофизических данных позволила уточнить основные черты геологического строения, структуру главных поверхностей несогласий и мощность осадочного чехла региона, расположенного на стыке Баренцевской (Свальбардской), Карской (Северо-Карской) и Западно-Сибирской плит, которые разделены Пайхойско-Новоземельским складчатым поясом и Северо-Сибирским порогом.

Определены контуры самостоятельной Карской плиты, ранее рассматриваемой в составе единой Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты. Она ограничена с юго-запада продолжением Пайхойско-Новоземельского пояса—Северо-Сибирским порогом, а на западе — системой разломов, отделяющей ее от Баренцевской плиты. В отличие от последней, мезозойские отложения чехла здесь редуцированы. Большую часть Карской плиты занимает область, состоящая из мозаики блоков эпикарельской платформы с различной мощностью и полнотой разреза палеозойских карбонатно-терригенных комплексов, в основании которых залегают древние массивы (Северо-Карский, Центрально-Карский, Кировский). В их сводах мощность осадочного чехла составляет 1—2 км. Древние блоки разделены прогибами рифейско?-ранне-среднепалеозойского развития, выполненными терригенными и карбонатно-терригенными формациями увеличенной (более 8 км) мощности.

Центральной, стержневой структурой примыкающей с запада области Баренцевской плиты является прогиб Святой Анны. Его юго-восточное ответвление — прогиб Фобос — продолжается в пределах Карской плиты. На юго-западе прогиб Святой Анны сочленяется с Северо-Новоземельской впадиной через Горбовскую седловину, а далее и с Северо-Баренцевской синеклизой — частью системы рифтогенных прогибов, заложенной в позднем девоне — карбоне и получившей основное развитие в пермско-триасовую эпоху. Таким образом, эта группировка отрицательных структур представляет собой область тройного сочленения разновозрастных рифтовых зон.

В основании плитных структур (Карской, Баренцевской, Западно-Сибирской) лежат рифтогенные прогибы. В первом случае — это прогибы авлакогенного типа рифейско-раннепалеозойской генерации. Во втором — преимущественно палеозойские рифтовые зоны, активизированные в последующие эпохи проявления рифтинга. В третьем — пермско(?)—триасовые грабены. Как те, так и другие перекрыты отложениями юрско-мелового возраста.

В пределах Карской плиты суммарная мощность палеозойских отложений значительно превышает мощность мезозойских, тогда как в прогибах Баренцевской плиты имеет место обратное соотношение. В прогибе Святой Анны мощность отложений составляет 12—14 км и объемы палеозоя и мезозоя примерно равны. Тектоническое положение этой структуры на границе Баренцевской и Карской плит, а также непосредственное соседство с Евразийским океаническим бассейном, показывает, что ее формирование было длительным и полициклическим. Вероятнее всего, развитие этой структуры было обусловлено трансформным характером схождения двух плит в среднем палеозое, о чем свидетельствует расположение прогиба вдоль юго-западной периферии Карской плиты.

Основные контуры современных геоструктур региона сложились после завершения процессов раннекембрийской эпохи тектогенеза в Пайхойско-Новоземельском и Таймырском складчатых поясах. Коллизионные пояса, соединенные Северо-Сибирским порогом, ограничили юрско-меловые осадочные бассейны Баренцевской, Карской плит и шельфовой части Западно-Сибирской плиты, спаяв воедино их основание.

Фактические данные, показав непрерывное развитие субширотного выступа доюрского складчатого основания — Северо-Сибирского порога, не подтвердили предположения о непосредственном продолжении Западно-Сибирских пермско-триасовых рифтов в северном направлении, включая прогиб Святой Анны.

Развитие океанических бассейнов в кайнозое внесло вклад в создание современного тектонического облика обрамляющей континентальной окраины. Трансформация ее структуры происходила на фоне дробления и блокового разобщения континентальной коры, сопровождаемого вулканизмом на Новой Земле, развитием тектономорфных желобов (Святой Анны, Воронина) и, кроме того, специфическими разломными и пликативными деформациями осадочного чехла.

Структурные построения, проведенные на основе интерпретации сейсмического волнового поля, позволили уточнить строение осадочного чехла и детализировать схему прогноза нефтегазоносности. Однако слабая в целом изученность площади листа сейсморазведкой и отсутствие скважин вынуждает весьма осторожно подходить к оценке его прогнозных ресурсов.

Общая величина прогнозных ресурсов категории D_2 листа Т-41—44 оценивается в 3473 млн т у. т. Большую часть ресурсов (59 %) составляет свободный газ. Наиболее перспективным, в целом, является юрско-барремский НГК Восточно-Баренцевской НГП, содержащий 33 % ресурсов. Существенные ресурсы предполагаются в палеозойских отложениях Северо-Карской ВНГО (35 %).

Прогнозные ресурсы Восточно-Баренцевской НГП в пределах листа Т-41—44 оценены в 1711 млн т у. т. Наиболее перспективным является юрско-барремский НГК. К нему приурочено 65 % от общей величины прогнозных ресурсов. В составе ресурсов преобладают газовые (90 %). Кроме юрско-барремского, некоторые перспективы поисков месторождений УВ в этой провинции связываются с триасовым НГК, в составе которого имеются нефтегазоносные комплексы: ордовикско-верхнедевонского, верхнедевонско-нижнепермского и верхнепермского на большей части НГП погружены на глубины более 7 км и не доступны для бурения.

Первоочередным районом поисковых работ, направленных на обнаружение локальных структур в мезозойской части разреза, может быть рекомендована Горбовская седловина, принадлежащая Альбановско-Горбовской ВНГО. Здесь по данным сейсмоакустического профилирования установлены антиклинальные перегибы в нижнемеловых отложениях, которым могут соответствовать поднятия по нижним потенциально продуктивным горизонтам юрских и триасовых комплексов разреза. В этой области могут быть развиты среднеюрские проницаемые пласты, а также имеется региональная верхнеюрско-барремская покрывка. Перспективны и нижнеюрские отложения, в которых предполагается появление глинистых локальных покрывок и создаются условия для экранирования залежей.

Восточно-Баренцевская синеклиза, которой соответствует ВНГО Святой Анны, характеризуется схожим строением триасово-юрской части разреза. Но, вследствие преобладающего погружения, она обладает меньшими предпосылками обнаружения локальных структур. В южных районах ВНГО Святой Анны перспективы могут быть связаны с отложениями верхнедевонско-нижнепермского НГК, где ожидается распространение карбонатных пластов, являющихся среднеемкими коллекторами, и с отложениями верхнепермского НГК. В качестве поискового объекта может быть рекомендована ступень Геркулеса, в южной части которой, в зоне сочленения с Северо-Сибирским порогом, указанные отложения доступны для бурения и имеются предпосылки для обнаружения как приразломных антиклинальных поднятий, так и тектонически экранированных и литологических неструктурных ловушек.

В составе прогнозных ресурсов Адмиралтейско-Приновоземельской самостоятельной ВНГО, которые оценены в пределах листа в 310 млн т у. т., существенна доля нефтяных — 40 %. Большая часть прогнозных ресурсов (70 %) приурочена к верхнедевонско-нижнепермскому НГК. В пределах ВНГО выявлено семь локальных объектов, однако центральная часть и северо-западная периклиналь поднятия мыса Желания остались неизученными. В связи с этим можно рекомендовать поисковые работы на Поднятии мыса Желания, где возможно выявление крупной сквозной структуры.

Основные ресурсы самостоятельной Северо-Карской ВНГО (86 %) предполагаются в палеозойских отложениях. Всего ресурсы Северо-Карской ВНГО в пределах листа составляют 1405 млн т у. т. В составе ресурсов прогнозируется преобладание нефтяных (80 %). В акватории Карского моря предполагаются более благоприятные условия для сохранности залежей УВ, что позволяет в целом оценивать ее как среднеперспективную. Северо-Карская ВНГО является наименее изученной в пределах данного листа и одновременно наиболее сложно построенной в тектоническом плане. Поэтому для данной области можно рекомендовать проведение региональных комплексных геофизических работ с целью выяснения структуры осадочных бассейнов, мощности и состава платформенного чехла.

Четвертичные отложения, мощность которых на акватории в среднем составляет 30 м, с угловым несогласием залегают на нижележащих мезозойских и палеозойских образованиях. Максимальные мощности соответствуют моренным отложениям, слагающим гряды рельефа морского дна и участкам ледниково-морского осадконакопления. Минимальные мощности и практическое отсутствие четвертичных отложений характерны для участков

ледниковой экзарации и современной донной абразии вблизи береговой черты и в границах унаследованных поднятий.

Морские и ледниково-морские отложения нижнего—среднего звена распространены на локальных участках к северу и востоку от архипелага Новая Земля и, предположительно, на Центрально-Карской возвышенности. Нерасчлененные образования среднего—верхнего звена также распространены лишь на небольших по площади участках в границах желоба Святой Анны на современных глубинах моря более 300 м, где им удалось сохраниться от последующей денудации. Верхнелепестовый комплекс распространен почти сплошным покровом на акватории, объединяя различные образования: ледниковые, ледниково-морские, морские, ледово-морские. Мощность его составляет 10—25 м, значительно увеличиваясь в областях ледниковой и ледниково-морской аккумуляции и уменьшаясь в границах поднятий. Ледниково-морские отложения верхнего—современного звена прослежены на склонах, подножиях возвышенностей, бортах желобов, где сглаживают неровности погребенного рельефа и формируют положительные аккумулятивные тела. Голоценовые отложения распространены повсеместно, но показаны они лишь на участках, где их мощность превышает 5 м. Морские флювиальные и декливиальные отложения на крутых склонах Центрально-Карской возвышенности сформировали проградационную толщу мощностью до 80 м.

На севере Новой Земли спорадически развиты средне-верхнечетвертичные, верхнечетвертичные, верхнечетвертичные—голоценовые и голоценовые отложения, представленные разнообразными генетическими типами: ледниковыми, ледниково-морскими, морскими, аллювиальными, элювиальными и делювиальными, коллювиальными и делювиальными образованиями.

На изученной акватории по гранулометрическому составу в основном доминируют осадки переходного типа, занимающие более половины площади дна моря, среди них преобладающим типом осадка является алевроитовый пелит. Треть площади дна занимают миктиты, представленные в основном песчано-пелито-алевритовыми отложениями. Среди моногранулярных осадков преобладает пелит. Для осадков Карского моря также характерны значительные площади развития песчаных отложений. Областью накопления тонких осадков являются многочисленные желоба и впадины. Ореолы титан-содержащих минералов, граната и циркона, оконтуренные на плато Литке и в северной части Северо-Сибирского порога, отличаются невысоким содержанием: 1—3 кг/м³.

Оценка загрязнения донных ландшафтов акватории листа Т-41—44 показывает, что уровни контаминации практически по всем типам поллютантов ничтожны, за исключением хлорорганических пестицидов (ДДТ, ГХЦГ и ПХБ), которые вообще не должны присутствовать в придонных водах. Однако изученная акватория находится под преимущественным влиянием холодных и чистых водных масс из Северного Ледовитого океана, действующих как мощный фактор самоочищения придонных сред. Повышенные концентрации отдельных загрязнителей в основном приурочены к осадкам пелитовой размерности, обладающим высокими сорбционными свойствами. Картируемые аномалии являются чисто геохимическими. Донные экосистемы устойчивые и ненарушенные. Таким образом, по степени техногенной контаминации изученная акватория является практически чистой. Тем не менее необ-

ходим постоянный контроль радиационной обстановки в регионе, прилегающем к Новой Земле. Следует обратить внимание и на район захоронения взрывчатых веществ, расположенный вблизи мыса Желания.

Относительно небольшой объем морских исследований, выполненных в рамках этой работы и направленных на изучение верхней части чехла, не позволил решить все проблемы. Многие вопросы геологического строения региона, в особенности глубоких горизонтов осадочного чехла, остались нерешенными. Остается не вполне ясным стратиграфический объем палеозойских комплексов осадочного выполнения глубоких прогибов, развитых в пределах как Баренцевской, так и Карской плиты. Структурные черты северо-восточной части шельфа пока еще практически не изучены.

Для решения перечисленных проблем потребуются проведение региональных и поисковых сейсморазведочных работ. В регионе есть перспективы для прироста прогнозных, в том числе локализованных, ресурсов углеводородного сырья. По причине удаленности и труднодоступности его потенциальные ресурсы будут оставаться резервом для будущих поколений.

В представленном комплекте материалов Государственной геологической карты систематизированы вновь полученные данные и все имеющиеся доступные комплексные сведения о геологическом строении региона, прогнозных ресурсах углеводородов, дана оценка геоэкологического состояния акватории. Графические материалы и первичные геолого-геофизические данные, объединенные в геоинформационную систему, являются многоцелевой геологической основой для обеспечения хозяйственной и лицензионной деятельности на континентальном шельфе России.

УКАЗАТЕЛЬ ПРОЯВЛЕНИЙ

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Географическая привязка	Литературный источник
V-4-1	Медь	ПР	Ледник Велькена	Ильин и др., 1990 г.
VI-3-1	Медь	ПР	Ледник Анучина	»
VI-4-1	Железо	ПР	Река Спокойная	»
VI-4-2	Железо	ПР	Мыс Спорый Наволок	»
VI-4-3	Железо	ПР	Река Широкая	»
VI-5-1	Медь	ПР	Река Быстрая	»

* Принятые сокращения: ПР — проявление.

УКАЗАТЕЛЬ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Географическая привязка	Литературный источник
V-4-1	Цинк	ОШ	Залив Иванова	Ильин и др., 1990 г.
VI-4-1	Цинк	ОШ	Река Быстрая	»
VI-4-2	Цинк, медь	ОШ	Река Спокойная	»
VI-4-3	Свинец	ОШ	Река Широкая	»

* Принятые сокращения: ОШ — ореол шлиховой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Авенариус И. Г.* Некоторые особенности новейшей геодинамики Новоземельского орогена и прилегающих акваторий по данным морфоструктурного анализа // Геоморфология, 2002, с. 53—60.
2. *Андреева И. А., Бондарев В. И., Еришов Ю. П.* и др. Средний палеозой полуострова Шмидта (район Русской гавани на Новой Земле) // Геология и стратиграфия Новой Земли. — Л.: НИИГА, 1979, с. 18—37.
3. *Андреева И. А., Ваништейн Б. Г., Зинченко А. Г.* и др. Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга // Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000, с. 17—32.
4. *Андреичев В. Л.* Базальты Полярного Приуралья — уникальный объект для геохронологического обоснования границы пермь—триас // Геология европейского севера России. Сб. 2. — Сыктывкар, 1998, с. 53—60. (Тр. Института геологии Коми НЦ УрО РАН, вып. 96).
5. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / А. А. Аксенов, Н. Н. Дунаев, А. С. Ионин и др. — М.: Наука, 1987. 278 с.
6. *Астафьев О. В.* Геологические предпосылки выявления залежей углеводородов в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Приновоземельского шельфа // Нефтегазонасность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993, с. 37—43.
7. *Афанасьев М. И., Буйволлов Ю. А., Вулых Н. К.* и др. Фоновое содержание хлорорганических пестицидов и полихлорированных бифенилов в природных средах (по мировым данным) // Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 7 — Л.: Гидрометеиздат, 1991, с. 57—80.
8. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И. С. Грамберга — Л.: Недра, 1988. 263 с.
9. *Басков Е. А., Неизвестнов Я. В., Суриков С. Н.* Гидрогеологические структуры акватории // Основные типы гидрогеологических структур СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, 1974, с. 86—88.
10. *Басов В. А., Василевская Н. Д., Короткевич В. Д., Корчинская М. В., Павлов В. В., Соколов А. Р., Шульгина Н. И.* Палеобиогеография мезозоя баренцевоморского шельфа // Верхний палеозой и мезозой островов и побережья Арктических морей СССР. — Л.: НИИГА, 1979, с. 73—110.
11. *Безруков В. М., Винокуров И. Ю., Багдасарян Л. Л., Гарибьян Е. В.* Основные показатели регионального прогноза нефтегазонасности севера Баренцево-Карского шельфа // Всероссийский съезд геологов и научно-практическая геологическая конференция «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века». Тез. докл.: Состояние и перспективы развития сырьевой базы углеводородов России. — СПб., 2000, с. 116—117.
12. *Бирюков В. Ю., Совершаев В. А.* Геоморфология дна Карского моря // Динамика Арктических побережий России. — М.: Географический ф-т МГУ, 1998, с. 102—115.
13. *Богданов Н. А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника, 2004, № 3, с. 13—30.
14. *Богданов Н. А., Хаин В. Е., Шитилов Э. В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН, 1997, т. 357, № 4, с. 511—515.

15. Боголепов А. К., Журавлёв В. А. и др. Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) // ДАН СССР, 1990, т. 315, № 1, с. 159—162.

16. Бурцева Л. В., Лапенко Л. А., Кононов Э. Я. и др. Фоновое содержание свинца, ртути, мышьяка и кадмия в природных средах (по мировым данным) // Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 7. — Л.: Гидрометеиздат, 1991, с. 23—56.

17. Василенко Л. В. Позднемеловая фауна фораминифер Южно-Баренцевого бассейна — ее биостратиграфическое и палеогеографическое значение // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. — Л.: Севморгеология, 1990, с. 14—30.

18. Верба М. Л. Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. — Л.: Севморгеология, 1985, с. 11—29.

19. Верба М. Л., Рослов Ю. В., Сакулина Т. С. Новая Земля в структуре Обско-Баренцевого осадочного мегабассейна по результатам работ на опорном профиле 2-AP // Разведка и охрана недр, 2005, № 1, с. 6—9.

20. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

21. Верниковский В. А., Пиис В. Л., Верниковская А. Е., Романов А. П., Джи Д. Дж., Травин А. В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // ДАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.

22. Волкова И. Б., Бех-Иванов Д. Э., Сидорова И. Н. О новой находке кутикулового угля на Земле Франца-Иосифа // Литология и полезные ископаемые, 2001, № 2, с. 216—219.

23. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В. П. Гаврилова — М.: Недра, 1993. 323 с.

24. Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э. Д. Ершова. — М.: Недра, 1988. 358 с.

25. Геология архипелага Северная Земля — Л.: Севморгеология, 1982. 176 с.

26. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Под ред. И. С. Грамберга, В. Л. Иванова, Ю. Е. Погребнищкого. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.

27. Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики / Под ред. Б. В. Ткаченко, Б. Х. Егизарова — М.: Недра, 1970. 547 с.

28. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 / Гл. ред. А. А. Асеев. — М.: ГУГК СССР, 1987.

29. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист У/Т-38—41 (Земля Франца-Иосифа) / В. Д. Дибнер — М., 1957. 63 с.

30. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы Т-45—47 (о. Октябрьской Революции) и Т-48—50 (о. Большевик). Объяснительная записка / В. А. Марковский, В. Я. Кабаньков, В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер и др. — СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 213 с.

31. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы Т-37—40 — Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка / С. И. Шкарубо, Б. Г. Лопатин, Д. А. Костин, К. Г. Вискунова и др. — СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 170 с.

32. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-41—43 — о. Белый. Объяснительная записка / С. И. Шкарубо, Б. Г. Лопатин, В. В. Орго, Д. А. Костин, К. Г. Вискунова и др. — СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 206 с.

33. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-(36), 37 — Баренцево море. Объяснительная записка / Б. Г. Лопатин, С. И. Шкарубо, Л. Г. Пovyшева и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 166 с.

34. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-38—40 — Маточкин Шар. Объяснительная записка / Б. Г. Лопатин, С. И. Шкарубо, Э. В. Шипилов, В. В. Орго и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 203 с.

35. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-44—46 — Усть-Тарей. Объяснительная записка / Под ред. Б. Г. Лопатина. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.

36. Грамберг И. С., Школа И. В. и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология, 1985, № 1, с. 95—98.
37. Грамберг И. С., Погребницкий Ю. Е., Супруненко О. И. Осадочные бассейны арктической окраины Евразии: черты сходства и различия с внутренними бассейнами континентов // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии. Тезисы докладов. — М., 1995, с. 29—30.
38. Гуревич В. И. Прикладная седиментология и геоэкология. — Л.: ЛГИ, 1990. 63 с.
39. Гуревич В. И. К методологии морских геоэкологических исследований // Проблемы геоэкологии акваторий и побережий. — СПб.: Севморгеология, 1991, 14—28 с.
40. Гуревич В. И., Бордуков Ю. К. Радиометрические исследования современных отложений Баренцева шельфа летом 1992 г. // Проблемы развития морских геотехнологий, информатики и геоэкологии. Тез. Докл. V конференции. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993, с. 93—94.
41. Гуревич В. И. Распределение радионуклида Cs137 в донных отложениях и макробентосе Белого, Баренцева и Карского морей летом 1991 г. // Геология океанов и морей. Тез. докл. 10 Международной школы. — М.: Изд-во АН России, 1992, с. 87.
42. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-арктического шельфа Евразии. — М.: Научный мир, 2002. 135 с.
43. Дибнер В. Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. — Л.: Недра, 1978. 211 с.
44. Добрецов Н. Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплума // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 216—219.
45. Евдокимов А. Н. Вулканы Шпицбергена. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.
46. Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования и типизация гидрогеологических структур // Основные типы гидрогеологических структур СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, 1974, с. 5—9.
47. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования // Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963. Т. 101, с. 5—35.
48. Зархидзе В. С. Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. — М.: Наука, 1985, с. 58—65.
49. Зархидзе В. С., Мусатов Е. Е. Основные этапы развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989, с. 123—140.
50. Захаров М. С., Неизвестнов Я. В. Инженерная геология горно-складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы. Урало-Пайхойско-Новоземельский пояс. — Л.: ЛГИ, 1987. 66 с.
51. Захаров В. А., Шурыгин Б. Н., Курушин М. И., Меледина С. В., Никитенко Б. Л. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика, 2002, т. 43. № 2, с. 155—181.
52. Зенкевич Л. А. Биология северных и южных морей. Т. 1. — М., 1977. 339 с.
53. Зинченко А. Г. Новая орографическая схема арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000, с. 39—56.
54. Зинченко А. Г. Прогноз ловушек загрязняющих веществ на шельфе Баренцева моря по геоморфологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002, с. 205—213.
55. Иванов Г. И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря. — СПб., 2002. 152 с.
56. Иванов Г. И., Андрианова Л. Ф. Комплексные исследования желоба Святой Анны: тяжелые металлы в воде // Геохимия, 2002, № 4, с. 433—439.
57. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 270 с.
58. Кийко О. А., Погребов В. Б. Концентрации тяжелых металлов, стойких органических соединений и радионуклидов в бентосе западно-арктического шельфа России // Геохимические биосферы: Тезисы доклада — Новороссийск, 1994, с. 56—57.

59. Киселев Ю. Г. Сейсмические исследования с ледокола «Ермак» в высоких широтах. Труды НИИГА, т. 132. — Л., 1962, с. 192—199.
60. Кленова М. В. Современное осадкообразование в Баренцевом море. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. 367 с.
61. Клубов Б. А. Природные битумы Севера. — М.: Наука, 1983. 208 с.
62. Комарницкий В. М., Шпилов Э. В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991, т. 320, № 5, с. 1203—1206.
63. Кондратьева К. А. О мощности ледников и криолитозоны Новой Земли при их картировании в масштабе 1 : 2 500 000 // Вестник МГУ. Сер. Геол., 1978, № 6, с. 57—69.
64. Кораго Е. А. Новый тип верхнепалеозойских отложений на северо-востоке Новой Земли // ДАН СССР, 1990, т. 311, № 4, с. 932—935.
65. Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Ильин В. Ф., Павлов Л. Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. — СПб.: Недра, 1992. 196 с.
66. Кортаев М. В., Никишин А. М., Шпилов Э. В., Клутинг С., Стефенсон Р. А. История геологического развития Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое—мезозое по данным компьютерного моделирования // ДАН, 1998, т. 359, № 5, с. 654—658.
67. Красножон А. С., Барановская О. Ф., Зархидзе В. С., Малясова Е. С. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. — Л.: Севморгеология, 1986, с. 23—26.
68. Кузнецов А. П. Экология донных сообществ шельфовых зон Мирового океана. — М.: Наука, 1980. 244 с.
69. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. — Л.: Недра, 1982. 272 с.
70. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле. — СПб: НИИХ СПбГУ, 2002. 762 с.
71. Леонов Ю. Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника, 2001, № 2, с. 3—16.
72. Летников А. Ф. К оценке тектонических режимов на границах океанических и континентальных плит // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 224—226.
73. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М.: Наука, 1988. 309 с.
74. Лисицын А. П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология, 1994, т. 34, № 5, с. 735—747.
75. Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. — М.: Наука, 1984. 176 с.
76. Матишов Г. Г. Мировой океан и оледенение Земли. — М.: Мысль, 1987. 270 с.
77. Матишов Г. Г. Общая палеогеографическая ситуация и проблемы оледенения шельфа // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей в четвертичный период. — Апатиты, 1987, с. 84—94.
78. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Щипа Е., Риссанен К. Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей. — Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 233 с.
79. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г. Радиационная экологическая океанология. — Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 417 с.
80. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000) / Авт.: А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин. — М.: «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
81. Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной геологической съемке / Сост. Г. С. Ганешин. Ред. В. В. Соловьев. — Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 60 с.
82. 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.
83. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. — Л.: Севморгеология, 1986. 18 с.
84. Методическое руководство по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России. — М.: ВНИГНИ, 2000. 189 с.
85. Моря Советской Арктики. Т. 9 / Под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1984. 269 с.

86. Мур Д. В., Рамамурти С. Тяжелые металлы в придонных водах. — М.: Наука, 1987. 285 с.
87. Мусатов Е. Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология, 1989, № 3, с. 76—84.
88. Мусатов Е. Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли, 1996, № 12, с. 72—78.
89. Неизвестнов Я. В. Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. — Л.: Недра, 1983, с. 182—185.
90. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. — М.: Главрыбвод, 1990. 44 с.
91. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба: 1 : 2 500 000 / В. И. Богацкий, Н. А. Богданов, В. Е. Хаин и др. — М., 1996. 94 с.
92. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири масштаба 1 : 2 500 000 / Н. А. Богданов, В. Е. Хаин и др. — М., 1998. 127 с.
93. Опекунов А. Ю. Экологическое нормирование. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 216 с.
94. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы / Под ред. Е. Ф. Безматерных, Б. В. Сенина, Э. В. Шпилова — Мурманск: НИИМоргеофизики, 1993. 184 с.
95. Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А., Дунаев Н. Н., Никифоров С. Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. — М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
96. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. — М.: Мир, 1976. 534 с.
97. Повышева Л. Г., Супруненко О. И., Вискунова К. Г., Устинов Н. В. Строение и перспективы нефтегазоносности Северо-Карской плиты // Малоизученные нефтегазоносные регионы и комплексы России (прогноз нефтегазоносности и перспективы освоения): Тез. докл. — М.: ВНИГНИ, 2001, с. 93—95.
98. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971. 248 с.
99. Полянский О. П., Ревердатто В. В., Ананьев В. А. Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // ДАН, 2000, т. 370, № 1, с. 71—75.
100. Преображенская Э. Н., Школа И. В., Корчинская М. В. Стратиграфия триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. — Л.: Севморгеология, 1985, с. 5—15.
101. Пустовалов И. Ф. О находке нефти на северной оконечности Новой Земли. — Л.: Труды ВАИ. Т. 38, 1936, с. 123—132.
102. Пушаровский Ю. М. Движущиеся континенты // Геотектоника, 2004, № 1, с. 3—12.
103. Романенко Ф. А. Строение и динамика рельефа островов Карского моря // Динамика Арктических побережий России. — М.: МГУ, 1998, с. 131—153.
104. Романкевич Е. А., Айбулатов Н. А. Геохимическое состояние морей России и здоровье человека // Вестник Отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-информационный журнал, 2004, № 1 (22).
105. Романовский С. И. Физическая седиментология. — Л.: Недра, 1988. 240 с.
106. Рундквист Д. В. (ред.). Критерии прогноза оценки на твердые полезные ископаемые. — Л.: Недра, 1986.
107. Рыбалко А. Е. Генетические критерии выделения ледниково-морских отложений и спорные вопросы палеогеографии Северо-Запада России в позднем плейстоцене—голоцене // Сборник научных трудов Комитета РФ по геологии и использованию недр «Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России». — СПб., 1992, с. 11—24.
108. Самойлович Ю. Г., Рождественская И. И. и др. Новые данные по стратиграфии малых островов Карского моря // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. — Л.: НИИГА, 1981, с. 66—84.

109. Северная Земля. Геологическое строение и минералогия / Под ред. И. С. Грамберга, В. И. Ушакова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.
110. *Сенин Б. В., Шпилов Э. В., Юнов А. Ю.* Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. — Мурманское кн. изд-во, 1989. 176 с.
111. *Соколова М. Н.* Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. — М.: Наука, 1986. 207 с.
112. Столбов Н. М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002, с. 199—202.
113. *Суздальский О. В.* Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. — Л.: Наука, 1976. 111 с.
114. *Сурков В. С., Казаков А. М., Девятков В. П., Смирнов В. Л.* Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31—37.
115. *Тарасов Г. А.* Особенности позднекайнозойского седиментогенеза в арктических морях Европы // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. — М.: Наука, 1992, с. 18—21.
116. *Тараховский А. Н., Фишман М. В., Школа И. В.* и др. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на Севере Сибирской платформы. — Л., 1983, с. 100—108.
117. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и Севера Сибири. Масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. Н. А. Богданова, В. Е. Хаина. — М.: Федеральная служба геодезии и картографии РФ, 1998.
118. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 240 с.
119. *Толстихин Н. И.* Пояс артезианских бассейнов Арктики // Мерзлотно-гидротермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. — М.: Наука, 1967.
120. *Филатова З. А., Зенкевич Л. А.* Количественное распределение донной фауны Карского моря // Тр. Всесоюзного гидробиологического общества. 1957. Т. 8, с. 3—67.
121. *Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2000. 606 с.
122. *Хаин В. Е.* Формирование современных океанов и осадочных чехлов континентальных платформ // ДАН, 2001, т. 376, № 2, с. 229—230.
123. *Шпилов Э. В., Моссур А. П.* Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника, 1990, № 1, с. 90—97.
124. *Шпилов Э. В., Тарасов Г. А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
125. *Шпилов Э. В.* Геодинамика генераций позднемезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее континентальных окраин: новые идеи // Тектоника и геофизика литосферы. — М.: ГЕОС, 2002, т. 2, с. 327—332.
126. *Шпилов Э. В.* Тектоника осадочного чехла и фундамента северо-запада Баренцево-морской континентальной окраины (шельф архипелага Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002, с. 86—100.
127. *Шпилов Э. В.* Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции Арктической периферии Северной Евразии // ДАН, 2003, т. 393, № 3, с. 376—381.
128. *Шпилов Э. В.* Геодинамическая интерпретация юрско-мелового базальтоидного магматизма Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа в контексте эволюции Арктического океана // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004, с. 176—187.
129. *Шпилов Э. В., Богданов Н. А., Хаин В. Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. — М.: ГЕОС, 2000, с. 605—608.

130. Шпилов Э. В., Матишов Г. Г., Хасанкаев В. Б. Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской окраины // ДАН, 2003, т. 391, № 1, с. 85—88.

131. Шпилов Э. В., Тюремнов В. А., Осипенко Л. Г., Глазнев В. Н. Об одном эффекте результирующего воздействия процессов молодого океанообразования на Баренцево-морскую континентальную окраину по данным петрофизики // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. — М.: ГЕОС, 2005. Т. 2, с. 380—385.

132. Шпилов Э. В., Шкарубо С. И. Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. — М.: ГЕОС, 1998, с. 281—284.

133. Шпилов Э. В., Шкарубо С. И., Богданов Н. А., Хаин В. Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003, с. 41—58.

134. Шульгина Н. И., Михайлов Ю. А. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Верхний палеозой и мезозой островов и побережья Арктических морей СССР. — Л.: НИИГА, 1979, с. 5—9.

135. Экология и биоресурсы Карского моря. — Апатиты, 1989. 181 с.

136. Юдахин Ф. Н., Киселев Г. П., Киселева И. М. Техногенные радиоактивные изотопы в морях Западной Арктики в период 1972—1996 гг. Вып. 5 // Изв. РГО, 1998, т. 130, с. 13—22.

137. Dibner V. D. (Editor). Geology of Franz Jozef Land // Meddelelser. NR. 146, Norsk Polarinstitut. — Oslo, 1998. 190 c.

138. Gading M. Triassic evolution in the Barents Sea, Norwegian and Russian sectors: a seismic and sequence stratigraphic approach. Doctor ingenioravhandling. Trondheim. — Norway: Institute for Geologi of Bergteknikk, 1993. 235 p.

139. Grantz A., Clark D. L., Phillips R. L., Srivastava S. P. Phanerozoic stratigraphy of Nortwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic ocean // GSA Bulletin, June 1998. V. 110, № 6, p. 801—820.

140. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T. and Shone T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995, № 122, p. 378—392.

141. Kiyko O. A., Pogrebov V. B. Long-term benthic population changes (1920—1930s — present) in the Barents and Kara Seas // Mar. Poll. Bull. 1997a. V. 35, № 7—12, p. 322—332.

142. Kiyko O. A., Pogrebov V. B. Persistent organic pollutant, trace metal and radionuclide concentrations in bottom organisms of the Barents Sea and adjacent areas // Mar. Poll. Bull. 1997b. V. 35, № 7—12, p. 340—344.

143. Metelkin D. V., Vernikovskiy V. A., Kazansky A. Y. et. al. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 398. 2005, p. 225—243.

144. Nikishin A. M., Ziegler P. E., Abbot D., Brunnet M. -F. Cloetingh S. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics. 2002, 351, p. 3—39.

145. Pogrebov V. B. Biological evaluation of the environment quality in the course of Arctic offshore development // Developm. of Rus. Arct. offshore. — Helsinki: JUSTNV-PAINO OY AJACTOS AB, 1994, p. 328—331.

146. Presley B. T. The potential environment impact of trace metals in the Arctic // Arct. Res. of US. 1994. V. 8, p. 136—146.

147. Solhem A., Musatov E., Heintz N. Geolodgical aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barents sea (The northern Barents Sea Geotraverse) // Meddelelser NR. 151. — Oslo, 1998, p. 50—83.

148. Worsly D., Aga O. J., Dalland A., Everhoi A., Thon A. The Geology History of Svalbard. — Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.

149. *Андреева И. А., Карноушенко Е. П., Симонов Ю. П.* и др. Результаты ревизионных стратиграфических работ на Северном острове Новой Земли за 1983—1985 гг. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1985.
150. *Боголепов А. К.* и др. Составление сводных геолого-геофизических карт Баренцево-Карского региона. — Л.: Севморгеология, 1986.
151. *Бондарев В. Н.* (отв. исполн.). Инженерно-геологическая съемка Русановской площади масштаба 1 : 50 000 для подготовки к глубокому бурению. — Мурманск, ГП АМИГЭ, 1992.
152. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Хейса-1 (о. Хейса, архипелаг Земля Франца-Иосифа). — Л.: Севморгеология, 1982.
153. *Бро Е. Г., Устинов Н. В.* и др. Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла на шельфах Баренцева и Карского морей. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. 394 с.
154. *Бро Е. Г.* (отв. исп.). Прогноз нефтегазоматеринских толщ, региональных резервуаров, покрышек и зон нефтегазонакопления на арктических шельфах России. Отчет по теме 344. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996.
155. *Васильев В. В., Васильева Е. Г., Зайончек А. В., Павлов С. П.* Опережающая геофизическая основа к Государственной геологической карте РФ. Лист Т-41—44. Объяснительная записка. — Мурманск: МАГЭ, 2005.
156. *Васильева Е. А., Зобнина Н. И.* Изучение геологического строения и оценка перспектив обнаружения УВ-ресурсов в западном секторе Арктического шельфа России. — Мурманск: Севморнефтегеофизика, 2002.
157. *Виноградов А. В.* и др. Региональные комплексные геолого-геофизические исследования в Карском и Баренцевом морях в 1985—1987 гг. — Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1987.
158. *Виноградов А. В.* и др. Составление сейсмостратиграфической схемы платформенного чехла Карского региона. — Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1989.
159. *Вискунова К. Г., Супруненко О. И.* и др. Переобработать геолого-геофизические материалы по Баренцево-Северокарской плите с целью определения стратегии поиска залежей углеводородов. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.
160. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. (Серия Новоземельская). Объяснительная записка к листам Т-41—42, (пятая группа) / Г. В. Труфанов, В. В. Орго, Л. Г. Павлов, В. Ф. Непомилуев — Ломоносов: ПМГРЭ, 1992.
161. *Гуревич В. И.* (отв. исп.). Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993.
162. *Гуревич В. И., Казаков Н. И.* и др. Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1985.
163. *Ильин В. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части архипелага Новая Земля (отчет о ГГС масштаба 1 : 200 000). — Ломоносов: ПМГРЭ, 1990.
164. *Карцева Г. Н.* Оценка прогнозных запасов нефти и газа арктического шельфа СССР по состоянию на 1.01.1984 г. Программа региональных и поисковых работ на 1986—1990 гг. и до 2000 г. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1984.
165. *Кийко О. А.* Донные сообщества Баренцева моря и прилежащих акваторий: картирование и описание в целях экологического мониторинга. Диссертация на соискание ученой степени к. б. н. — СПб., 1997. 84 с.
166. *Клубов Б. А., Качанов Е. И.* и др. Литолого-стратиграфическая и битуминологическая характеристика силурийских и девонских отложений западной части Северной Земли. — Магадан: СВКНИИ, 1979.
167. *Козлов С. А., Неизвестнов Я. В., Ильинская Н. Б., Зархидзе В. С.* и др. Инженерная геология нефтегазоперспективного региона Западно-Арктического шельфа России. Отчет по теме 402 «Определить инженерно-геологические условия освоения нефтегазовых месторождений Западно-Арктического шельфа, создать обзорные инженерно-геологические карты региона масштаба 1 : 2 000 000». — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998.

168. Комплект карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 (архипелаг Новая Земля). Объяснительная записка / Л. Г. Павлов, Г. В. Труфанов, В. Ф. Непомилуев, В. В. Орго, Б. Г. Лопатин — СПб., Ломоносов, 1999.
169. *Кораго Е. А., Ковалева Г. А.* и др. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новой Земли. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1986.
170. Легенда Тюменско-Салехардской подсерии Западно-Сибирской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 / Гл. ред. Б. Ф. Костюк. — Тюмень, 1999.
171. Легенда Новоземельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / В. В. Орго, Г. В. Труфанов — СПб., Ломоносов, 2001.
172. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 / В. А. Басов, В. И. Бондарев, Н. Н. Соболев и др. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003.
173. *Ленькин Е. Н. Марковский В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые о. Пионер и западной части о. Октябрьской революции. — Норильск, фонды ЦАГРЭ, 1975.
174. *Макарьев А. А., Школа И. В.* и др. Информационный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 архипелага Земля Франца-Иосифа, составление ГК-1000 (листы U-38, 39, 40, 41) по теме 390: «Построить модель эволюции земной коры Баренцево-Карской континентальной окраины как основу для оценки минерально-сырьевого потенциала архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа» — СПб.: ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 1998.
175. *Наумов А. И., Бондарев В. И.* Геологическое строение северной оконечности Новой Земли. Листы Т-42-XXV, XXVI, XXVII, XXXI, XXXII, XXXIII. — Л.: НИИГА, 1954.
176. *Неизвестнов Я. В.* Инженерная геология зоны арктических шельфов СССР. Дис. на соискание уч. степ. докт. геол.-минер. наук. — Л.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1979.
177. *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, Фонды ВНИИОкеангеология, 1977.
178. *Непомилуев В. Ф.* Геоморфологическая карта архипелага Новая Земля. Масштаб 1 : 1 000 000. — СПб., 1998.
179. *Нечхаев С. А.* и др. Региональные исследования КМПВ в Баренцевом и Карском морях в 1985—1987 гг. — Мурманск: МАГЭ, 1987.
180. *Орго В. В., Труфанов Г. В.* Результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в районе залива Иностранцева. — Ломоносов: ПМГРЭ, 1992.
181. *Павлов Л. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000). — Ломоносов: ПМГРЭ, 1986.
182. *Павлов Л. А., Устинов Н. В.* и др. Изучение литолого-фациального состава пород, корреляция разрезов и составление эталонных коллекций мезозойско-палеозойских отложений Баренцева и Карского морей по материалам бурения ПО АМНГР. — Л.: ВНИИ-Океангеология, 1988.
183. *Петрова В. И., Батова Г. И.* Отчет по теме «Выявить региональные особенности органо-геохимических аномалий в донных отложениях акваторий Западно-Арктического региона (в нефтепоисковых и экологических целях)». — СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1996.
184. *Развальяев Д. А.* и др. Региональные комплексные сейсмические исследования в Карском море в 1987—1988 гг. — Мурманск: МАГЭ, 1989.
185. *Рокос С. И.* (отв. исполн.). Информационный отчет о результатах инженерно-геологических исследований на Русановской и Ленинградской структурах. — Мурманск, ГП АМИГЭ, 1993.
186. *Самойлович Ю. Г., Петрунин Л. П.* и др. Результаты геологических исследований на островах в северной части Карского моря. — Л.: НПО «Севморгео», 1977.
187. *Смирнова Е. Т.* и др. Региональные комплексные сейсмические исследования в Карском море в 1989—1991 гг. — Мурманск: МАГЭ, 1991.

188. *Соболев Н. Н.* и др. Изучить верхнепалеозойские отложения Баренцевоморского бассейна. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993.
189. *Соболев Н. Н., Зархидзе В. С.* и др. Разработка стратиграфических схем палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью обеспечения геологосъемочных, инженерно-геологических и поисковых работ на Западно-Арктическом шельфе. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.
190. *Сороков Д. С., Карцева Г. Н.* Обоснование расчетов ресурсов нефти и газа на шельфе Карского моря. Промежуточный отчет по теме 136: «Провести оценку прогнозных ресурсов нефти и газа арктического шельфа России на основе тектонического и нефтегеологического районирования шельфовых областей Северного Ледовитого океана по новым геолого-геофизическим данным». — СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1995.
191. *Супруненко О. И.* и др. Глубинное строение Баренцевоморского региона и потенциальные возможности нефтегазоносности второго и третьего структурных этажей. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998.
192. *Супруненко О. И.* Количественная оценка величины начальных суммарных ресурсов нефти, газа и конденсата Баренцева, Печорского и Карского морей. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004.
193. *Таныгин И. А.* и др. Количественная оценка величины и анализ структуры запасов и ресурсов нефти, газа и конденсата Баренцева моря на 1.01.1993 г. — Мурманск: АМНГР, 1994.
194. *Устинов Н. В.* и др. Фанерозойские отложения Западно-Арктического шельфа (по материалам бурения). Отчет по договору 923. Кн. 1, 2. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1989.
195. *Хапилин А. Ф., Кальной Г. А.* и др. Отчет о результатах региональных геолого-геофизических работ в юго-восточной части Карского моря в 1986—1989 гг. — Норильск: ЦАГРЭ, 1990.
196. *Шкатов Е. П., Старк А. Г.* и др. Информационный отчет о морских комплексных геолого-геофизических исследованиях в проливах и на шельфе архипелага Земля Франца-Иосифа. — Ломоносов: ПМГРЭ, 1997.
197. *Шкатов Е. П.* (отв. исп.). Морские комплексные геолого-геофизические исследования западной части шельфа архипелага Земля Франца-Иосифа. — Ломоносов, 2002.
198. *Школа И. В., Бро Е. Г.* и др. Отчет по обработке материалов бурения Северной параметрической скважины (о. Грэм-Белл, архипелаг Земля Франца-Иосифа). — Л.: Севморгео, 1980.
199. *Школа И. В., Ронкина З. З., Бро Е. Г.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Свердруп-1 (о. Свердруп, Карское море). — Л.: Севморгеология, 1981.
200. *Школа И. В., Острой А. С.* Отчет по теме 256: «Провести анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по архипелагу Земля Франца-Иосифа и составить программу его комплексного изучения». — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994.
201. *Яшин Д. С., Алексеев И. А.* и др. Вещественный состав и геохимия донных осадков Западно-Арктических акваторий СССР. — Л.: Севморгеология, 1985.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>С. И. Шкарубо</i>	3
СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА. <i>С. И. Шкарубо, С. П. Павлов</i>	11
СТРАТИГРАФИЯ	28
Архей?–нижний протерозой. <i>Л. Г. Повышева</i>	29
Протерозойская эратема. <i>Л. Г. Повышева, В. В. Орго</i>	29
Палеозойская эратема. <i>Л. Г. Повышева, В. В. Орго</i>	31
Мезозойская эратема. <i>Л. Г. Повышева</i>	56
Триасовая система	57
Юрская система	62
Меловая система	66
Кайнозойская эратема. <i>Д. А. Костин</i>	72
Четвертичная система	72
ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. <i>Е. В. Пенедюк, Н. В. Маркина</i>	90
МАГМАТИЗМ. <i>В. В. Орго, Б. Г. Лопатин</i>	96
ТЕКТЕНИКА. <i>Э. В. Шипилов, С. И. Шкарубо, В. В. Орго, В. В. Васильев</i>	100
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>О. Г. Ромащенко</i>	115
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	121
Позднепротерозойско-палеозойский этап. <i>Э. В. Шипилов</i>	122
Позднепермско-триасовый этап. <i>Э. В. Шипилов</i>	125
Юрско-меловой этап. <i>Э. В. Шипилов</i>	130
Кайнозойский этап. <i>Э. В. Шипилов, Д. А. Костин</i>	131
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	138
Горючие полезные ископаемые. <i>К. Г. Вискунова</i>	138
Металлические полезные ископаемые. <i>В. В. Орго</i>	146
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>С. А. Козлов</i>	150
ГЕОЭКОЛОГИЯ.	157
Общая характеристика геоэкологических условий. <i>Т. В. Яковлева</i>	157
Геоэкологическая оценка состояния придонных сред. <i>Т. В. Яковлева</i>	166
Гидробиологические исследования и схема донных сообществ. <i>О. А. Куйко</i> ..	169
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>С. И. Шкарубо</i>	178
УКАЗАТЕЛЬ ПРОЯВЛЕНИЙ	184
УКАЗАТЕЛЬ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ	185
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	186

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)
Серия Северо-Карско-Баренцевоморская
Лист Т-41-44 – мыс Желания
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 26.09.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 12,5 + 3 вкл. Уч.-изд. л. 18.
Тираж 150 экз. Заказ 81011038

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК