

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

**Лист U-41—44 — Земля Франца-Иосифа
(восточные острова)**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
РЕГИОНАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ
ШЕЛЬФЕ И МИРОВОМ ОКЕАНЕ (МОРГЕО)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ПОЛЯРНАЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ (ПМГРЭ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист U-41—44 — Земля Франца-Иосифа
(восточные острова)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М 1000): 528.94.065(470.118)

Дымов В. А., Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44 — Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с. + 6 вкл.

В объяснительной записке обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и геоэкологии восточных островов архипелага Земля Франца-Иосифа, прилегающего шельфа Баренцева и Карского морей, южной части глубоководной котловины Нансена Северного Ледовитого океана. Проведено минерагеническое и нефтегазогеологическое районирование и дана прогнозная оценка полезных ископаемых. Предложены рекомендации по дальнейшему изучению региона и охране окружающей среды.

В базе данных приводятся сведения о переоцененных прогнозируемых объектах полезных ископаемых и их прогнозных ресурсах на лист U-37–40.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся региональной геологией и, прежде всего, геологией Арктики.

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

Табл. 30, ил. 10, список лит. 87 назв., прил. 3.

Авторы

Дымов В. А., Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Орлов В. В., Старк А. Г.

Ответственный редактор *Макарьев А. А.*

Главный редактор *Лопатин Б. Г.*

Редактор Северо-Карско-Баренцевоморской серии *Лопатин Б. Е.*

Эксперты НРС *Иогансон А. К., Солдатов О. Б., Тарноградский В. Д., Якобсон К. Э.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 19 декабря 2007 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2011
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2007
- © Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГЭ), 2007
- © Коллектив авторов, 2007
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Границами листа U-41–44 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) являются: 80°00′–84°00′ с. ш. и 60°00′–84°00′ в. д. В его пределы входит восточная группа островов арх. Земля Франца-Иосифа (далее — ЗФИ) с проливами и прилегающим шельфом, остров Ушакова, желоб Св. Анны, часть континентального склона (уступ Брусилова) и южная часть котловины Нансена. Площадь листа составляет 165 700 км², в том числе: острова архипелага 4352 км², акватории Баренцева и Карского морей, Северного Ледовитого океана и проливов арх. ЗФИ 161 348 км².

По административному делению территория арх. ЗФИ и прилегающего шельфа относится к Архангельской области Российской Федерации, а о. Ушакова — к Таймыро-Ненцкому национальному округу. Работы по геологическому доизучению арх. ЗФИ (листы U-37–40, U-41–44) с целью подготовки к изданию Госгеолкарты-1000 (третье поколение) проводились на основании подпрограммы «Минеральные ресурсы Мирового океана, Арктики и Антарктики» Федеральной целевой программы «Мировой океан» МПР России.

Спецификой геологического строения площади листа U-41–44 является его расположение на сочленении Баренцевской и Карской шельфовых плит и впадины Северного Ледовитого океана (СЛО), что делает его изучение ключевым для расшифровки геологического строения переходной зоны «континент–океан», а также для обоснования прогноза полезных ископаемых северной части Баренцева и Карского морей.

Исключительная важность географо-экономического положения района определяется его нахождением в пограничной шельфовой области России, к которой с севера примыкают международные воды СЛО.

Одновременно район арх. ЗФИ, и особенно его восточная часть с прилегающей акваторией, по причине своей труднодоступности является наименее изученным в геологическом (прежде всего минерагеническом) отношении.

Представительность имеющихся геологических и геофизических материалов (особенно полученных по морским и наземным работам ФГУНПП «ПМГРЭ» в 1994, 2000–2001 и 2006 гг.) позволила составить кондиционный комплект карт геологического содержания масштаба 1:1 000 000–1:2 500 000, осветить геологическое глубинное строение площади, уточнить историю геологического развития и минерагенические перспективы района. В составленном комплекте нет гидрогеологической карты, поскольку

для слабо изученных акваторий ее составление необязательно, а сведения о подземных водах арх. ЗФИ отсутствуют.

На глубокоководную котловину Нансена имеются материалы аэрогеофизических и авиадесантных гравиметрических работ, что дает возможность представить себе строение верхней части платформенного чехла этой важной и практически не изученной структуры, хотя рисовка конкретных геологических тел на дне котловины затруднена.

Аналитические исследования осадочных и магматических пород арх. ЗФИ, а также донных отложений акватории проводились в различных геологических организациях.

В ПМГРЭ: партия ядерно-физических методов проводила спектрохимический анализ магматических и осадочных пород, Северная партия (впоследствии — Картосоставительский отряд) — шлихоминералогический анализ проб, петрографическое описание шлифов.

Во ВСЕГЕИ выполнены: изготовление шлифов; углепетрографическое описание углей; рентгеноспектральный флуоресцентный и масс-спектрометрический анализ редких и редкоземельных элементов; спектрохимический анализ пород и руд; палинологический анализ донных проб по акватории; рентгеноструктурный анализ глин.

В ОАО «Южгеология» (Ростов-на-Дону) выполнялись технические анализы углей.

Во ВНИГРИ изучались битуминозность донных осадков по акватории, а также характеристика битумоидов.

Во ФГУП «Невскгеология» выполнен полуколичественный спектральный анализ, химический анализ поверхностных вод.

В ОАО «Радек» произведено определение радионуклидов (почвы, мхи островов, донные отложения).

В ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) произведено определение абсолютного возраста ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) интрузивных и эффузивных пород.

Обработку палеонтологических коллекций, собранных в процессе работ 1993–1995 гг., 2000–2001 и 2006 гг. проводили:

ВНИИОкеангеология: В. А. Басов (фораминиферы юры), М. В. Корчинская (аммониты и двустворки триаса), Н. А. Куприянова (четвертичные фораминиферы донных осадков), З. В. Пушина (четвертичные фораминиферы), Л. А. Фефилова (палинология).

ВСЕГЕИ: И. В. Полуботко (двустворки триаса); Д. Б. Збукова, А. Ю. Шаропова; (палинология).

СПБГУ: Н. И. Стрельникова (диатомеи).

Всем вышеперечисленным сотрудникам и организациям авторы объяснительной записки выражают искреннюю благодарность за оказанную помощь и консультации в работе.

Топографическая и батиметрическая основа масштаба 1:1 000 000 составлена в цифровом варианте ГлавНИВЦ МПР РФ по топокартам масштаба 1:500 000 ГКГУ СССР, 1989 г. Батиметрическая основа откорректирована по карте «Рельеф дна Северного Ледовитого океана» масштаба 1:5 000 000, ГУНиО МО РФ, СПб., 1999 г.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Одной из отличительных черт картируемой площади является нахождение в юго-западной части листа U-41–44 островов арх. ЗФИ. На площадь листа попадают восточная, северо-восточная группы островов (острова Земля Вильчека, Грэм-Белл, Ла-Ронсьер, Ева-Лив и др.). С юга арх. ЗФИ омывается водами Баренцева моря, с севера — Северным Ледовитым океаном, а с востока — водами Карского моря.

Главной физико-географической особенностью архипелага, определяющей основные черты рельефа островов, является широкое развитие пластовых интрузий и современного оледенения. Пластовые интрузии гипсометрически приурочены к верхним частям разреза, предохраняя (бронируя) от эрозии нижележащие слаболитифицированные отложения верхнего триаса, юры и мела. Мощность ледникового покрова не зависит от размера островов и колеблется от 50 до 400 м.

Береговая линия островов на 63 % представлена льдом и только на 37 % — коренными и рыхлыми четвертичными породами. Ледяные берега, как правило, обрывисты, высотой до 40–50 м, в местах выхода к морю выводных ледников идет интенсивное айсбергообразование. Берега, сложенные коренными породами, представлены двумя типами. Там, где берега образованы пластовыми интрузиями, сформированы обрывы высотой до 50–80 м. В местах выхода к побережью песчано-глинистых образований берега пологие и, как правило, террасированы.

Острова и разделяющие их проливы имеют угловатые очертания, главным образом северо-западного, северо-восточного и отчасти меридионального простирания, что обусловлено особенностями тектонического строения архипелага и молодыми движениями на его территории. На восточном крае арх. ЗФИ гляциально-нивальное плато имеет абсолютные отметки от 50 до 100 м при сравнительно слабом расчленении. На периферии архипелага глубины морского дна не превышают 200 м, а в проливах достигают 300 м.

Северная часть листа занята глубоководной котловиной Нансена Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. Бровка континентального склона проходит на глубинах 400–500 м. Континентальный склон наклонен в целом к северу, где на глубинах 3200–3300 м отмечается переход от батимального склона к абиссальной котловине. Дно котловины Нансена выровненное плоское, имеет наклон к северу, к центру котловины. Максимальные глубины котловины в пределах листа составляют 3500 м.

Центральную часть площади листа занимает желоб Св. Анны. Это крупное ложбинообразное понижение меридионального простирания протяженностью около 350 км (от южного замыкания структуры по тыловому шву до бровки континентального шельфа на севере); ширина желоба 135–175 км по бровке и 100–140 км по тыловому шву. Днище желоба, располагающееся на глубинах 450–600 м, полого понижается к северу, крутые прямолинейные очертания бортов на глубинах от 500 до 250 м постепенно выполаживаются к югу. Максимальная глубина желоба Св. Анны в

пределах описываемой площади — 652,5 м по промеру НИС «Профессор Логачев», 1994 г. [19, 82].

На востоке в пределы описываемой площади попадает северо-западный фланг Центрально-Карской возвышенности с глубинами 150–200 м и с прибрежными отмелями глубиной менее 50 м у о. Ушакова. Мелководья разделяются долинообразными понижениями глубиной до 150 м. Характерной особенностью о. Ушакова является повсеместное развитие покровного оледенения. Ледник имеет сравнительно правильную форму купола высотой 294 м над уровнем моря. Мощность льда колеблется от 20 до 293 м. Берега острова изрезаны мало, ледник обычно полого опускается к урезу воды. Береговые обрывы не превышают 3–4 м, но в местах выброса морского льда на берег образуются гребни высотой 5–9 м. Ледовая обстановка вблизи острова, как правило, складывается тяжелая. Дрейфующие и припайные льды держатся обычно и зимой, и летом.

Климатические особенности района работ определяются его положением в высоких широтах за Полярным кругом, непосредственной связью с Атлантическим океаном и Центральным Арктическим бассейном. В целом район работ имеет полярный морской климат, характеризующийся продолжительным зимним периодом, коротким летом, большой относительной влажностью. Температура и влажность воздуха находятся в прямой зависимости от розы ветров. Похолодание наступает при северном и, отчасти, северо-восточном и северо-западном направлениях ветра. Потепление летом связано с южными, а зимой — с юго-западными ветрами. В районе арх. ЗФИ и о. Ушакова преобладают северные, восточные и юго-восточные направления ветра со среднемесячной скоростью 5–7 км/ч. В летний период число дней со скоростью ветра 15 м/с и более составляет 1–2 дня в месяц. Штили в открытом море наблюдаются редко и составляют 4–10% от навигационного периода (вторая половина августа — конец сентября). Нередка для района штормовая погода продолжительностью от 1–2 до 5–7 сут, причем скорость ветра в штормовые дни может достигать 40 м/с.

Самый холодный месяц — март, когда средняя температура воздуха составляет -23 – -24 °С (абсолютный минимум -50 °С). Весенний переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С происходит в третьей декаде июня. Самый теплый месяц на островах архипелага — июль: средняя температура воздуха составляет $+0,2$ – $0,9$ °С, при единичных абсолютных максимумах до $+11$ – 16 °С. Осенний переход через 0 °С наблюдается в конце второй—начале третьей декады августа. Таким образом, период положительных среднесуточных температур на архипелаге составляет около 50 сут. Учитывая продолжительность схода снежного покрова (вторая половина июня — конец июля), наиболее благоприятный период для проведения наземных полевых работ составляет около 35 сут (третья декада июля — конец августа).

Гидрохимические условия района исследований во многом определяются его крайним положением в Баренцевом и Карском морях, широким сообщением с океаном, активным гидродинамическим режимом, обусловленным рельефом дна. Особенностью гидрологических процессов, в частности, является хорошее и постоянное перемешивание водных слоев,

что обеспечивает хорошую аэрацию вод, распределение растворенных газов в воде и в биогенных сообществах. Кислород на шельфе везде достигает дна, и его содержание в толще воды близко к насыщению. В летний период, в связи с фотосинтезом, вода перенасыщается кислородом. По солевому составу воды района исследований не отличаются от вод открытого океана. Режим нитратов и фосфатов связан с развитием фитопланктона и вертикальной циркуляцией. Высокие значения нитратного азота ($300\text{--}400\text{ мг/м}^3$) отмечаются в районе арх. ЗФИ [21]. Данных о содержании в водной толще фосфатов, сульфатов, органического вещества в районе исследований в научной печати нами не обнаружено.

Гидрологический режим в районе работ определяется климатическими условиями, водообменом и ледообменом с прилегающими акваториями арктического бассейна, поступлением в регион относительно теплых атлантических вод. Выделяются воды трех основных типов: поверхностные арктические с низкой температурой ($-1,6\text{--}1,8\text{ }^\circ\text{C}$) и соленостью до 33‰ , распространенные до глубин $25\text{--}30\text{ м}$; баренцевоморские (трансформированные атлантические воды) с температурой $-1,6\text{ }^\circ\text{C}$ (зимой) и соленостью около 35‰ , располагающиеся ниже слоя арктических вод; г л у б и н н ы е атлантические со сравнительно высокой температурой (до $+3\text{ }^\circ\text{C}$) и соленостью до 35‰ . Амплитуда приливов колеблется от $0,1$ до $0,6\text{ м}$, а скорости приливно-отливных течений не превышают $1,8\text{ км/ч}$. Нередко сложные установившихся приливных и ветровых течений, особенно в проливах архипелага, дает скорости $2,7\text{--}3,1\text{ км/ч}$ [82].

Граница постоянного ледового покрова в пределах арх. ЗФИ спускается к югу до 74° с. ш. в конце зимнего периода (апрель), поднимаясь к концу летнего периода (сентябрь) до $82\text{--}82^\circ30'\text{ с. ш.}$ В проливах архипелага большую часть года удерживается ледяной покров. Таяние и разрушение льдов в открытой части моря начинается в конце апреля — начале мая; проливы архипелага освобождаются ото льда к концу июля — началу августа, но ледовая обстановка в проливах зависит, как правило, от направления ветров в этот период. Бывают годы, когда дрейфующие льды не покидают проливов вообще. Благоприятный период для проведения морских работ на судах — вторая половина августа—конец сентября.

Архипелаг ЗФИ располагается в зоне арктических пустынь, для которых характерен маломощный, разорванный почвенный покров и очень короткий вегетационный период. В этих условиях существует очень обедненная флора и разреженный растительный покров, представленный водорослями, накипными лишайниками, мхами и малым числом цветковых растений. По характеру растительности на архипелаге различаются: кустарниково-лишайниковая и травянисто-моховая полигональные пустыни. Типичная арктическая пустыня, практически лишенная растительности, характерна для внутренних частей островов. На о. Ушакова растительный мир отсутствует, возможны только микроформы на поверхности льда и отдельных обломках пород из моренных образований.

Животный мир представлен преимущественно морскими млекопитающими: морскими зайцами, моржами, нерпами, гренландскими тюленями, стадами белух, реже нарвалов. Из наземных животных обычен белый

медведь и очень редко встречается песец. Птицы образуют на островах птичьи базары, представленные кайрами, моевками, чистиками и глупышами. Кроме того, в незначительных количествах встречаются гаги, казарки и белые куропатки.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическая изученность

Наземные геологические работы. Земля Франца-Иосифа. Историю геологического изучения арх. ЗФИ и севера Баренцева и Карского морей принято отсчитывать с 1873 г., когда архипелаг был открыт Австро-Венгерской экспедицией под руководством Ю. Пайера и К. Вайпрехта на судне «Адмирал Тегетгофф».

В конце XIX—начале XX в. географические и геологические наблюдения проводились экспедициями под руководством англичан Бенджамин Ли-Смита (1880—1882 гг.), Ф. Джексона (1894—1897 гг.), норвежского исследователя Ф. Нансена (1895—1896 гг.).

Экспедиция Уолтера Уэльмана на судне «Фритъоф» (1898—1900 гг.) имела главной целью покорение Северного полюса, а также изучение арх. Земля Франца-Иосифа. Весной 1899 г. метеоролог Эвелин Болдуин совершил санные экспедиции, во время которых были открыты и нанесены на карту о. Грэм-Белл, восточный берег о. Земля Вильчека и ряд других островов.

В 1903—1905 гг. американцем Э. Фиала на яхте «Америка» была предпринята экспедиция к Северному полюсу. Полюса достичь не удалось, но экспедиция оказалась очень плодотворной в научном смысле. Были получены сведения о климатических различиях внутри архипелага, а карта, составленная экспедицией, оказалась наиболее точной из всех, имевшихся к тому времени.

Небольшой объём исследований был выполнен экспедициями герцога Абрुцского (1899—1900 гг.), Болдуина (1901—1902 гг.), Циглера (1901—1905 гг.), Седова (1912—1914 гг.), которые использовали арх. ЗФИ как трамплин для достижения Северного полюса. Летом 1925 г. в проливах архипелага работала Британская экспедиция Ф. Уорсли, а в 1930 г. в западной части архипелага — экспедиция норвежского геолога Г. Хорна.

В 1926 г. декретом Совета Народных Комиссаров Советского Союза Земля Франца-Иосифа была включена в состав СССР. В 1929 г. были основаны полярные станции на о. Гукера (бухта Тихая) и о. Рудольфа (бухта Теплиц), которые явились базой для систематического изучения архипелага вплоть до начала Второй мировой войны. Геологические исследования в этот период проводили Р. А. Самойлович (1928, 1929, 1931 гг.), И. М. Иванов (1929, 1931 гг.), Н. П. Лупанова (1932 г.), Т. Н. Спижарский (1933—1934 гг.). На основе всех имевшихся материалов в 1937 г. Т. Н. Спижарским были разработаны вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники, палеогеографии, четвертичной геологии, геоморфологии и была предложена схема геологического строения Земли Франца-Иосифа.

Экспедиционные исследования на архипелаге были возобновлены по окончании Второй мировой войны после восстановления деятельности полярных станций на островах Гукера и Рудольфа. В 1952 г. была основана полярная станция им. Нагурского, а в 1957 г. начала действовать гидрометеообсерватория «Дружная» на о. Хейса, которой позже было присвоено имя Э. Т. Кренкеля.

В 1952–1953 гг. Западной экспедицией треста «Арктикразведка» была выполнена аэрофотосъёмка архипелага с последующим выпуском кондиционной топоосновы, обеспечивающей широкие возможности для развёртывания геологических и гляцио-геоморфологических исследований.

В 1953 г. экспедиция Института геологии Арктики под руководством В. Д. Дибнера провела зимние специализированные аэрогеологические и гляцио-геоморфологические исследования почти 85% суммарной площади островов с заверочными наземными работами.

В 1957 г. В. Д. Дибнером составлены листы Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к ней. В дальнейшем геологическим изучением архипелага занимались: В. Д. Дибнер и В. К. Разин (НИИГА, 1957 г.), Гляциологическая экспедиция Географического института АН СССР (начальник В. Н. Суходровский, 1957–1959 гг.), палеоботаники Н. Ю. Буданцев и И. Н. Свешникова из Ботанического института АН СССР (1960 г.), Гляциологическая экспедиция ААНИИ под руководством Л. С. Говорухи.

В период с 1965 по 1980 г. на островах архипелага работало шесть геологических партий Института геологии Арктики (НИИГА): Я. В. Неизвестного (1968 г.), Ю. Я. Лившица (1973 г.), А. Н. Тараховского (1975 г.), А. И. Шульгиной, В. Д. Дибнера, Ю. А. Михайлова, Д. В. Сергеева (1976 г.); Ю. А. Михайлова, Г. К. Видмин-Лобзина (1977 г.); А. В. Дитмара, А. Н. Тараховского и др. (1978–1980 гг.).

В 1977–1981 гг. ПГО «Волгокамскгеология» было проведено бурение параметрических скважин, заданных по рекомендации НИИГА на островах: Земля Александры (скв. Нагурская глубиной 3204 м), Хейса (скв. Хейса глубиной 3344 м) и Грэм-Белл (скв. Северная глубиной 3523 м). Первая скважина вскрыла отложения триаса и верхнего карбона, а с глубины 1895 м были прослежены вендские отложения. Две другие скважины не вышли из отложений среднего триаса [75, 76].

Строительство, бурение, опробование и первичную документацию Северной параметрической скважины (о. Грэм-Белл) осуществляла Арктическая нефтеразведочная партия треста «Ярославнефтегазразведка» под руководством Э. Н. Ласенко. На скважине были выполнены промыслово-геофизические исследования и вертикальное сейсмозондирование.

На восточных островах архипелага, расположенных на площади предлагаемых листов, исследования до 1993 г. ограничивались лишь кратковременными посещениями: В. Д. Дибнером и В. К. Разиным в 1953 г., Ю. Я. Лившицем в 1973 г. и А. Н. Тараховским в 1975 г., а также тематическими стратиграфическими работами Ю. А. Михайлова в 1976–1977 гг.

Выпущенный в 1957 г. лист Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 на арх. ЗФИ морально устарел и требовал корректировки

в свете новых полученных данных. В связи с этим Полярная морская геологоразведочная экспедиция с 1993 по 2006 г. (с перерывами, по мере поступления финансирования) проводила аэрогеофизические, комплексные морские геолого-геофизические исследования, наземные геологосъёмочные работы на арх. ЗФИ и прилегающем шельфе с целью подготовки к изданию Госгеолкарты-1000 (третье поколение). Одновременно в тесном контакте с ГП «ПМГРЭ» на архипелаге проводили тематические работы ВНИИОкеангеология и ВНИГРИ.

В 1998 г. ГП ПМГРЭ и институтом ВНИИОкеангеология составлен «Информационный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 (листы U-38,39,40,41) и теме № 390: «Построить модель эволюции земной коры Баренцево-Карской континентальной окраины как основу для оценки минерально-сырьевого потенциала арх. ЗФИ и примыкающего шельфа» (отв. исполнители — А. А. Макарьев, И. В. Школа). В отчете обобщены материалы предшествующих исследований, разработан вариант легенды геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 для различных структурно-фациальных зон и обновленная стратиграфическая схема мезозойских отложений архипелага. Были составлены геологические карты масштаба 1 : 200 000 для островов Земля Александры, Земля Георга, Гукера, Хейса, Грэм-Белл и западной части Земли Вильчека, а также ряд карт масштаба 1 : 1 000 000 (тектоническая, складчатого фундамента и осадочного чехла) и произведена оценка перспектив нефтегазоносности архипелага [73].

Особенно результативными оказались авиадесантные работы на островах арх. ЗФИ, выполненные ГП «ПМГРЭ» (с 2001 г. — ФГУНПП «ПМГРЭ») в 2000–2001 гг. в рамках ГДП-1000. Было исследовано более 80 островов архипелага и выполнено 180 авиадесантных посадок на вертолетах МИ-8 МТВ. Часть авиадесантных работ проводилась и на площади листов U-41–44.

В полевой сезон 2006 г. Картосоставительским отрядом Полярной экспедиции были проведены комплексные морские, наземные геологические и геофизические работы на островах арх. ЗФИ и в его проливах. В ходе работ проводилось не только геологическое доизучение площади листа U-41–44 с целью подготовки к изданию ГКК-1000, но и дополнительные поисковые работы на участках, рекомендованных на площади листа U-37–40 для уточнения минерагенических перспектив арх. ЗФИ.

Все материалы, полученные в процессе аэрогеофизических, комплексных морских геолого-геофизических и наземных работ, позволили подготовить площадь для издания смежных листов Госгеолкарты-1000 (листы U-37–40, U-41–44) и послужили основой для составления Легенды блока «арх. ЗФИ» (Северо-Карско-Баренцевоморская серия листов Госгеолкарты-1000).

Наиболее полные сведения о геологическом строении арх. ЗФИ и прилегающего шельфа приведены в отчётах В. Д. Дибнера [66], А. А. Макарьева и И. В. Школы [73], Е. П. Шкатова [82], Е. П. Шкатова и А. А. Макарьева [83], в объяснительной записке к листу Государственной геологической карты U-37–30 (отв. редактор А. А. Макарьев) [7].

Остров Ушакова с прилегающим шельфом наименее доступен по ледовым условиям, а потому и наименее изучен. Остров был обнаружен 1 сентября 1935 г. Первой высокоширотной экспедицией Главсевморпути на л/п «Садко». В 1956 г. на острове была открыта метеостанция. В 1976 г. НПО «Севморгеология» проводились исследования островов Карского моря, в ходе которых на о. Ушакова были пробурены четыре скважины глубиной от 17 до 20 м, в одной из которых под глетчерным льдом на глубине 18,9 м были вскрыты песчано-галечные отложения.

По результатам аналитических исследований Ю. Г. Самойловича, подлёдные отложения о. Ушакова рассматривались как четвертичные, образованные в результате многократного перемиыва подстилающих пород в интервале от юры до времени последней трансгрессии древнечетвертичного казанцевского моря. Подстилающими породами могли быть отложения верхнего триаса—нижней юры [43, 80]. Следует отметить отсутствие в составе грубообломочного материала магматических пород основного состава, хотя район острова трактовался некоторыми исследователями как базальтовое плато.

Во время проведения Высокоширотной экспедиции «Арктика-2007» предполагалось произвести высадку на остров для отбора геологических проб, однако из-за сложных метеоусловий удалось провести лишь аэровизуальные наблюдения и небольшой объем опробования донных отложений ковшом-дночерпателем и гидравлическими трубками.

Морские работы. Первые сведения о донных осадках в проливах арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающих к нему с юго-востока акваториях содержатся в трудах Австро-Венгерской экспедиции Ю. Пайера и К. Вайпрехта, которая в 1873 г. открыла архипелаг во время дрейфа на затертом льдами парусно-моторном боте «Тегетгофф». Попутно с отбором бентоса тралом были получены 18 проб донных грунтов, для которых было сделано визуальное описание. Аналитические исследования проб не производились.

Грунтовые пробы к югу от о. Греэм-Белл отбирались во время третьего арктического похода ледокола «Ермак» в 1901 г. Изучение донных осадков ограничивалось кратким визуальным описанием грунтов, поднятых лотом или тралом.

Последующими экспедициями для подъема донных осадков использовались грунтовые трубки и дночерпатели. Особое место в изучении донных осадков этого этапа занимает экспедиция на судне «Академик Книпович» (1931—1932 гг.), проводившая комплексные океанологические исследования, в том числе и геологические работы. Экспедицией было выполнено 30 грунтовых станций, из них 12 — на описываемой территории на северном и восточном обрамлении архипелага. Все полученные грунтовые колонки были детально изучены. В 1935—1936 гг. М. М. Ермолаев исследовал несколько проб рыхлых отложений, поднятых со дна жёлоба Св. Анны. Для слоя осадков мощностью 90 см были получены данные о возрасте в 9—12 тыс. лет.

В 1935—1936 гг. Высокоширотной экспедицией Арктического института с борта ледокола «Садко» проводились комплексные океанологические

исследования, в состав которых входили и морские геологические работы. Около о. Грэм-Белл были выполнены три грунтовые станции. На всех станциях велся отбор донных отложений грунтовыми трубками, наибольшая длина колонок — 145 см. В литературе есть лишь отрывочные сведения о гранулометрическом составе осадков на этих станциях.

В послевоенный период возобновились работы по изучению геологии арктических морей. В 1948 г. в районе жёлоба Св. Анны проводил исследование л/п «Фёдор Литке», на этом же судне был выполнен ряд грунтовых станций в 1955 г. Все грунтовые колонки были изучены, результаты исследований обобщены Н. А. Беловым и Н. Н. Лапиной в 1960 г.

Систематическое изучение донных осадков в районе было начато в связи с проведением гидрографических работ и составлением батиметрических карт. В 1956–1959 гг. здесь работали г/с «Моздок», «Торос», «Гидросевер». Результаты работ на этих судах были обобщены В. Д. Дибнером с соавторами [66]. Ими же была составлена карта донных осадков м-ба 1:700 000 на район архипелага и прилегающую к нему часть шельфа.

В 1960 г. издана монография М. В. Клёновой «Геология Баренцева моря». Это была первая обобщающая работа, в которой изложены результаты проведённых к этому времени исследований по изучению донных осадков. В работе рассмотрены вопросы классификации осадков, особенности их формирования, даны характеристики механического, минералогического, химического состава осадков. Выявлены основные закономерности связи рельефа дна с генетическими типами донных осадков [21].

Одновременно с изучением донных осадков на основе батиметрических данных начали появляться материалы геоморфологического характера (В. П. Зенкевич, 1938; Д. Г. Панов, 1949; С. А. Стрелков, 1959; В. Д. Дибнер и др., 1965; Г. П. Махотина, 1982).

Результаты неотектонических и морфоструктурных исследований отражены на Карте новейшей тектоники Арктики и Субарктики масштаба 1:5 000 000 под редакцией А. П. Пуминова (1966 г.), на Тектонической карте Северной Полярной области Земли масштаба 1:5 000 000 под редакцией Б. Х. Егиазарова (1975 г.), в работе Г. П. Махотиной по морфоструктурному районированию Баренцево-Карского шельфа (1982 г.), на Морфоструктурной карте В. С. Зархидзе (1982 г.), на Карте морфоструктурного районирования Ю. Н. Кулакова (1984 г.).

В 1973 г. во ВСЕГЕИ была составлена карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000, на которой получили отражение данные о составе и строении дна морей. При составлении морской части карты предпринята попытка использования единой для всей карты стратиграфо-генетической легенды. Донные отложения в районе арх. ЗФИ на этой карте тракуются как ледниково-морские, а их возраст — как позднечетвертичный—современный.

Литологические карты современных осадков на Баренцево море (или его отдельные районы) составлялись М. В. Клёновой, П. С. Виноградовой, Н. Н. Лапиной, В. Д. Дибнером, М. А. Спиридоновым и др. Но создание единой карты по литологии современных отложений затруднялось в связи с использованием авторами различных гранулометрических классификаций.

В 1984 г. В. И. Гуревич на основе предложенной им системной гранулометрической классификации составил литологическую карту поверхности морского дна всего Западно-Арктического шельфа в масштабе 1:2 500 000.

С 1974 по 1978 г. в районе арх. ЗФИ в составе г/с «И. Киреев», «П. Башмаков», л/с «П. Пахтусов» проводили геологические исследования сотрудники НИИГА, во главе с А. Н. Тараховским, О. В. Кирилловым. В результате этих работ изучен вещественный состав донных отложений, дана их минералогическая характеристика, определено содержание углеводов, микрофауна. Изученные площади, к сожалению, не захватывали площадь листа U-41–44.

Значительный вклад в решение проблем геологии, геоморфологии и кайнозойской истории региона внесли работы Е. Е. Мусатова 1989–1996 гг. и В. С. Зархидзе 1994 г. [68, 77, 78]. По мере накопления материала по батиметрии углублялось знание геоморфологии Баренцево-Карского шельфа. Был создан ряд геоморфологических карт и карт новейшей тектоники, составленных, преимущественно, по генетическому принципу. В 1991 г. В. И. Гуревичем и Е. Е. Мусатовым был создан комплект карт для Западно-Арктического шельфа, среди которых была геоморфологическая карта, составленная по морфоструктурному принципу, карта мощностей голоценовых отложений и литологическая карта современных отложений. В комплект карт также входила карта прогноза нефтегазоносности Западно-Арктического шельфа по геохимическим признакам. На этой карте шельф арх. ЗФИ отнесен к неперспективной области, а желоб Св. Анны — к малоперспективной области на поиски [77] углеводов.

В 1994–1995 гг. в рамках подготовки к изданию листов Госгеолкарты-1000 ПМГРЭ проводила морские комплексные геолого-геофизические исследования в северной части Баренцева моря в координатах 79–82° с. ш. и 36–78° в. д. В основном работы были сосредоточены в западной части листов U-41–44, T-41–44 и северной части листа T-37–40, на площади которых был проведен отбор 50 грунтовых колонок. С целью детального исследования рельефа дна велось непрерывное набортное профилирование и эхолотирование, выполнен профиль ГБО по 80° с. ш. протяженностью около 100 км [82]. В 2000–2001 г. работы были продолжены в указанных координатах, но основной объем работ выполнен на площади листа U-37–40 [83].

В 2006 г. морские геологические работы ФГУНПП «ПМГРЭ» были сосредоточены в основном в проливах арх. ЗФИ и на прилегающем с востока шельфе. На площади листа U-41–44 было проведено эхолотирование в объеме 768 п.км и выполнено 42 станции донного опробования с помощью дночерпателя «Океан-0,25».

В процессе проведения экспедиции «Арктика–2007» на описываемой площади удалось выполнить две донные станции, материалы которых обрабатываются.

В общей сложности на площади листов U-41–44, начиная с 1994 г., выполнено 88 грунтовых станций, большая часть которых сосредоточена в желобе Св. Анны и на его бортах. Пробоотбор осуществлялся преимущественно грунтовыми трубками и дночерпателями.

По результатам работ ГП «ПМГРЭ» 1994–1995 гг. Е. П. Шкатовым и др. составлены «Информационный отчет о морских комплексных геолого-геофизических исследованиях в проливах и на шельфе архипелага ЗФИ» и комплект карт масштаба 1:1 000 000 [82]. На площадь сопредельного листа U-37–40 в 2007 г. издан комплект карт ГГК-1000 (новая серия).

В 2004 г. в рамках подготовки Геологической карты России масштаба 1:2 500 000 в институте ВНИИОкеангеология при участии сотрудников ФГУНПП «ПМГРЭ» составлена геологическая карта района работ с учетом данных морских геолого-геофизических работ (1993–2001 гг.) и ГДП-1000 (2000–2001 гг.) арх. ЗФИ [7].

Завершая обзор геологической изученности акватории, нужно отметить, что практически отсутствуют данные по изучению глубоководных донных осадков котловины Нансена. Нет сведений о донных отложениях и геологическом строении дна акватории в районе о. Ушакова, а также к северу и востоку от него.

Геофизическая изученность

Гравиметрическая изученность. Первые сведения о характере гравитационного поля Баренцева и Карского морей были получены экспедициями ЦНИИГАиК, которые начали проведение работ в регионе в 1947 г. Измерения выполнялись на подводных лодках маятниковыми приборами по редкой сети наблюдений (один пункт на несколько тыс. км²).

В начале 60-х годов рядом научно-исследовательских организаций (НИИГА, КМАГЭ, «Спецгеофизика» и др.) проводятся площадные авиадесантные и набортные гравиметрические работы, причём последние, как правило, в комплексе с сейсмическими и гравимагнитными наблюдениями на отдельных региональных профилях. Исследования подобного рода перекрывают район проектируемых работ либо непосредственно примыкают к нему.

В 1963 г. экспедиция «Север» провела авиадесантную съёмку масштаба 1:2 000 000–1:3 000 000 на площади к северо-востоку от арх. ЗФИ. Была построена карта аномальной силы тяжести в редукции в свободном воздухе масштаба 1:5 000 000 с сечением изоаномал 10 мГал.

В 1967–1968 гг. ПГЭ НИИГА под руководством Г. А. Гапоненко провела авиадесантную съёмку масштаба 1:2 000 000 арх. ЗФИ, северо-восточной части Баренцева моря и северной части Карского моря [62, 63]. В результате исследований составлен комплект карт соответствующего масштаба сечением 10 мГал, которые затем вошли в серию гравиметрических карт Арктического шельфа СССР, подготовленных к изданию в 1977 г. в ПГЭ НПО «Севморгеология». На основе полученных материалов выявлены основные закономерности распределения поля силы тяжести на Арктическом шельфе СССР, оценена мощность земной коры, выполнено тектоническое районирование.

В 1983–1985 гг. МАГЭ ПГО «Севморгеология» под руководством В. А. Журавлёва проводит комплексные набортные гравиметрические и

гидромагнитные исследования непосредственно у южной границы рассматриваемой площади. Комплексная интерпретация результатов этих работ позволила авторам составить структурно-тектоническую схему северной части Баренцево-Карского шельфа.

В границах района работ и в непосредственной близости от него проходят профили региональных набортных исследований МАГЭ ПГО «Севморгеология», в комплекс которых входила и гравиразведка [69].

К гравиметрическим исследованиям последних лет относится авиадесантная съёмка масштаба 1:1 000 000, выполненная ПМГРЭ в 1991–1992 гг. [64]. Работы проведены на арх. ЗФИ и прилегающих к нему с запада и востока акваториях. По результатам съёмки составлен комплект гравиметрических карт масштаба 1:1 000 000 с сечением изоаномал 5 мГал. По семи расчётным профилям проведено гравиметрическое моделирование с построением глубинных геолого-геофизических разрезов.

В 1995 г. в ГП «ПМГРЭ» подготовлена к изданию Государственная гравиметрическая карта (трапеция U-37–40, U-41–44) масштаба 1:1 000 000 под редакцией Е. Н. Зацепина.

В 1993–2000 гг. в районе арх. ЗФИ и на прилегающих акваториях ГП «ПМГРЭ» выполняла геофизические исследования, в состав которых входила и аэрогравиметрия. Полученные материалы являются ценным дополнением для получения целостного представления о глубинном строении этого всё ещё малоизученного района Баренцево-Карского шельфа [86, 87].

Магнитометрическая изученность. Регулярные аэромагнитные исследования в западном секторе Арктики были начаты в 1961 г. к востоку от арх. ЗФИ съёмкой масштаба 1:500 000, проводимой высокоширотной воздушной экспедицией «Север-13» под руководством Д. В. Левина. В 1962 г. региональные исследования были продолжены по отдельным маршрутам в сторону Северного Ледовитого океана, Новой Земли и арх. Шпицберген. Непосредственно над арх. ЗФИ была выполнена съёмка масштаба 1:200 000.

Проведённые исследования позволили приобрести опыт мелко- и среднемасштабного картирования в высоких широтах, получить первые сведения о региональных особенностях глубинного строения земной коры в области сочленения континент–океан и установить блоковое строение арх. ЗФИ [70].

В последующие (1965–1966) годы внимание исследователей было в основном направлено на изучение срединно-океанического хр. Гаккеля и прилегающих к нему океанических впадин Нансена и Амундсена. В этом регионе были выполнены аэромагнитные съёмки масштабов 1:500 000 и 1:200 000 (Н. Г. Ягодницын, В. Г. Щелованов, А. М. Карасик). Составлены карты графиков и изолиний аномального магнитного поля, карты расчётных глубин магнитоактивных тел, дана интерпретация полученного материала. В 1967 г. была проведена съёмка масштаба 1:200 000 между архипелагами ЗФИ и Северной Землём, выполненная ПГЭ НИИГА под руководством А. М. Малявкина.

В 1975–1981 гг. Аэромагнитной партией ПМГРЭ проведена серия плановых съёмок масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 на шельфах Баренцева

и Карского морей с использованием более совершенных технических средств. В основном эти съёмки охватили территорию, пограничную с представляемыми листами, затронув лишь самый юг описываемой площади.

В 1987 г. в отделе нефтегазоносности Арктики института «ВНИИОкеан-геология» под руководством М. Л. Вербы проведена работа по систематизации и обобщению всех гравимагнитных материалов западного сектора Арктики, результатом чего явилось составление «Атласа геолого-геофизических карт Баренцево-Карского шельфа масштаба 1 : 2 500 000».

В 1993 г. над площадью восточной части архипелага и прилегающей акватории (трапеция У-40, 41) были проведены аэрогеофизические работы с помощью летающей лаборатории, созданной на базе самолёта АН-30. Обработка материалов 1993 г., проведённая с применением методик компьютерной графики, позволила построить кондиционные карты графиков и изолиний аномального магнитного поля масштаба 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 [86]. Реальное повышение точности аэромагнитных исследований и использование новейших методов интерпретации позволили получить представление о строении земной коры региона на различных глубинных уровнях. Высокую информативность для решения геологических задач показали входившие в комплекс работ радиолокационные наблюдения, благодаря которым получены ценные данные по подлёдному рельефу и мощности ледникового покрова островной части архипелага.

В 1998–2000 гг. работы были продолжены и выполнена аэрогеофизическая съёмка масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 западной части архипелага и прилегающего к нему шельфа с помощью летающей лаборатории ИЛ-38. Проведённый комплекс работ включал в себя аэромагнитную и аэрогравиметрическую съёмки указанных масштабов, а также радиолокационную съёмку над островами архипелага с целью определения мощности ледового покрова.

Основными результатами выполненных работ являются сводные карты аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$, гравитационного поля в редукции Буге ($2,67 \text{ г/см}^3$) и с редукцией в свободном воздухе, а также определение мощности ледового покрова на островах архипелага [87].

В 2001 и 2006 гг. на островах архипелага проводились попутные наземные магниторазведочные работы Северной партией ГП «ПМГРЭ» и Картосоставительским отрядом ФГУ НПП «ПМГРЭ», результатом которых явилось выявление отдельных магнитоактивных тел, скрытых под современными отложениями.

Сейсмическая изученность. В сейсмическом отношении площадь работ изучена слабо и крайне неравномерно. Лишь отдельные из региональных профилей заходят в пределы района или подходят к его границам.

В 1967–1968 гг. ПГЭ НИИГА в центральной и северной частях Карского моря выполнено 127 станций сейсмического зондирования, из которых 30 располагаются в пределах описываемого листа. Материалы сейсмозондирования проинтерпретированы в отчёте Б. С. Романовича [79].

В 1968–1969 гг. Арктическая партия НИИГА проводила сейсмические работы МОВ с целью накопления сейсмостатистических сведений о

землетрясениях в районе арх. ЗФИ для изучения их интенсивности (балльности), центров и глубинности. Было проведено районирование площади, позволившее подсчитать приращение балльности на участках с различным геологическим строением.

В 1981–1985 гг. региональные комплексные геофизические исследования, проводимые МАГЭ ПГО «Севморгеология» охватили значительную площадь Баренцевоморского шельфа. По результатам проведённых работ составлена схема тектонического районирования Баренцево-Карского региона в масштабе 1:2 500 000 [69].

В 1987 г. в составе ВВЭ «Север-87» Ю. Я. Заманский проводил сейсмические работы МОВ и МПВ в восточной, наименее исследованной части описываемой площади. Работы позволили определить глубину залегания кровли фундамента и мощность палеозойских отложений [60].

В 1994–1995 гг. в северной части Баренцева и Карского морей ГП «ПМГРЭ», проводя работы по геологической съёмке шельфа, выполнила на описываемой площади и ближайших сопредельных площадях четыре сейсмических профиля МОВ и семь зондирований КМПВ. В результате проведённых исследований через всю площадь листов U-37–40 и U-41–44 от поднятия Персея на западе до поднятия Ушакова на востоке был выделен мощный (до 6–8 км и выше) неслоистый сейсмостратиграфический и сейсмоструктурный комплекс со скоростями сейсмических волн от 5,5 до 5,9 км/с, интерпретируемый как позднепротерозойский.

Проведённые исследования позволили увязать сейсмические профили, пройденные ранее в северной части Баренцева и Карского морей, и построить схемы рельефа поверхности фундамента северной части Баренцевской шельфовой плиты в масштабе 1:1 000 000.

Работы были продолжены в 2000–2001 гг. В двух рейсах НИС «Академик А. Карпинский» на тех участках, где позволяла ледовая обстановка, были выполнены сейсмоакустические профили общей протяжённостью 980 км и две станции сейсмозондирования КМПВ.

Подробнее результаты предшествующих геофизических работ изложены в соответствующем разделе объяснительной записки к опережающей геофизической основе (ГФО) по листам U-37–40 и U-41–44.

СТРАТИГРАФИЯ

Спецификой геологического строения района работ является его нахождение на сочленении Баренцевской плиты, Карской плиты и континентального склона СЛО.

В геологическом строении рассматриваемого региона участвуют метаморфические образования нижнего и верхнего протерозоя, терригенно-карбонатные отложения нижнего—верхнего палеозоя, преимущественно терригенные осадки мезозоя и кайнозойские полигенетические отложения. По сравнению с западной частью арх. ЗФИ (лист U-37—40) вулканогенные образования мела развиты локально на юго-западной площади рассматриваемых листов.

В соответствии со структурно-формационным районированием, принятым в Серийной легенде, район работ охватывает части трех блоков легенды — восток мегаплато ЗФИ (блок I), север Восточно-Баренцевского мегапрогиба (блок VII) и северо-запад Карской плиты (блок VIII). Континентальный склон выделяется в блок X.

В серийной легенде *мегаплато ЗФИ* выделено в структурно-формационную область (СФО ЗФИ), в пределах которой с севера на юг выделяются Александровская, Вильчевская и Сальминская структурно-формационные зоны (СФЗ).

Блок *Восточно-Баренцевского мегапрогиба* на описываемой площади представлен Восточной СФЗ, являющейся частью Восточно-Баренцевской СФО. Строение Восточной СФЗ осложнено мелкими впадинами и поднятиями, отвечающими структурно-фациальным подзонам (СФПЗ Св. Анны, Северо-Восточная, Поперечная).

Блоку *Карской плиты* соответствует СФЗ Визе, входящая в Северо-Карскую СФО. Строение северной части СФЗ Визе (площадь листа) неоднородно, что подчеркивается выделением в ее пределах двух структур прогибания — Западно-Ушаковской впадины и впадины Воронина (западная периферия желоба Воронина), по рангу отвечающих СФПЗ.

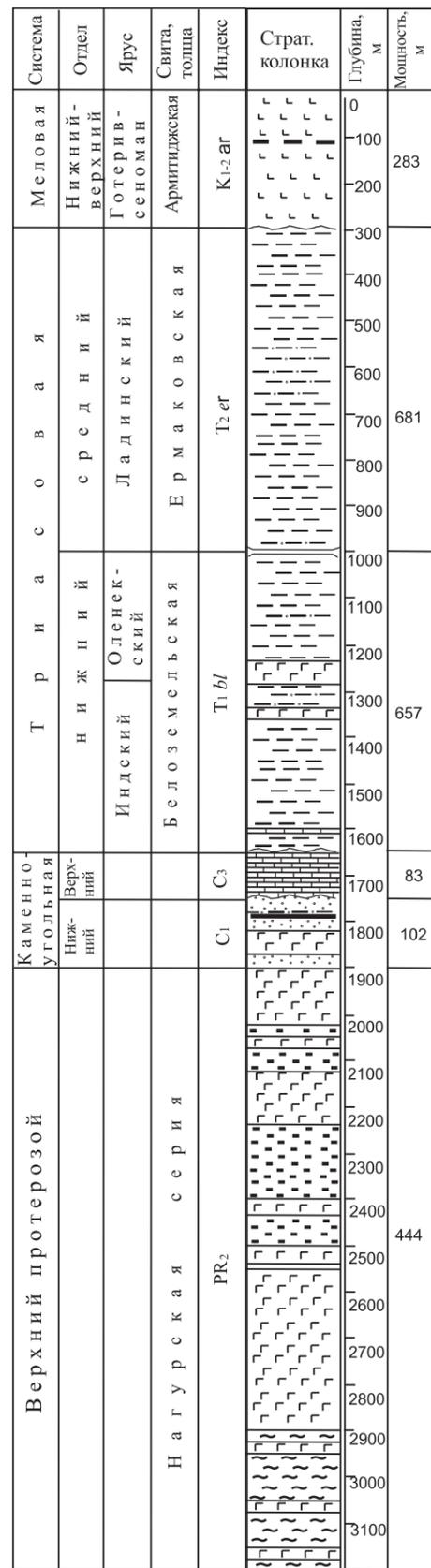
В северной части листа в пределах Северного Ледовитого океана геологическая информация отсутствует. Континентальный склон котловины Нансена предлагается выделить в СФО, в пределах которой с севера на юг условно выделяются Северная СФЗ (зона поднятий) и Южная СФЗ (зона прогибов).

Схемы структурно-формационного районирования в легенде разработаны для палеозоя и мезозоя. В пределах листа площади и ранг структурно-

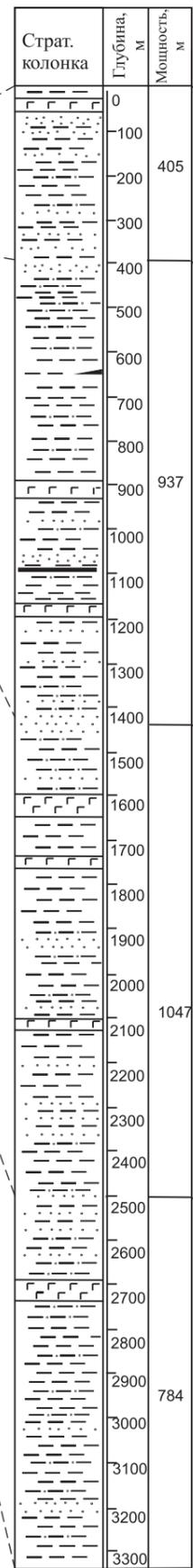
Сопоставление стратиграфических подразделений архипелага Земля Франца-Иосифа с выделяемыми сейсмокомплексами на акватории

Система	Отдел	Ярус (подъярус)	Свита, толща	Вещественный состав	По скв. арх. ЗФИ		Шельф Баренцева моря								
					Нагурская	Северная	Район арх. ЗФИ		Южная часть (по скважинам на шельфе)						
					скорость ($V_{пл}$) мощность	км/с м	скорость (V_r) мощность	км/с м	Индекс на кар- те	Отдел	Ярус	скорость ($V_{пл}$) мощность	км/с м	Вещественный состав	Индекс на карте
Палеоген-неогеновая	Олигоцен-плиоцен		Сугробовская	Алевролиты, аргиллиты, конгломераты	—	$\frac{2,05(?)}{70}$	$\frac{2,0-2,3^*}{960-1300}$		P_3-N_2	Миоцен		$\frac{1,79-1,82}{25-35}$		Глины, алевролиты, пески	N_1
Меловая	Верхний									Верхний		$\frac{1,82-2,0}{67}$		Глины глауконит., песчаники, пески, алевриты	K_2
	Верхний-нижний	Сеноманский-готеривский	Армитиджская	Верхняя подсвита: базальты, прослой песков, песчаников, пласты углей	$\frac{4,4-4,5}{287}$	—	$\frac{4,0-4,5^*}{}$	K_{1-2ar2}	Нижний	Альбский	$\frac{2,0-2,5}{479}$		Глины с прослоями алевролитов, песчаников	K_{1a2-3}	
				Нижняя подсвита: туфы, туффиты, туфопесчаники, конгломераты	—	—	$\frac{2,6^*}{305}$	K_{1-2ar1}		Альбский-аптский	$\frac{2,5-2,75}{838}$		Алевролиты, глины, песчаники, прослой углей	K_{1a2-a1}	
Нижний	Валанжинский-верхневолжский	Ламонская	Пески, песчаники, прослой алевритов, глин, конкреции	150 (разрез о. Земля Вильчека)		$\frac{2,3-2,4^{**}}{}$	K_{1lm}		Готеривский-берриаский	$\frac{2,75-3,1}{468}$		Бурые глины, алевролиты, пески, конкреции сидерита, доломита	K_{1b-g}		
Юрская	Верхний-нижний	Нижневолжский-тоарский	Ганзинская	Черноцветные алевролиты, аргиллиты, известняки	260 (разрезы на островах)		$\frac{2,4-2,5^{**}}{}$	J_{1-3gn}	Верхний		$\frac{2,95}{60-300}$		Песчаники, алевролиты, черные битуминозн. Аргиллиты	J_3	
	Нижний	Тоарский-плинсбахский	Тегетгофская	Светлые пески, песчаники, гравелиты, темно-серые мергели	—	$\frac{2,55-2,79}{467}$	$\frac{2,6-2,8^*}{240-780}$	J_{1tg}	Средний	Келловейский	$\frac{2,95-3,6}{254-278}$		Темно-серые глины, алевролиты, песчаники, прослой углей	J_2k	
Триасовая	Верхний	Рэтский	Васильевская	Пески, песчаники, гравелиты, линзы углей	370 (разрезы на островах)		$\frac{2,9-3,1^*}{350-470}$	T_{3vs}	Средний	Батский-ааленский	$\frac{3,6-4,0}{314}$		Темно-серые глины, алевролиты, песчаники	J_{2a-bt}	
		Норийский	Хейсовская	Черные аргиллиты, прослой известняков, пески, песчаники	о. Хейса 520	$\frac{2,97-3,13}{262}$	$\frac{3,2-3,5^*}{230-760}$	T_{3hs}				$\frac{4,1-4,2}{124-447}$		Кварцевые пески, конгломераты, линзы углей	J_1
		Карнийский	Греэм-беллская	Пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, линзы углей	—	$\frac{3,64-4,21(4,69)}{995}$	$\frac{3,6-4,0^*}{230-880}$	T_{3gr}		Верхний	?				
	Средний	Ладинский	Ермаковская	Верхняя часть: черноцветные аргиллиты	$\frac{2,76-3,15}{677}$	$\frac{3,79-4,49}{701}$	$\frac{4,0-4,5^*}{300-2400}$	T_{2er}	Средний	Ладинский	$\frac{-}{540-609}$		Песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты	T_{2l}	
				Нижняя часть: аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты	—						Анизийский	$\frac{-}{230-460}$		Темноцветные аргиллиты с растительными остатками	T_{2a}
	Нижний	Оленекский-индский	Белоземельская	Верхняя часть: черные аргиллиты, алевролиты линзы известняков	$\frac{3,15-3,77}{326}$	4,49-5,0 743	$\frac{4,5-4,7^*}{700-1500}$	T_{2mt}	Нижний	Оленекский	$\frac{-}{1540-1760}$		Красноцветные песчаники, глины с линзами углей	T_{1o}	
Нижняя часть: черные аргиллиты, светлые алевролиты, известняки				$\frac{3,48-4,62}{331}$				$\frac{4,8-5,0^*}{650-1300}$			T_{1b1}	Индский	$\frac{-}{1467}$		Аргиллиты, глины, песчаники, алевролиты
Пермская-каменноугольная	Нижний (P_1)-верхний (C_3)		Кропоткинская	Ограногенные, глинистые известняки	$\frac{5,95}{85}$	—	$\frac{5,1-5,4^*}{600-1900}$	$C-P_1$			$\frac{5,0-6,1}{200-300}$		Известняки, доломиты	$C-P_1$	
	Средний (C_2)		Книповичская	Доломиты, органогенные известняки	—										
	Нижний (C_1)		Дежневская	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой угля	$\frac{5,95}{165}$										
Девонская	Верхний			Красноцветные песчаники, аргиллиты		—	$\frac{5,4^{**}}{180}$	D_3							
Верхний протерозой			Нагурская серия	Микрокварциты, филлиты, микросланцы	$\frac{5,65-6,02}{503}$	—	$\frac{5,6-6,0^*}{700-3300(?)}$	PR_2							

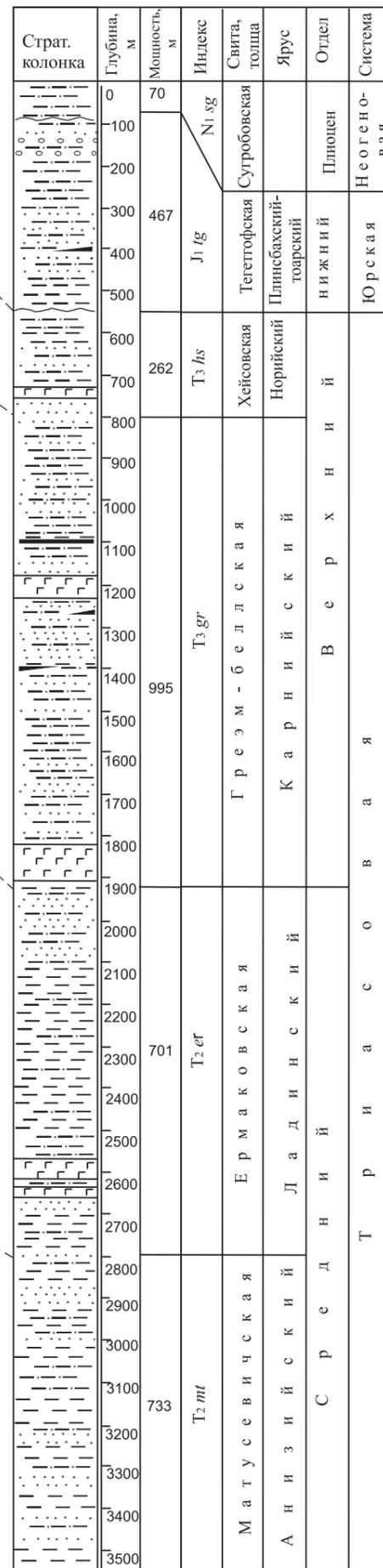
Примечание: * сейсмокомплексы, для которых скорости (V_r) — по данным КМПВ; ** сейсмокомплексы, для которых скорости (V_r) — предполагаемые.



Скв. Нагурская, 1979 г.



Скв. Хейса, 1982 г.



Скв. Северная, 1980 г.



Рис. 1. Схематические разрезы параметрических скважин архипелага Земля Франца-Иосифа.

формационных подразделений палеозойского и мезозойского этапов остаются едиными.

Геологическая карта дочетвертичных образований составлена в соответствии с Легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов для блока ЗФИ и северной части Карского моря с соответствующими дополнениями [71]. Сопоставление стратиграфических подразделений арх. ЗФИ с выделяемыми сейсмокомплексами на акватории приведено в табл. 1. Обоснование возраста выделяемых подразделений на островах архипелага проводится по данным определений фаунистических остатков и палинологических исследований. Основой для расчленения и выделения сейсмокомплексов по акватории послужили материалы сейсмических работ (профили МОГТ и сейсмоакустики, пункты зондирования МПВ, МОВ). Дополнительно для обоснования возраста мезозойских и кайнозойских отложений, выходящих на поверхность дна, из призабойных интервалов ударных трубок с глубины 2,0–3,0 м от поверхности дна был проведен палинологический (165 проб) и микрофаунистический (72 пробы) анализы. Комплексное применение геолого-геофизических методов послужило основой выделения границ при составлении карты дочетвертичных образований по акватории.

Схема корреляции картографируемых подразделений (рис. 8) приведена далее в разделе «История геологического развития».

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Для северной части Баренцевской плиты по сейсмическим данным выделяются нижнепротерозойские и верхнепротерозойские метаморфические образования, относимые, соответственно, к кристаллическому и складчатому фундаментам (показаны только на разрезах к геологической карте дочетвертичных отложений). Выделяются два сеймостратиграфических комплекса: верхнепротерозойский с граничными скоростями 5,6–6,0 км/с и нижнепротерозойский со скоростями 6,1–6,5 км/с.

Следует отметить, что нумерация опорных отражающих горизонтов, принятых при проведении сейсмических работ ГП «ПМГРЭ» в 1994–1995 и 2000–2001 гг., резко отличается от нумерации, в настоящее время принятой в Серийной легенде. Авторы объяснительной записки не считают возможным менять первичные материалы, в связи с чем нумерация отражающих горизонтов в тексте и на рисунках приводится в соответствии с первичной авторской интерпретацией [82, 83], на что и обращается внимание читателя.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Наличие нижнепротерозойских метаморфических образований кристаллического фундамента установлено к югу от района работ в северной части листов Т-41–44. По сейсмическому профилю МОГТ (КМПВ) 94001А, пройденному ПМГРЭ в 1994 г. по параллели 79°20'с. ш., в пределах

Северо-Восточной впадины очень условно выделяется сейсмокомплекс со скоростями $V_T = 5,9-6,6$ км/с (${}^S PR_1$). Сейсмокомплекс ограничен отражающими горизонтами IV (по подошве) и I–II (по кровле). Подошва сейсмокомплекса установлена на глубинах 8–12 км от поверхности дна (зондирование МПВ 0395, 0295, 0195), постепенно повышаясь к востоку, в переходной зоне прогиба Св. Анны, до глубин 7,0–3,0 км (зондирование МПВ 1094). Мощность составляет 6,2 км [82].

В юго-западной части листов предполагаемые нижнепротерозойские образования (сейсмокомплекс со скоростями 6,1–6,5 км/с) условно показаны в тектонических блоках на разрезе к КДЧО. В юго-восточной части листа, в переходной зоне от Северо-Карского поднятия к желобу Воронина, в рамках проведения работ ВВЭ «Север-87» был пройден субширотный профиль сейсмических исследований [60]. В комплекс работ входили точечные зондирования МПВ по основному профилю с интервалом пунктов взрыва от 3 до 16 км и пункты зондирования МОВ, расположенные, как правило, перпендикулярно к основному профилю. Основной профиль зондирования МПВ расположен в координатах $80^{\circ}33'30''$ с. ш. — $80^{\circ}55'$ в. д. (начало профиля) и $80^{\circ}59'30''$ с. ш. — $88^{\circ}07'30''$ в. д. (окончание профиля). В восточной части профиля установлен сейсмокомплекс со скоростями $V_T = 6,2$ км/с, который соотносится с нижнепротерозойскими образованиями (МПВ-48, 60, 70, 75, 79). Глубины залегания кровли сейсмокомплекса постепенно понижаются с запада на восток от 8,2 до 10,4 км.

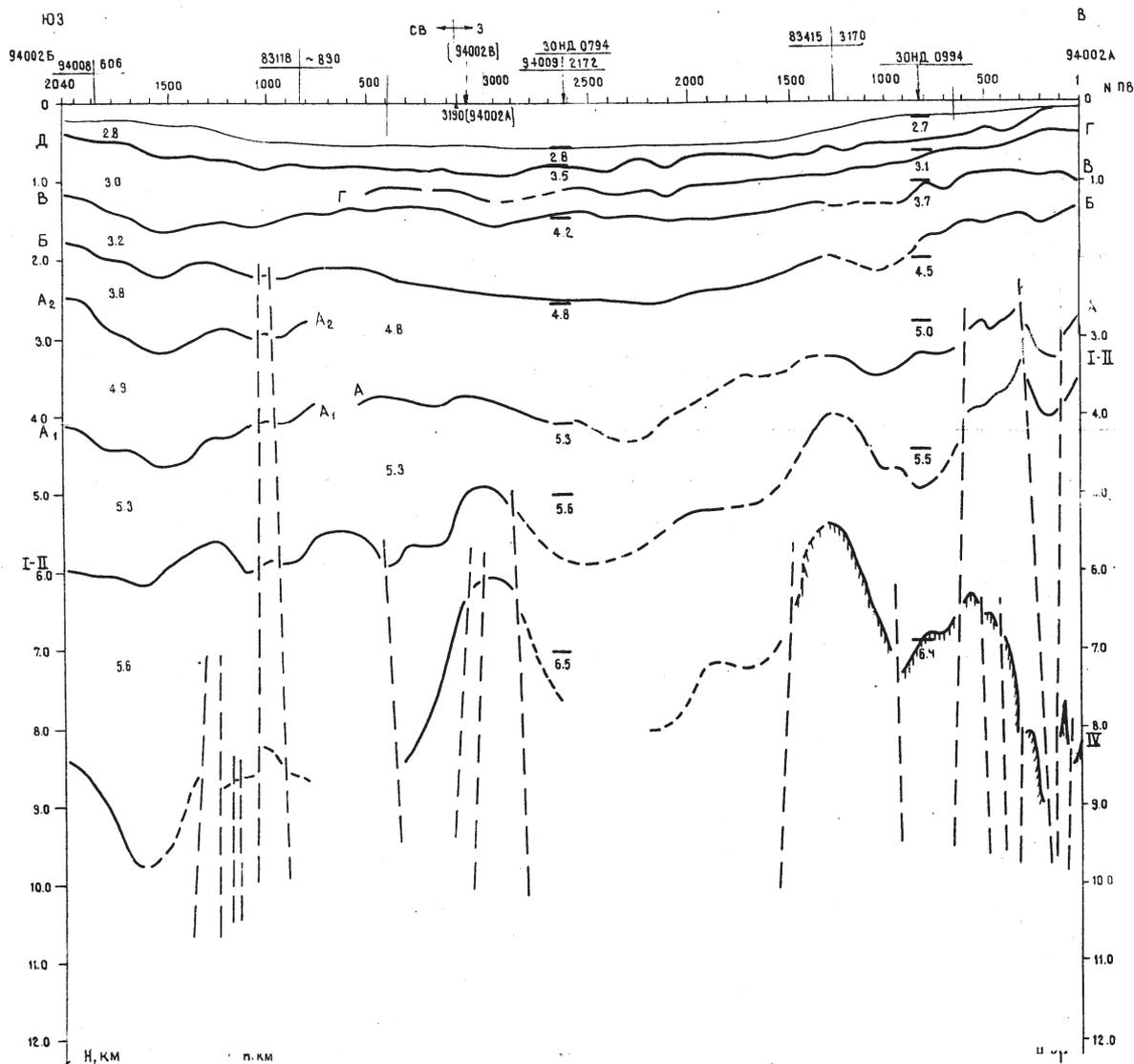
О вещественном составе выделяемых структурно-формационных комплексов позднего архея–раннего протерозоя судить крайне трудно, поскольку на сопредельных территориях (архипелаги Шпицберген, Новая Земля, Северная Земля) наличие в современном эрозионном срезе метаморфических комплексов указанного возраста либо не установлено, либо не подтвердилось по результатам работ последних лет [57].

В западной части сводового поднятия ЗФИ (листы U-37–40) предполагаемые выходы пород кристаллического фундамента на поверхность дна по данным глубинного моделирования установлены в северо-западной части желоба Франц-Виктория (Северо-Шпицбергенская СФЗ) и на бровке континентального склона к северу от о. Земля Александры (Александровская СФЗ). Косвенным подтверждением такого предположения является состав донно-каменного материала, где преобладают практически неокатанные обломки биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов; плагиогнейсов, метаморфических сланцев и кварцитов [7].

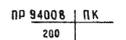
В восточной части арх. ЗФИ (листы U-41–44) по геофизическим данным выделяется блок кристаллических сланцев. В пределах Александровской СФЗ глубина залегания кровли кристаллического фундамента составляет 2,0–3,8 км. В южной части арх. ЗФИ и желоба Св. Анны глубины залегания отражающего горизонта IV изменчивы и колеблются от 9,0–9,5 км во впадинах, постепенно повышаясь по направлению с запада на восток, до 6,0–5,5 км на поднятиях.

Для единичных детритовых цирконов из палеозойских отложений арх. Северная Земля имеются изотопные датировки от 2 до 3,2 млрд лет, а для цирконов из поздне триасовых–раннеюрских отложений о. Грэм-

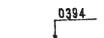
94002A-94002Б



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я



линия профиля с пунктами
взрыва, точки пересечения про-
филей; номер профиля и пикет
пересекаемого профиля



положение точки сейсмозонди-
рования КМПВ на профиле



опорные отражающие горизонты,
прослеженные а) уверенно
б) неуверенно

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ



положение преломляющего го-
ризонта по данным КМПВ и
значение V_r под ним



интервальная скорость сейсмо-
стратиграфического комплекса (км/с)



поверхность кристаллического
фундамента

Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез по профилю МОГТ (КМПВ) № 94002A-94002Б [82].

94009

94008

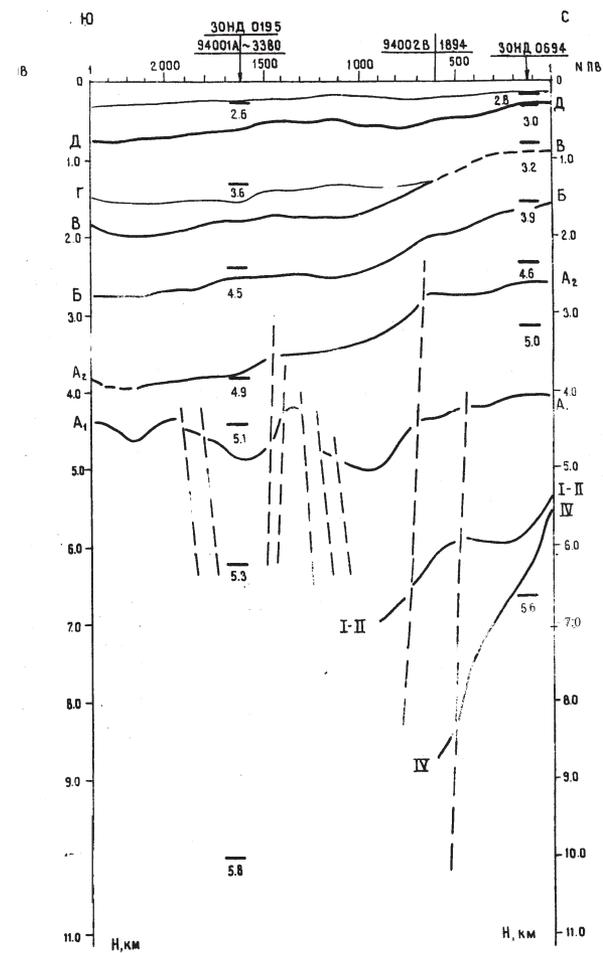
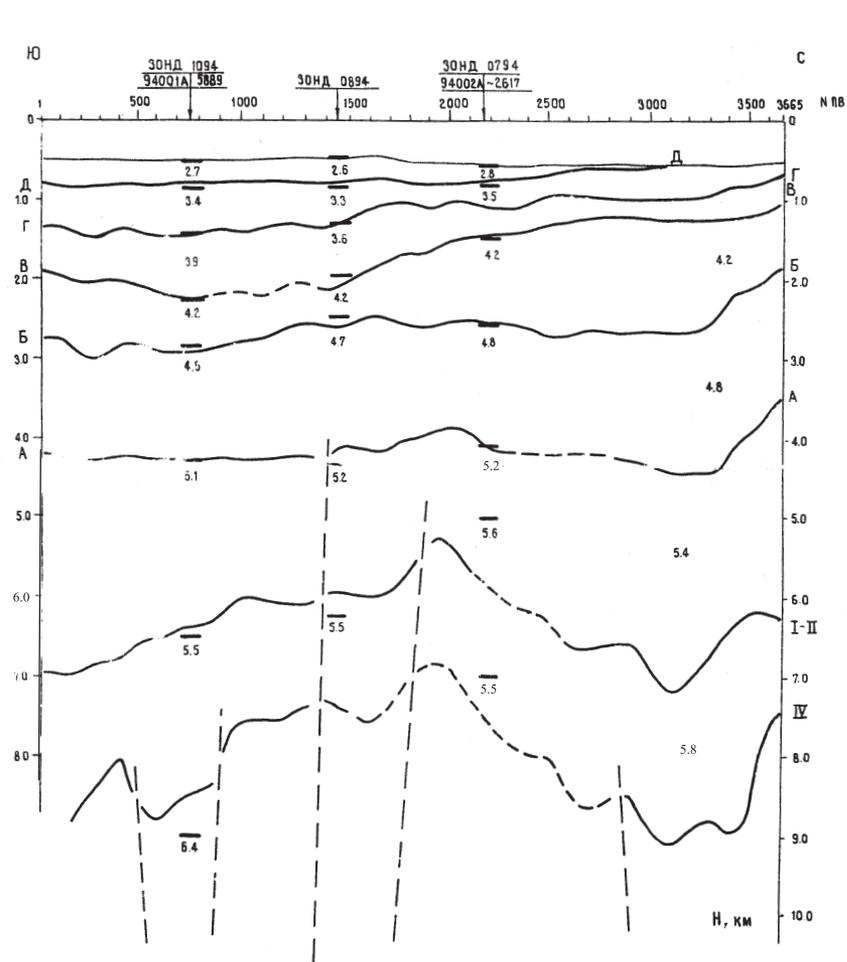


Рис. 3. Глубинный сейсмический разрез по профилям МОГТ (КМПВ) № 94009, 94008 [82].

Белл (арх. ЗФИ) — 2–2,5 и 3 млрд лет. Наличие таких возрастов косвенно подтверждает существование в районе пород позднеархейского—раннепротерозойского возраста, служивших источником древних цирконов.

Поскольку на разрезах к геологической карте отображена только верхняя часть кристаллического фундамента, возраст ее условно ограничен ранним протерозоем.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские метаморфические породы складчатого фундамента (сейсмокомплекс со скоростями $V_r = 5,6–6,0$ км/с) достаточно отчетливо выделяются только к югу от района работ в северной части листов Т-41–44 ($^{\circ}PR_2$). Подошва сейсмокомплекса со скоростями $V_r = 5,5–5,9$ км/с установлена в Северо-Восточной впадине на глубинах 4,8–7,5 км от поверхности дна (профиль 94001А). Кровля сейсмокомплекса (отражающий горизонт A_1 , соотносимый с подошвой нерасчлененных палеозойских отложений) прослежен на глубинах 4,0–5,5 км. Мощность сейсмокомплекса изменчива и на бортах впадины составляет 1,8 км, увеличиваясь к центру до 3,0 км. В переходной зоне желоба Св. Анны с запада на восток идет постепенное поднятие кровли кристаллического фундамента с глубины 11,0 км до 3,5 км. Соответственно, с запада на восток идет уменьшение мощности верхнего протерозоя от 3,5 до 1,0 км и до полного выклинивания в восточной части желоба Св. Анны на границе с Северо-Карским сводовым поднятием.

В пределах арх. ЗФИ и северной части желоба Св. Анны (разрез по линии $A–A_1–A_2–A_3$ к геологической карте) на основе обработки материалов ГФО установлена только кровля верхнепротерозойских образований. На восточной оконечности сводового поднятия ЗФИ (о. Грезм-Белл, скв. Северная) предполагаемая глубина залегания кровли верхнего протерозоя составляет 5,8–6,0 км, постепенно повышаясь к востоку в северной части желоба Св. Анны.

Комплекс пород, выделяемых в состав верхнего протерозоя, относится к складчатому основанию платформы и вскрыт параметрической скв. Нагурская в интервале глубин 1895–3204 м (рис. 1). Описание разреза выполнили И. В. Школа и Е. Г. Бро в 1979 г., выделившие их в нагурскую серию [85]. В составе серии авторы выделяют нижнюю сланцевую толщу (слоистые филлиты) и верхнюю — микрокварцитовую (серые кварциты), разделенные интрузией мощностью 400 м. Соотношения толщ в скважине не установлены, в связи с чем они рассматриваются как нерасчлененные. Вскрытая часть разреза нагурской серии составляет 1309 м, в том числе собственно метаморфические породы — 444 м. Описание разреза верхнего протерозоя по скв. Нагурская приведено в объяснительной записке к листам У-37–40 [7].

По данным сейсмокаротажа скв. Нагурская, скорость распространения упругих волн ($V_{пл}$) в сланцах составляет 6,02 км/с, а для микрокварцитов верхней части разреза — 5,65 км/с.

В изотопной геохимической лаборатории Канзасского Университета профессором Дж. Уолкером был определен изотопный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст 20 зерен детритового циркона из двух образцов пород нагурской серии с глубины 2266,1–2272,8 м и 2480–2483 м [47]. Получены следующие значения возраста: древнее 1500 млн лет — 5 зерен; близкий к 1400 млн лет — 5 зерен; 917–1278 млн лет — 9 зерен; 805 млн лет — 1 зерно. Приведенные результаты указывают на возраст Нагурской серии не древнее позднекристаллического. Возраст белой слюды из сланцевой толщи составил 610 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), что, в свою очередь, указывает на возраст пород не моложе границы венда и рифея, когда в ходе метаморфизма зеленосланцевой стадии образовались слюды [18]. Вывод о мезо-неопротерозойском возрасте отложений нагурской серии сделан также на основании определений радиологического возраста цирконов и слюд из пород нижнего интервала керна скв. Нагурская (3044 и 3092 м), выполненных в университете г. Упсала, Швеция [58].

По сейсмическому профилю 94002А-Б, пройденному ПМГРЭ через желоб Св. Анны по параллели $80^{\circ}00'$ с. ш., выделяется сейсмокомплекс со скоростями $V_T = 5,6$ – $6,5$ км/с (рис. 2 и 3, зондирование МПВ 0694, 0794). Кровля протерозойских образований прослеживается на глубинах 5,4–3,5 км, постепенно повышаясь к востоку в сторону Северо-Карского сводового поднятия. Мощность протерозойских метаморфических образований колеблется от 3,5 км во впадинах до 1,0 км на поднятиях. Разделение сейсмокомплекса на нижне- и верхнепротерозойский сеймоподкомплексы затруднено. Поскольку сейсмоскорости верхней части протерозойских образований отвечают верхнепротерозойскому сеймостратиграфическому комплексу, то на разрезе к КДЧО возраст отложений указан как поздний протерозой.

По данным работ «Север 87», в юго-западной части профиля (зондирование МПВ-32) кровля протерозойских образований (сейсмокомплекс с $V_T = 5,8$ км/с) установлена на глубине 5,4 км. Соотношения нижнепротерозойских и верхнепротерозойских образований условно приняты тектоническими.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Выделение и расчленение палеозойских отложений на площади листа U-41–44 базируется на сопоставлении с сопредельными листами Госгеолкарты-1000 (прежде всего с западной частью арх. ЗФИ — лист U-37–40), где пробурена параметрическая скв. Нагурская, вскрывшая до-мезозойские образования. На акватории выделение палеозойских отложений базируется на материалах сейсмических работ, выполненных в различные годы ПМГРЭ, ПГО «Севморгеология», НИИГА (профили МОГТ, зондирование МПВ, МОВ).

На основании геологических и геофизических данных в составе палеозойских образований восточной части арх. ЗФИ и прилегающего шельфа выделяются:

— нерасчлененные ниже-верхнепалеозойские образования в Северо-Карском сводовом поднятии, возраст которых ограничен интервалом ордовик—карбон (только на разрезах к геологической карте);

— нерасчлененные средне-верхнепалеозойские образования, с возрастом от нижнего девона до верхней перми (только на разрезах к геологической карте в пределах арх. ЗФИ и желоба Св. Анны);

— нерасчлененные пермские—нижнетриасовые отложения, предполагаемые выходы которых на поверхность дна картируются в Северо-Карском сводовом поднятии.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПАЛЕОЗОЯ

Наличие нерасчлененных палеозойских отложений в пределах листов U-41—44 в восточной части арх. ЗФИ, в желобе Св. Анны и на Северо-Карском поднятии (поднятие Визе—Ушакова) обосновывается данными сейсмических исследований на акватории. Косвенным подтверждением присутствия палеозойских образований на описываемой площади является наличие обломков палеозойских (преимущественно среднедевонских—верхнепермских) пород в мезозойских и палеогеновых(?) конгломератах, а также в продуктах их разрушения на островах арх. ЗФИ [7].

Нерасчлененные ниже-верхнепалеозойские отложения (${}^sPZ_{1-3}$), показанные на разрезах к геологической карте, выделяются условно по геофизическим данным в восточной части листов U-41—44 в пределах Северо-Карской СФО и СФО континентального склона СЛО. По материалам сейсмических работ «Север-87» [60], нерасчлененным палеозойским отложениям соответствует сейсмокомплекс со скоростями $V_{пл} = 5,2$ км. Мощность сейсмокомплекса в пределах листов составляет 5,0—6,0 км, возрастая к востоку, в сторону желоба Воронина, до 9,0 км (за пределами нашей площади). Палеозойские отложения несогласно залегают на метаморфических образованиях верхнего и нижнего протерозоя. Возрастной интервал отложений (ордовик—карбон) взят по аналогии с платформенными палеозойскими отложениями о. Октябрьской Революции арх. Северная Земля [5], где мощность их колеблется от 3400 до 5800 м. Литологический состав отложений установить трудно, но, судя по малым сейсмическим скоростям (5,2 км/с), в разрезе преобладают терригенные осадки (песчаники, алевролиты, аргиллиты, с пачками известняков и доломитов и прослоями туфов и каменных углей).

Нерасчлененные средне-верхнепалеозойские отложения (${}^sPZ_{2-3}$), показанные на разрезах к КДЧО, выделяются по геофизическим данным на островах арх. ЗФИ (СФО ЗФИ), а также в СФПЗ Св. Анны и Северо-Восточной (сейсмокомплекс со скоростями $V_r = 5,1—5,5$ км/с). Возраст указанных отложений принимается как средний девон—поздняя пермь на основании многочисленных находок обломков пород данного возрастного интервала на островах арх. ЗФИ и прилегающей акватории [7]. В шельфовой зоне архипелага средне-верхнепалеозойским отложениям соответствует сейсмокомплекс со скоростями $V_r = 5,1—5,5$ км/с.

Наиболее полный сейсмический разрез в пределах листов U-41–44 составлен по широтному профилю 94002А–94002Б, пройденному ПМГРЭ в 1994 г. по 80° с. ш. [82]. В западной части профиля, в пределах Сальминской СФЗ, мощность палеозойских отложений составляет около 2,0 км, постепенно увеличиваясь к востоку. Подстилающими породами являются нижнепротерозойские метаморфические комплексы.

В Северо-Восточной СФПЗ мощность палеозойских отложений колеблется от 2,2 до 3,2 км, увеличиваясь во впадинах позднепротерозойского складчатого фундамента (разрез к геологической карте по линии Б–Б₁–Б₂–Б₃, МПВ-0694). В центральной части желоба Св. Анны мощность палеозойских отложений резко сокращается до полного выклинивания на участке Поперечного поднятия, где верхнепротерозойские метаморфические образования перекрываются непосредственно нижнетриасовыми породами (зондирования МПВ-0794, 0994). Можно предполагать, что на данном участке палеозойские породы либо были размывы в позднепалеозойскую–раннемезозойскую эры, либо вовсе не отлагались.

На островах арх. ЗФИ, в северной части желоба Св. Анны и в южной части континентального склона СЛО в связи с отсутствием глубинных сейсмических исследований выделение палеозойских отложений проводится условно на основании использования материалов опережающей геофизической основы (ГФО). По материалам обработки гравиметрических и аэромагнитных работ определялись глубины залегания кровли складчато-метаморфического комплекса (верхний протерозой). Мощность плитного комплекса и верхней (мезозойской) части платформенного чехла определялась единичными зондированиями МОВ, МПВ. Исходя из этих построений, мощность средне-верхнепалеозойских отложений на востоке центральной части Александровской СФЗ (острова Ева-Лив, Фреден) составляет 1,3–2,3 км. В восточной части Вильчековской СФЗ (разрез по линии А–А₁–А₂–А₃ к геологической карте) мощность палеозойских отложений меняется с запада на восток от 1,2 до 3,2 км. В СФПЗ Св. Анны идет постепенное уменьшение мощности палеозоя с запада на восток от 2,4 до 1,2 км, причем в северной части желоба (зондирование МПВ-1900) установлена на глубине 2250 м только кровля этих отложений (сейсмокомплекс с $V_r = 5,2$ км/с).

В южной части континентального склона отмечается резкое увеличение мощности палеозойских отложений от 3,2 до 6,0 км с юго-запада на северо-восток. Учитывая, что этот участок по геологическому строению является явным продолжением Северо-Карской СФО, такое увеличение мощности палеозоя можно считать достоверным, хотя верхняя часть чехла изучена только до глубины 1100–1400 м, где представлена среднеюрскими–раннемеловыми отложениями плитного комплекса (зондирования МОВ-А130 и А131).

О литологическом составе нерасчлененных палеозойских отложений можно судить только на основании данных параметрического бурения (скв. Нагурская на о. Земля Александры), состава и возраста обломков палеозойских пород, найденных на островах арх. ЗФИ и установленных в составе донно-каменного материала на акватории [7]:

— *средне-верхнедевонские* отложения, учитывая наличие обломков липтобиолитовых углей, имели континентальный генезис и преимущественно терригенный состав; в верхней части разреза, по аналогии с северной частью арх. Новая Земля, могут присутствовать туфогенные разности пород [8];

— *нижнекаменноугольные* отложения, которые формировались в пределах поднятий, по аналогии с дежневской толщей [7] представлены хорошо сортированными кварцевыми песчаниками с прослоями темноцветных аргиллитов, алевролитов и пластами каменного угля; во впадинах могли формироваться карбонатно-терригенные и карбонатные осадки;

— *среднекаменноугольные—нижнепермские* отложения имели преимущественно карбонатный состав, о чем свидетельствуют многочисленные находки обломков органогенных известняков; верхняя часть разреза является аналогом кропоткинской толщи [7].

ПЕРМЬ—НИЖНИЙ ТРИАС

Нерасчлененные пермские—нижнетриасовые отложения ($sP-T_1$) выделяются только на Северо-Карском сводовом поднятии (поднятие Визе—Ушакова) и показаны на геологической карте условно. По данным зондирований МОВ ВВЭ «Север-87» [60] установлено, что подошва предполагаемых пермских—нижнетриасовых отложений (отражающий горизонт Б со скоростями $V_r = 4,8$ км/с) на участке работ залегает на глубинах 1,5–0,5 км, постепенно повышаясь в северо-западном направлении. Контуры выхода этих отложений к северо-востоку от о. Ушакова показаны по расчетным данным возможного выхода сейсмокомплекса на поверхность дна. Мощность отложений, отвечающих сейсмокомплексу, составляет 100 м.

Второй выход пермских—нижнетриасовых отложений на поверхность дна установлен в 85 км к север-северо-востоку от о. Ушакова по результатам зондирования МОВ, выполненных при наледных гравиметрических работах на акватории Баренцева и Карского морей. В пункте зондирования Б-66 (профиль 15) на поверхность дна выходит сейсмокомплекс со скоростями $V_{пл} = 4,5–4,7$ км/с. Мощность отложений составляет 150 м [62].

Предполагается, что пермские—нижнетриасовые отложения имеют терригенно-карбонатный состав, подтверждением чего служат следующие факты:

— находки в составе палеогеновых конгломератов о. Грэм-Белл обломков окремненных известняков с нижнепермской фауной (*Neomultithesopara sandoi* Wilson) и плотных темно-серых граувакк, не характерных для мезозойских отложений арх. ЗФИ;

— терригенно-карбонатный состав пород белоземельской толщи (T_1b) на о. Ева-Лив (северо-восток арх. ЗФИ).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойская эратема в восточной части арх. ЗФИ, на прилегающем шельфе, в желобе Св. Анны и на Северо-Карском сводовом поднятии представлена преимущественно осадочными отложениями триасовой, юрской и меловой систем. Мезозойские отложения формируют средний структурный этаж платформенного чехла, а с позднего триаса—ранней юры образуют плитный чехол.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения в разном объеме прослежены на островах восточной части арх. ЗФИ (острова Ева-Лив, Фреден, Гофмана, Ла-Ронсьер, Земля Вильчека, Грэм-Белл), прилегающем шельфе, в желобе Св. Анны, на Северо-Карском сводовом поднятии и включают в себя осадочные образования нижнего, среднего и верхнего отделов. На островах арх. ЗФИ триасовые отложения вскрыты во всех параметрических скважинах (Нагурская, Хейса, Северная). Данные параметрического бурения скв. Северная и опорные разрезы, составленные геологами ФГУНПП «ПМГРЭ» в 2000, 2001 и 2006 гг., позволили разделить отложения триасовой системы на свиты и толщи, которые будут рассмотрены ниже. Для акватории в пределах листа U-41—44 основные результаты были получены при проведении морских геолого-геофизических работ, выполненных ФГУНПП «ПМГРЭ» в 1994, 1995, 2000, 2001 и 2006 гг.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Белоземельская толща (T₁bl) выделена А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой в 2002 г. в рамках подготовки Легенды Гостеолкарты-1000 Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов [71]. Большая часть разреза толщи (индский, оленекский ярусы) установлена по Нагурской параметрической скважине, где она со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывает органогенные известняки верхнего карбона [84]. На дневной поверхности выходы верхней части разреза толщи установлены только на о. Ева-Лив (лист U-41—44), который был выбран в качестве стратотипического района для возможных последующих геологических исследований.

Детальное описание белоземельской толщи по скв. Нагурская (западная часть Александровской СФЗ) приведено в объяснительной записке к листам U-37—40 Гостеолкарты-1000 (новая серия) [7]. По скважине в интервале глубин 1657,0—964,0 м прослежены черноцветные аргиллиты с единичными прослоями светлых глинистых известняков и темно-серых глинистых алевролитов.

Возраст отложений установлен на основании находок рыб, характерных для нижнетриасовых отложений Северной Америки и Австралии. Найденные в верхней части разреза пелециподы широко распространены в нижнем подъярусе оленекского яруса нижнего триаса по всей Борейальной

области. Выявленный спорово-пыльцевой комплекс, по заключению Л. А. Фефиловой, также характерен для отложений нижнего триаса.

Видимая мощность белоземельской толщи по скв. Нагурская составляет 115–657 м.

По данным сейсмического каротажа нижняя граница с подстилающими карбонатными породами верхнего карбона установлена в интервале 1657,0 м по резкой смене скоростей: $V_{пл} = 5,95$ км/с для карбонатных пород карбона и $V_{пл} = 4,62$ км/с для глинисто-алевроитовых отложений нижнего триаса.

В восточной части архипелага единичный выход пород, предположительно, нижнего триаса установлен при авиадесантных работах на о. Евалив (острова Белая Земля, западная часть листа U-41–44). На северном склоне ледника в 4,2 км к юго-западу от м. Месяцева на абсолютных отметках 80 и 100 м отмечены два куэстообразных выхода коренных пород (нунатаки) площадью 20–30 × 150 м и 20–25 × 400 м, вытянутые в широтном направлении. По нунатакам составлен схематичный разрез, в котором прослежены (снизу вверх)*:

1. Известняки серые хомогенные, песчанистые, глауконитовые. Обломочные зерна размером 0,1–0,2 мм представлены калиевыми полевыми шпатами, кварцем, окатанными обломками каменного угля (1–2%). В известняках отмечаются крупные конкреции (3–4 × 15–20 см) серых (по поверхности охристо-бурых) песчаников мелко-среднезернистых (0,1–0,3 мм), алевроитистых, полевошпатово-кварцевых с базальным карбонатным цементом, с большим количеством (до 5–7%) мелких (0,1–0,3 мм) хорошоокатанных зерен каменного угля. Характерной особенностью пород этого участка является плитчатая отдельность по 3–4 см, расположенная перпендикулярно напластованию, что указывает на антиклинальное замыкание складки. В известняках найден единичный мелкий отпечаток *Promyalina* sp.indet 45–50

2. Песчаники серые мелкозернистые, алевроитистые, полимиктовые, с базальным перекристаллизованным серицит-кварцевым цементом с прослоями темно-серых алевролитов разнозернистых, песчанистых, полимиктовых с базальным серицит-кварцевым цементом. Для песчаников и алевролитов характерно большое (до 1–2%) количество мелких угловатых обломков каменного угля. Мощность прослоев песчаников и алевролитов колеблется от 0,5 до 2,0 м. Азимут падения пород 130°, угол 40° 40

3. Песчаники серые, темно-серые мелкозернистые, алевроитистые (30%), полимиктовые, с базальным серицит-кварцевым цементом. Отмечаются прослои (до 0,5 м) темно-серых мелкозернистых алевролитов кварцевых с перекристаллизованным базальным (до 50%) серицит-кварцевым цементом. Для алевролитов и песчаников характерно большое количество мелких (0,05–0,1 мм) угловатых, угловато-окатанных зерен каменных углей (до 2–3%) 20–25

Для всех разностей пород пачек 1–3 при их повышенной угленосности отмечается практически полное отсутствие пирита и повышенный радиометрический фон (14–16 мкР/ч), который не характерен для терригенных и терригенно-карбонатных пород.

* Здесь и далее мощность приведена в метрах.

Видимая мощность разреза белоземельской толщи на о. Ева-Лив составляет 105–115 м. По заключению М. В. Корчинской, вид *Promyalina* sp. (cf. *shamarae* Bittner.) известен из индских отложений рек Колыма, Индигирка, Яна, а также Верхоянья и Приморского края. По единичному образцу плохой сохранности отложения, в которых он встречен, к индскому ярусу нижнего триаса можно отнести только с вопросом (?).

Проведенные во ВСЕГЕИ изотопные исследования детритовых цирконов показали, что их радиологический возраст не противоречит раннему триасу. Выполненное там же определение изотопного возраста (Sm-Nd) глинистой части алевролитов составляет 245 млн лет, что хорошо согласуется с предполагаемой датировкой по фауне.

В северо-восточной части арх. ЗФИ (восточная часть Александровской СФЗ в пределах листа U-41–44) предполагаемые выходы белоземельской толщи на поверхность дна отрисованы в районе островов Ева-Лив, Фреден и в переходной зоне от островов арх. ЗФИ к континентальному склону. Предполагаемая мощность толщи на этом участке составляет не менее 1 км.

На акватории в юго-западной части площади (Сальминская СФЗ) sT_1 сейсмокомплекс со скоростями $V_T = 4,8–5,0$ км/с (sT_1), соотносимый с белоземельской толщей, в разрезе отсутствует и отложения среднего триаса перекрывают палеозойские породы (разрез к геологической карте по линии Б–Б₁–Б₂–Б₃, зондирование МПВ-0694).

К югу от обреза карты (северная часть листов Т-41–44 между 79° и 80° с. ш.) с переходом к Северо-Восточной впадине отражающий сейсмический горизонт A_2 , разделяющий отложения палеозоя и мезозоя, установлен на глубинах 2,5 км на севере, постепенно снижаясь к югу до 3,5 км. При этом скорости в подошве отражающего горизонта A_2 изменяются от 4,9 до 4,6 км/с (меридиональный профиль МОГТ-94008, пройденный ПМГРЭ по 64°00' в. д.) с юга на север [82]. Такое изменение скоростей указывает либо на смену литологического состава пород, слагающих сейсмокомплекс, либо на выклинивание белоземельской толщи с юга на север при переходе от Северо-Восточной впадины к Сальминскому поднятию. Мощность сейсмокомплекса в южной части профиля (зондирование МПВ-0195) составляет 650 м.

В пределах листов U-41–44 в центральной части желоба Св. Анны на участке Поперечного поднятия нижнетриасовые отложения (сейсмокомплекс с $V_T = 4,8$ км/с) установлены на глубине 2,2 км от поверхности дна (рис. 2, зондирование МПВ-0801). Палеозойские осадки здесь отсутствуют и отложения нижнего триаса залегают на метаморфических породах верхнего или даже нижнего протерозоя (сейсмокомплекс с $V_T = 6,0$ км/с). Мощность нижнетриасовых отложений резко увеличивается до 2120 м.

Далее к северу, по центру желоба Св. Анны (рис. 3, профиль МОГТ 94009), мощность нижнетриасовых отложений постепенно сокращается и на широте южной оконечности о. Грезм-Белл составляет 1400 м. В северной части желоба Св. Анны (разрез по линии А–А₁–А₂–А₃ к геологической карте, зондирование МПВ–1900) мощность нижнего триаса (сейсмокомплекс с $V_T = 4,8$ км/с) уменьшается до 230 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В пределах восточной части арх. ЗФИ и прилегающего шельфа среднетриасовые отложения разделяются на два стратиграфических подразделения: матусевичскую толщу (анизийский ярус) и ермаковскую свиту (ладинский ярус). Стратотипические разрезы указанных подразделений составлены по параметрическим скважинам Северная (о. Грем-Белл) и Хейса. Выходы на дневную поверхность среднетриасовых отложений впервые на арх. ЗФИ установлены при авиадесантных работах Северной партии ПМГРЭ в 2000–2001 гг. в Александровской СФЗ (острова Фреден, Гофмана, Ла-Ронсьер, Райнера) [7]. На акватории желоба Св. Анны и восточной части Северо-Карского сводового поднятия отложения среднего триаса выделяются по данным морских геолого-геофизических работ, выполненных в 1994–1995 гг. на НИС «Академик Александр Карпинский».

Матусевичская толща (T_2mt) выделена А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой в 2002 г. в рамках подготовки Легенды Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000. Впервые описание отложений анизийского яруса на арх. ЗФИ приведено И. В. Школой и Е. Г. Бро в 1980 г. при обработке материалов параметрической скв. Северная [85]. Название толщи дано по заливу Матусевича (о. Грем-Белл), на берегу которого пробурена скважина. Парастратотип толщи описан Е. Г. Бро по скв. Хейса в 1982 г. [61]. Соотношение матусевичской толщи (анизийского яруса) с подстилающими породами по скважинам Хейса и Северная не установлено. Авторы отчета нижнюю часть разреза (инт. 3523,0–2895,0 м) скв. Северная относили к нерасчлененным отложениям нижнего–среднего триаса, что послужило основанием выбора данного интервала в качестве стратотипического разреза матусевичской толщи, хотя степень палеонтологического обоснования возраста указанных отложения крайне низкая. Описание разреза матусевичской толщи по скв. Хейса приведено в объяснительной записке к листам U-37–40 Госгеолкарты-1000 [7].

Параметрическая скважина Северная расположена в северо-западной части п-ова Холмистый о. Грем-Белл. Глубина скважины составляет 3523,0 м. Ниже приводится схематичное (по крупным пачкам) описание разреза матусевичской толщи (снизу вверх):

1. Интервал 3523–3160 м. Алевролиты, аргиллиты темноцветные, сероцветные (мощность пачек 20–60 м) с прослоями (пластами) светло-серых песчаников (мощностью от 2,0 до 11,0 м), мелко-тонкозернистых, полимиктовых с глинистым цементом, очень плотных. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, очень плотные, сложенные глинисто-кремнистым материалом с примесью (15–20%) пелитоморфного мелкозернистого карбонатного материала. По плоскостям напластования постоянно присутствует большое количество крупных чешуек слюды. Отмечается мелкий углистый детрит и, реже, мелкие обломки (до 1,0 мм) переотложенного каменного угля. Из органических остатков с глубин 3450,2 и 3206,0 м установлены обломки челюстных аппаратов амmonoидей, которые не устанавливают возраст и свидетельствуют только о морском генезисе осадков 363

2. Интервал 3160–2895 м. Неравномерное чередование серых и темно-серых алевроитовых аргиллитов и глинистых алевролитов (мощность 0,2–1,8 м) с подчиненным количеством прослоев серых мелкозернистых песчаников (0,2–0,8 м), иногда горизонтальнослоистых. Все породы очень плотные; отмечается скопление чешуек слюды и мелкого углистого детрита на поверхностях напластования. Тонкослоистые породы при пластических деформациях приобретают брекчиевидный облик. Органических остатков в толще не установлено 265

3. Интервал 2895–2790 м. Тонкое неравномерное переслаивание темно-серых аргиллитов и серых, светло-серых глинистых алевролитов (0,5–6,0 см). На отдельных участках мощность алевролитов увеличивается до 0,5–0,6 м. В нижней части интервала (24 м) в разрезе появляются прослои (единичные до 4,0 м) светло-серых мелкозернистых песчаников, полимиктовых с кремнисто-слюдистым цементом. В интервале 2839,2–2833,1 м были обнаружены плохоопределимые остатки аммоноидей и пелеципод: *Daonella cf. dubia* G a b b., *Myophoria laevidates* Z i e t e n, *Ducryemya aff. scorohodi* Kipar., *Modiolus* sp. Перечисленные формы распространены как в ладинском, так и в верхах анизийского яруса 95

По кровле пачки 3 проводится условная граница между анизийским и ладинским ярусами среднего триаса. Косвенным подтверждением правильности проведения этой границы по скв. Северная служит резкая смена сейсмических скоростей ($V_{пл}$) на глубине 2790 м.: для отложений анизийского яруса — 4,56 км/с и для вышележащего ладинского яруса — 4,17 км/с.

Мощность матусевичской толщи по скв. Северная составляет 723 м.

В восточной части арх. ЗФИ в пределах листов U-41–44 матусевичская толща развита на островах Гофмана, Ла-Ронсьер, Фреден, на прилегающем шельфе, где ее выходы приурочены к центральной части белоземельской антиклинали.

Сводный разрез матусевичской толщи составлен А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой, Н. М. Столбовым в 2001 г. по островам Гофмана и Ла-Ронсьер. Нижняя часть толщи прослежена в северо-восточной части о. Гофмана. Здесь, на выровненной приморской равнине, в 4,2 км к северо-западу от м. Сугрובה в пологих оплывших бортах мелкого ручья прослежены (снизу вверх):

1. Известняки пепельно-серые глинистые, алевроитистые в тонком переслаивании (по несколько миллиметров) с аргиллитами темно-серыми алевроитистыми. Обломочная часть представлена мелкими (0,02–0,04 мм) угловатыми зернами кварца. Для пород характерна тонкая горизонтальная слоистость, скорлуповатая отдельность и мелкие конкреции бурых сидеритизированных алевроитистых известняков с мелкими отпечатками *Mytilus cf. eduliformis* (S c h l o t c h e i m). Пачка прослежена по элювиальным развалам в предледниковой части равнины 20

2. Аргиллиты пепельно-серые алевроитистые с тонкими прослоями темно-серых до черных аргиллитов. В нижней и верхней частях пачки отмечаются единичные прослои (2–5 см) темно-серых (по поверхности коричнево-бурых) сидеритизированных алевроитистых известняков. Алевроитистая примесь в аргиллитах и известняках представлена мелкими (0,02–0,04 мм) угловатыми зернами кварца и каменного угля (0,05–0,2 мм), обрывками углефицированных и пиритизированных растительных тканей. Общее количество углистого материала в отдельных прослоях достигает 5–7%. По всему разрезу пачки отмечаются мелкие конкреции (3–5 × 7,0 см) темно-серых глинистых известняков с фауной мелких аммонитов

в центре. Здесь определены: *Frechites nevadanus* Mojsisovics., *Gymnoceras* cf. *rotelliformis* Meek., *Intornites nevadanus* Hyatt et Smith.; *Dacryomya* cf. *peculiaris* Kurushin., *Janajia* cf. *praelonga* Kipar., *Daonella* cf. *dubia* Gabb., *Bakevella* cf. *czekanowskii* Kurushin., *Meleagrinnella* cf. *tasaryensis* Voronets. Азимут падения пород 215°, угол 10° 60

3. Аргиллиты пепельно-серые, алевроитистые, со скорлуповатой отдельностью. Обломочный материал представлен мелкими (0,02–0,04 мм) угловатыми зернами кварца, мелкой угольной крошкой (0,04–0,06 мм). Отмечаются тонкие линзовидные прослойки (по 2–3 мм), обогащенные сидеритом 16

Вышележащая часть разреза толщи составлена по южному побережью о. Гофмана (суша Воронина). Здесь, в центральной части суши (5,0 км к западу от м. Сугрובה), по бортам мелких водотоков приморской равнины прослежены (снизу вверх):

4. Песчаники мелко-тонкозернистые серые полевошпатово-кварцевые, с тонкой плитчатой отдельностью. В средней и верхней частях пачки отмечаются мелкие сидеритовые конкреции с мелкой угольной крошкой (0,02–0,1 мм). В конкрециях — единичные находки аммонитов *Arctohungarites* cf. *ventroplana* . . . 10

5. Аргиллиты темно-серые, алевроитистые, тонкоплитчатые до щебнистых, с тонкими прослойками (несколько миллиметров) по поверхности бурых сидеритизированных аргиллитов с мелкими включениями углистого материала (до 2–3%). Алевроитовые зерна (0,01–0,02 мм) представлены кварцем. На поверхности аргиллитов найдены крупные отпечатки аммонитов *Gymnoceras* cf. *rotelliformis* Meek., *Gymnoceras* cf. *olenekense* Dagn. et Konst., *Frechites* cf. *nevadanus* (Mojs.) 18

6. Песчаники желтовато-серые мелко-среднезернистые, полевошпатово-кварцевые, с мелкими уплощенными конкрециями (1 × 2–3 см) темно-коричнево-бурых сидеритизированных аргиллитов, плитчатые, с тонкой горизонтальной слоистостью. Обломочная часть в песчаниках представлена зернами кварца, калиевыми полевыми шпатами, кислыми эффузивами. Зерна кварца и калиевых полевых шпатов угловатые, удлиненно-угловатые, практически не окатанные. Крупные единичные зерна (до 1,0 мм) состоят из агрегатов кварца и калиевого полевого шпата с мозаичными краями. Обломочные зерна кислых эффузивов округлые, изометричные. Для песчаников характерна очень плотная упаковка зерен; первичный цемент поровый, кварцевый. На него наложен сидеритовый поровый цемент, который образует «точечные» окаемки вокруг обломочных зерен, интенсивно корродируя их. Породы крайне не типичны для триасовых отложений арх. ЗФИ и указывают на ближний размыв щелочных гранитов (?) и быстрое захоронение. В песчаниках найдены сидеритизированные и лимонитизированные отпечатки *Bakevella* sp., *Meleagrinnella* (?) sp. Азимут падения пород 140°, угол 7–8 28

Видимая мощность составленного разреза 152 м.

По заключению М. В. Корчинской (2002 г.), комплекс фаунистических остатков, определенных на о. Гофмана, содержит виды-индексы зон верхнеанизийского подъяруса Бореальной шкалы и характерен для отложений верхнего анизия Таймыра, Лено-Оленекского междуречья, хр. Хараулах, среднего течения р. Колыма.

Верхняя часть разреза матусевичской толщи составлена по северному побережью о. Ла-Ронсьер (м. Хилла). Соотношение пачек достаточно

условно и коррелируется только находками фаунистических остатков. Разрез составлен по приморской равнине (в 8,0 км к запад-северо-западу от м. Хилла) по элювиальным плитчатым развалам. Здесь снизу вверх прослежены:

7. Алевролиты пепельно-серые, мелкозернистые (0,02–0,04 мм) полевошпатово-кварцевые с базальным карбонатным цементом, т. е. породы являются переходными к известнякам алевритистым. В алевролитах отмечаются тонкие прослой (2–3 мм) черных аргиллитов; для всех разновидностей пород характерны мелкие включения углистого материала (до 1–2%), плитчатая отдельность по 0,5–1,0 см. В мелких сидеритовых конкрециях встречены отпечатки *Daonella dubia* G a b b. Азимут падения пород 125°, угол 7–10 12
8. Алевролиты пепельно-серые мелкозернистые (0,02–0,04 мм), кварцевые с базальным глинисто-кварцевым перекристаллизованным цементом. На отдельных участках — цемент базально-поровый карбонатный, мраморизованный. Для пород характерна скорлуповатая отдельность и многочисленные мелкие конкреции сидеритизированных песчаных известняков с отпечатками плохой сохранности *Daonella* sp. 45
9. Алевролиты темно-зеленоватые-серые разнозернистые (0,02–0,08 мм) полевошпатово-кварцевые, с базальным карбонатным цементом. В алевролитах — единичные конкреции бурых сидеритизированных известняков с мелкими отпечатками *Daonella* sp., члениками криноидей и иглами *Cidaris* sp. 10

Видимая мощность разреза по м. Хилл — 67,0 м, а сводная мощность составленного разреза матусевичской толщи на участке островов Гофмана и Ла-Ронсьер — 219,0 м.

По заключению М. В. Корчинской, наличие пелеципод *Daonella* cf. *dubia* позволяет отнести эти отложения к верхней части анизийского яруса среднего триаса.

Выходы пород верхнего анизия мощностью около 50 м установлены на западе о. Ла-Ронсьер (мыс Рогатый). Отложения представлены черными аргиллитами и алевролитами с прослоями и конкрециями сидерита. В средней части разреза присутствуют мелкие конкреции известняков, содержащих остатки *Frechites nevadanus* (*Mojsisovics*) и *Mytilus* sp. indet., определяющих, по заключению М. В. Корчинской, возраст пород как поздний анизий. Азимут падения пород 290°, угол 40°.

Соотношений матусевичской толщи с подстилающими и перекрывающими отложениями на этих участках не установлено.

Для отложений матусевичской толщи (анизийского яруса) по скважине Северная установлены сейсмоскорости ($V_{пл}$) пород: 5,0 км/с — для нижней части разреза (интервал 3200–3520 м) и 4,56 км/с — для средней и верхней частей разреза (интервал 2780–3200 м).

В пределах восточной части сводового поднятия ЗФИ выходы матусевичской толщи на поверхность дна отрисованы в краевой части белоземельской антиклинали (Александровская СФЗ). Рисовка границы толщи на геологической карте достаточно условна, но контролируется выходами коренных пород анизийского яруса на островах Гофмана, Ла-Ронсьер, Фреден и положением границы ермаковской свиты, выходы которой на

дне имеют фаунистическое и палинологическое обоснование по станциям донного опробования.

На акватории матусевичской толще соответствует сейсмокомплекс со скоростями $V_r = 4,5-4,7$ км/с, но такой узкий скоростной интервал затрудняет четко отделять анизийский ярус от подстилающих отложений нижнего триаса и перекрывающих осадков ладинского яруса среднего триаса. В юго-западной части листов U-41–44 в переходной зоне от Сальминского поднятия к Северо-Восточной впадине (Восточно-Баренцевская СФЗ) выделяется сейсмокомплекс ($V_r = 4,55$ км/с), который постепенно выклинивается в восточном направлении (разрез к геологической карте по линии Б–Б₁–Б₂–Б₃, зондирование МПВ-0694, 0794).

В северной части желоба Св. Анны и Северо-Карского поднятия отложения анизийского яруса отсутствуют (зондирование МПВ-1900).

Ермаковская свита (*Ter*) установлена в разрезе всех трех параметрических скважин (Нагурская, Хейса, Северная).

Отложения ладинского яруса среднего триаса на арх. ЗФИ впервые описаны И. В. Школой, Е. Г. Бро в 1979 г. по скв. Нагурская и в 1980 г. по скв. Северная. Ермаковская свита выделена А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой в 2002 г. в рамках подготовки Легенды Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000. Название свиты дано по проливу Ермак, на берегу которого пробурена скв. Хейса [61].

Описание стратотипического разреза по скважине приведено в объяснительной записке к листу U-37–40. В разрезе свиты преобладают плотные аргиллиты с подчиненным количеством прослоев темно-серых алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников. Для свиты характерно наличие маломощных прослоев седиментационных брекчий и резко повышенная пиритизация всех типов пород.

По заключению М. В. Корчинской, установленный в нижней части разреза комплекс фаунистических остатков содержит как типичные ладинские формы, так и формы анизийско-ладинского распространения. Учитывая положение пачки в разрезе (контакт с верхнеанизийскими отложениями), ее можно отнести к нижнему подъярису ладинского яруса среднего триаса. Позднеладинский спорово-пыльцевой комплекс установлен и в интервале 1802,0–1900,0 м по присутствию характерной формы *Echinosporites illiacoides*. В самых верхах разреза фауны мало и сохранность ее плохая, однако присутствие *Meleagrinella* позволяет отнести отложения к ладинскому ярусу среднего триаса.

Мощность ермаковской свиты по скв. Хейса составляет 1047 м.

Скважиной Северная отложения ермаковской свиты вскрыты в интервале 2790–2013 м. Нижняя граница свиты с подстилающими отложениями матусевичской толщи согласная и проводится на глубине 2790 м по резкой смене сейсмических соростей ($V_{пл}$), приуроченных к этому уровню. В разрезе ермаковской свиты по скважине снизу вверх прослежены:

1. Интервал 2790–2657 м. Аргиллиты темно-серые с примесью алевроитового материала, плотные, массивные, с углефицированными растительными остатками, мелкими стяжениями и тонкорассеянной вкрапленностью пирита.

Алевролиты присутствуют в виде прослоев мощностью 0,15–0,3 м, характеризуются полимиктовым составом и глинистым цементом. Характерной особенностью этой части разреза является широкое распространение песчаников. По данным сейсмического каротажа зафиксированы пласты песчаников мощностью от 2 до 10 м, которые в сумме составляют 35 % от объема пачки. Песчаники светло-серые мелкозернистые, массивные, очень плотные (пористость 4–5 %), полимиктовые, с кремнисто-слюдястым цементом и крупными углефицированными обрывками растительных остатков 133

2. Интервал 2657–2502 м. В этом интервале вскрыты три интрузивных тела порфиридных габбро-долеритов суммарной мощностью 80 м. Для интервала характерен интенсивный прогрев вмещающих пород. На контактах с интрузиями наблюдается осветление пород, графитизация органического вещества, отмечаются тонкие (0,3–0,9 см) ветвящиеся прожилки кальцита. Осадочные породы представлены алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников мощностью до 1,5 м. В результате сильного термального воздействия породы приближаются к роговикам кварц-серицитового состава 75
(без учета интрузий)

3. Интервал 2502–2155 м. Аргиллиты темно-серые до черных, плотные, с раковистым изломом и с тонкой неотчетливой горизонтальной, волнистой слоистостью. По всему разрезу толщи с интервалом 1,8–3,5 м отмечаются фосфатно-карбонатно-глинистые конкреции и линзовидные прослой (0,1–0,15 м) с неотчетливо выраженными границами. Содержание P_2O_5 в конкрециях составляет 10–12 %. В аргиллитах рассматриваемой пачки содержится большое количество отпечатков ископаемой фауны (аммоноидей и пелеципод), но степень их сохранности крайне низкая. Отсюда определены аммониты *Nathorstites cf. lenticularis* (White.), пелециподы *Daonella cf. frami* Kitt, *D. cf. densisulcate* Jabe et Schim., *D. cf. subarctica* Роров и др., *Leda scorochodi* Кираг, которые, по заключению М. В. Корчинской, характерны для верхнего подъяруса ладинского яруса [85] 347

4. Интервал 2155–2013 м. Ритмичное переслаивание (0,8–1,4 м) темно-серых до черных аргиллитов и более светлых разномзернистых алевролитов. Слоистость в породах горизонтальная и подчеркивается скоплениями слюды и мелкого детрита на поверхности напластования. В средней части пачки (глубина 2071 м) установлен прослой грубозернистого алевролита с доломитовым цементом мощностью до 8 м. В аргиллитах повсеместно присутствует рассеянное органическое вещество в количестве до 25 %. На глубине 2148 м найдены остатки пелеципод плохой сохранности, из которых удалось определить форму *Daonella cf. arctica* Роров 142

Общая мощность ермаковской свиты по скв. Северная составляет 697 м без учета интрузий.

Наличие фосфоритов (10–12 % P_2O_5) в интервале 2502–2155 м разреза по скв. Северная резко отличает его от стратотипического разреза скв. Хейса, где фосфориты не зафиксированы. При внешнем литологическом сходстве обоих разрезов, можно говорить об изменении фациальных условий осадконакопления по латерали ладинских отложений. В пределах Вильчековской впадины с запада на восток глубоководные условия осадконакопления постепенно сменяются прибрежно-морскими, о чем свидетельствует наличие фосфатных конкреций.

По данным сейсмокаротажа скважины, для отложений ермаковской свиты установлены сейсмоскорости ($V_{пл}$) = 3,79–4,49 км/с. На акватории

шельфовой зоны арх. ЗФИ ермаковской свите соответствует сейсмокомплекс (sT_2l) со скоростями (V_T) = 4,0–4,5 км/с с отражающим горизонтом Б в подошве. В северной части желоба Св. Анны сейсмокомплекс со скоростями V_T = 4,0 км/с установлен по зондированию МПВ 1900 на глубине 1300 м от поверхности дна. Мощность сейсмокомплекса 730 м. Судя по данным зондирования, в разрезе полностью отсутствуют отложения верхнего триаса (сейсмокомплекс со скоростями V_T от 3,0 до 3,9 км/с) и нерасчлененные отложения верхнего триаса–нижней юры с размывом и стратиграфическим несогласием ложатся на средний триас (разрез к геологической карте по линии А–А₁–А₂–А₃).

В южной части желоба Св. Анны, на участке Поперечного поднятия, сейсмокомплекс, соотносимый с ладинским ярусом (V_T = 4,2–4,4 км/с), присутствует повсеместно, выклиниваясь постепенно на западе при переходе к Северо-Восточной впадине, а на востоке — при переходе к Северо-Карскому поднятию. В центральной части желоба мощность сейсмокомплекса устойчива и составляет 900–1000 м.

В пределах восточной части сводового поднятия ЗФИ (Александровская СФЗ) выходы ермаковской свиты на поверхность дна закартированы в краевой части белоземельской антиклинали. Они прослежены от южной части о. Ла-Ронсьер через залив Матусевича, северо-западную часть желоба Св. Анны, уходя далее к бровке континентального склона Брусилова. Подтверждение возраста ермаковской свиты и правильности проведения границ на геологической карте получено по результатам донного опробования, выполненного ПМГРЭ в 1994 и 2006 гг.

По станции В-639 ковшового опробования «Океан-0,25», выполненной на акватории к северу от о. Земля Вильчека (район скалы Фербанкс) в 2006 г., в составе ДКМ установлены мелкие обломки черных аргиллитов с единичными отпечатками пелеципод *Daonella ex gr. parva* Корчинской, характерных, по заключению М. В. Корчинской, для ладинского яруса среднего триаса. Здесь же в черных вязких глинах палинологом А. Ю. Шараповой выделены палиноформы *Converru-cosisporites* sp., *C. luebensis* Schulz., *Dictiophyllum vulgare* (Mal.) Krusch. и др., характерные для триасовых отложений Якутии.

По станции 9 донного опробования ударной трубкой в интервале 180–200 см от поверхности дна в двух пробах установлены палинокомплексы слабого наполнения видов, характерных для верхнего ладина среднего триаса (палинолог Д. В. Збукова, ВСЕГЕИ, 2005 г.).

В юго-западной части листа в переходной зоне от Северо-Восточной впадины к Сальминскому поднятию в 1994 г. ПМГРЭ по 64° в. д. пройден профиль МОГТ 94008, который своей северной частью захватывает рассматриваемую площадь работ (рис. 3). На указанном профиле сейсмокомплекс А₂–Б, соотносимый со средним триасом, установлен на глубинах 2,6 км (подошва) — 1,0 км (кровля) от поверхности дна. Отмечается «скольжение» сейсмических скоростей по поверхности отражающих горизонтов А₂–Б (зондирование 0195, 0194). По подошве (отражающий горизонт А₂) — от 4,5 до 4,6 км/с в направлении с юга на север. По кровле (отражающий горизонт Б, соотносимый с подошвой верхнетриасовых

отложений) — от 4,5 до 3,9 км/с. На разрезе к геологической карте на этом участке верхняя часть среднетриасового сейсмокомплекса условно выделена в качестве ермаковской свиты мощностью около 800 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В пределах арх. ЗФИ и прилегающего шельфа верхнетриасовые отложения разделяются на три стратиграфических подразделения: греэм-беллская свита (карнийский ярус), хейсовская свита (норийский ярус), васильевская свита (рэтский ярус). Наиболее представительные разрезы отложений карнийского яруса составлены по скважинам Хейса и Северная. Стратотипические разрезы хейсовской и васильевской свит составлены на островах архипелага по обнажениям, выходящим на дневную поверхность.

Греэм-беллская свита (T_3gr). Отложения нижней части разреза верхнего триаса, выделяемые в ранге греэм-беллской свиты, установлены в центральной части архипелага (листы U-37–40) на островах Рудольфа, Райнера (западная часть), Беккера, Винер-Нейштадт (м. Тироль), Земля Вильчека (мысы Геллера и Шмарда, скала Фербанкс) по результатам авиадесантных работ, выполненных в 2001–2002 гг. Северной партией ПМГРЭ.

Впервые отложения карнийского яруса на архипелаге описаны в 1980 г. И. В. Школой и Е. Г. Бро по скв. Северная о. Греэм-Белл [85]. В ранге свиты эти отложения выделены И. В. Школой и А. А. Макарьевым в 2000 г. [55]. Детального описания стратотипического разреза греэм-беллской свиты по скв. Северная в указанной работе не приводилось. Парастратотипический разрез свиты описан по скв. Хейса в объяснительной записке к листу U-37–40 Госгеолкарты-1000 (новая серия) [7]. В стратотипическом разрезе по скв. Северная отложения карнийского яруса установлены в интервале глубин 2013–800 м. Литологически переход от ермаковской свиты к греэм-беллской выражен не очень отчетливо и устанавливается только по наличию верхнетриасовых пеллеципод. Ниже приводится описание разреза греэм-беллской свиты по скв. Северная (снизу вверх):

1. Интервал 2013–1930 м. Отмечается увеличение количества прослоев серых разнозернистых песчаников полимиктового состава. Соотношение сероцветных алевролитов, темноцветных аргиллитов с песчаниками составляет 1 : 1. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,8 до 6,0 м, причем в крупнозернистых разностях пород гравийные зерна кварца достигают 2–3 мм. Состав обломочной части песчаников (%): кварц — 39–41; плагиоклазы — 12–18; полевые шпаты — 16–18; слюды — 10; кремнистые породы — 4–6; глинистые сланцы — 6–8; эффузивы — 6–8. Цемент — глинисто-кремнистый, частично перекристаллизованный. В интервале 2010–2013 м обнаружены многочисленные верхнетриасовые пеллециподы *Paleopharus* sp., *Entolium* sp. indet., *Bakewellia* sp., *Cardinia* sp., которые и определяют проведение нижней границы свиты 83

2. Интервал 1930–1790 м. Ритмичное переслаивание темноцветных аргиллитов и алевролитов, слоистых за счет наличия слюд на плоскостях напластования. В интервале 1908–1821 м вскрыта интрузия микропегматитового габбро. Вмещающие породы по мере приближения к интрузии осветляются, становятся более плотными, растительные органические остатки метаморфизуются. В интервале 1802,7–1795 м встречен единственный отпечаток пеллециподы *Halobia*

corcodonica Polub. — формы, характерной для нижнекарнийских отложений арктических регионов России (без учета интрузий) 53

3. Интервал 1790—1600 м. Ритмичное чередование темноцветных аргиллитов и алевролитов мощностью по 0,1—0,2 м. Мелкозернистые сероцветные песчаники составляют не более 10% разреза. Для пород характерна горизонтальная, линзовидно-слоистая, косая слоистость; карманообразные контакты прослоев алевролитов и аргиллитов, следы жизнедеятельности илоедов. По плоскостям напластования отмечаются скопления углисто-глинистого материала, катыши глинистого состава (внутриформационные размывы). По мнению авторов отчета, формирование осадков происходило в прибрежно-морских условиях при наличии сильных подводных течений 190

4. Интервал 1600—800 м. В разрезе пачки (толщи) идет чередование сероцветных песчано-алевритовых и темноцветных глинистых (аргиллитовых) пачек с преобладанием первых. Песчаники полимиктовые, преимущественно тонко- и мелкозернистые. Для верхней части интервала (958—930 м) характерно присутствие в песчаниках рассеянных галечек кварца и линзовидных прослоев гравелитов, сложенных зернами кварца, кварцитов, глинисто-слоистых сланцев. Очень часто во всех разностях пород присутствуют обугленные растительные остатки (от тончайших углистых частичек до остатков стеблей, фрагментов листьев, мелких линз и прослоев буроугольного и каменного угля).

В интервале 1221—1174 м по данным каротажа выделена интрузия основного состава.

Линзовидные прослои угля мощностью 0,2—0,45 м отмечаются в интервале 945—957 м. Угли дюрено-клареновые, блестящие, с большой примесью алевроито-глинистого материала. На глубине 1416,7 м вскрыт маломощный (0,45 м) пласт каменного угля тонкополосчатого, дюрено-кларенового, блестящего. Зольность отмеченных прослоев углей высокая (28—35%).

Возраст описываемой толщи по скв. Северная обоснован слабо. На глубине 951,5 м в алевролитах установлены отпечатки верхнетриасовых пеллеципод *Halobia* sp. indet. Неопределимые остатки пеллеципод встречаются на глубине 1165 и 1541,0 м. В интервале 949,0—951,4 м определены спороносные перья папоротников *Asterothec* cf. *viveja* Chram et Pavl., *Cladophlebis* sp., членистостебельных *Neocalamites* sp., и хвощей *Strobilites* cf. *voltria novomundensis* K e u s e l (глубина 1411 м). Указанный комплекс органических остатков свидетельствует только о позднетриасовом возрасте осадков. Мощность (без учета интрузий) 753 м.

Суммарная мощность карнийского яруса по скв. Северная составляет 1079 м.

Для отложений греэм-беллской свиты по скв. Северная по данным каротажа установлены сейсмоскорости $V_r = 3,67-3,88$ км/с. Для верхней части разреза (330 м) в связи с появлением массивных пачек песчаников, алевролитов и, возможно, прогрета интрузиями сейсмоскорости увеличиваются до 4,59 км/с.

В пределах листа U-41—44 фрагмент верхней части разреза свиты (и переходная часть к вышележащей хейсовской свите) составлен в 2001 г. Е. М. Макарьевой и Н. М. Столбовым в северной части о. Земля Вильчека. По северо-восточному склону скалы Фербанк в интервале высот 60—280 м прослежены следующие пачки (снизу вверх):

1. Алевролиты серые мелко-тонкозернистые преимущественно кварцевые, с глинисто-кварцевым перекристаллизованным цементом, с тонкой горизонтальной слоистостью. В нижней части пачки прослой (по 2–3 см) состоят из тонкого чередования серых кварцевых алевролитов и темно-серых углистых алевритистых аргиллитов. В верхней части пачки (20 м) преобладают песчаники желтовато-серые мелкозернистые (0,1–0,2 мм), полевошпатово-кварцевые, с порово-базальным перекристаллизованным глинисто-кварцевым цементом. В песчаниках и алевролитах в кровле пачки найдены многочисленные отпечатки макрофлоры плохой сохранности — *Glossophyllum* sp., *Czekanovskia* sp., *Taeniopteris* sp.

Азимут падения пород 80°, угол 20° (нижняя часть склона) и в 100 м выше по склону — 60°, угол 5°..... 40

2. Песчаники серые мелко-среднезернистые, полевошпатово-кварцевые, с порово-базальным карбонатным цементом, с прослоями (0,5–1,0 м) светло-желтых, кремово-желтых алевритистых песчаников и алевролитов кварцевых с базальным карбонатным цементом. Для алевролитов и алевритистых песчаников характерна тонкая волнисто-прерывистая слоистость, отпечатки ряби по плоскостям напластования, тонкие линзовидные прослойки глинисто-сидеритового материала. В основании пачки — прослой мощностью 2,0 м углистых алевритистых аргиллитов с большим количеством (до 10%) нитевидных прослоек углистого материала и обильными отпечатками макрофлоры плохой сохранности: *Dyctiophyllum* sp., *Cladophlebis* cf. *haiburnensis*, *Ginkgophytales* gen. et sp. indet., *Glossophyllum* sp., *Neocalamites* sp., *Peltaspermum* sp., *Podozamites* sp., *Phyllites* sp., *Taeniopteris* sp. В верхней части пачки (10 м) в песчаниках появляются мелкие конкреции (1–2 см) пирита и уплощенные конкреции сидерита..... 38

3. Песчаники серые мелкозернистые полевошпатово-кварцевые с единичными прослоями (по 5–10 см) седиментационных брекчий, состоящих из мелких (1–2 см) уплощенных угловато-окатанных обломков бурых сидеритизированных алевролитов..... 17

Гипсометрически (и стратиграфически) выше залегает пачка желтовато-серых мелкозернистых песчаников с отпечатками крупных листьев папоротников и стволов, характерных для норийского яруса верхнего триаса. Видимая мощность разреза 95 м.

На геологической карте ДЧО предполагаемые выходы греэм-беллской свиты на поверхность дна показаны в восточной части Александровской СФЗ. Они приурочены к краевой части белоземельской антиклинали и прослежены от северной части о. Земля Вильчека до залива Матусевича (о. Трехлучевой) и затем в северном–северо-восточном направлении, предположительно, до бровки континентального склона.

По данным сейсмических работ ВВЭ «Север-86» (северо-восточная часть листа U-37–40), в южной части котловины Нансена (от бровки континентального склона до широты 84°с. ш.) прослежен сейсмокомплекс, условно соотносимый с отложениями карнийского яруса ($V_T = 3,7–3,8$ км/с) $^{\circ}T_3k$. Мощность сейсмокомплекса на бровке континентального склона составляет 550 м, постепенно увеличиваясь к северу до 2400 м [7, 59]. По геофизическим данным, от средней части континентального склона вплоть до его подножия прослеживается отчетливо выраженная отрицательная субширотная гравиметрическая аномалия, которую при общем переменном градиенте магнитного поля можно соотнести с толщами эвапоритов (ГФО, листы U-37–40 и U-41–44; карта гравитационного поля, аномалии

в свободном воздухе). Восточная часть аномалии располагается в северо-западной части листа U-41–44.

По сейсмическим данным, карнийские отложения мощностью до 700 м прослежены в бортах южной части желоба Св. Анны (разрез к карте по линии Б–Б₁–Б₂–Б₃), в переходных зонах от Сальминского поднятия к желобу и от желоба к Северо-Карскому сводовому поднятию (зондирования МПВ-0694, 0994).

В северной части желоба Св. Анны (разрез к карте ДЧО по линии А–А₁–А₂–А₃) предполагается выклинивание греэм-беллской свиты к центру желоба. По зондированию МПВ 1900 в разрезе отсутствует сейсмокомплекс, соотносимый с отложениями свиты ($V_T = 3,6–4,0$ км/с).

Хейсовская свита (Т₃/hs). Отложения средней части разреза верхнего триаса, выделяемые в ранге хейсовской свиты, установлены в центральной и восточной частях арх. ЗФИ. На площади листа U-41–44 отложения свиты картируются в северной части о. Земля Вильчека, в проливе Моргана и по северо-западному побережью о. Греэм-Белл.

Свита выделена И. В. Школой и А. А. Макарьевым в 1998 г. [55]. Хейсовская свита включает в себя нижненорийские отложения, вильчевковскую и нижнюю часть васильевской свиты предложенной ранее схемы стратиграфического расчленения мезозойских отложений арх. ЗФИ В. Д. Дибнера [66]. Название свиты дано по о. Хейса, где составлена основная часть стратотипического разреза, а по скв. Хейса (инт. 405 м) установлено согласное залегание хейсовской и греэм-беллской свит. Нижняя граница свиты по скважине проводится по подошве темно-серых, черных аргиллитов с прослоями серых известняков с обильной фауной, характерной для нижнего подъяруса норийского яруса. Аргиллиты и известняки согласно залегают на серых мелкозернистых полимиктовых песчаниках греэм-беллской свиты.

По скв. Северная (о. Греэм-Белл) отложения хейсовской свиты прослежены в интервале глубин 800,0–536,0 м. К сожалению, описание разреза скважины в этом интервале крайне скудное [85] и дается схематично. Снизу вверх прослежены:

1. Интервал 800–675 м. Ритмичное переслаивание по 0,5–1,0 м светло-серых мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников с глинистым цементом, серых до темно-серых алевролитов и темно-серых до черных аргиллитов. Отложения хейсовской свиты согласно залегают на породах греэм-беллской свиты; граница проводится по подошве пласта серых среднезернистых песчаников мощностью до 2,75 м. В интервале 756,0–759,0 м отмечается интрузия стекловатых микроделеритов. Для песчаников нижней части разреза характерны волнистые контакты с подстилающими их алевролитами и аргиллитами с микрокарманами заполнения, что указывает на внутриформационные перемывы. Отмечается, что в составе акцессориев в песчаниках минералы группы хромшпинелидов встречаются только в верхней части разреза скважины (не глубже 900 м), а циркон, рutil и турмалин часто встречаются в виде хорошооуграненных кристаллов, что указывает на близость области сноса и быстрое захоронение осадков. 122

2. Интервал 675–610 м. В разрезе преобладают серые, светло-серые, реже зеленовато-серые песчаники разноезернистые, полимиктовые, с глинистым цементом.

Мощность единичных пластов песчаников (гл. 645, 1 м) достигает 2,75 м, но обычно не превышает 0,15–0,35 м. Прослой темно-серых алевролитов и темно-серых до черного аргиллитов мощностью 0,1–0,25 м находятся в подчиненном количестве. На глубине 644,5 м отмечается прослой мощностью 2,9 м смешанных песчано-алевритистых пород с текстурами биотурбации за счет большого количества роющих организмов (ходы илоедов). В целом для пачки характерны брекчиевидные текстуры, связанные с оползанием и, соответственно, нарушением слоистости слаболитифицированных пород. В нижней части пачки для песчаников и алевролитов отмечается повышенное (до 60–70 %, в единичном случае — 90 %) содержание «зрелых» глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита и смешаннослоистых, что авторами отчета увязывается с большим содержанием полевых шпатов в обломочной части пород. Одновременно этот факт может указывать на размыв кор выветривания в близкорасположенной области сноса.

По скв. Северная в интервале 1600–610 м был выполнен большой объем палеонтологических исследований, но, как отмечают авторы отчета, «выделенные спорово-пыльцевые спектры из различных горизонтов практически не отличаются по соотношению видов и характерны для отложений позднего триаса». 65

3. Интервал 610–538 м. Темно-серые аргиллитоподобные глины, плотные, слабо размокающие в воде, с тонкой горизонтальной прерывистой слоистостью за счет неравномерного распределения алевритового материала. По разрезу отмечаются плотные глинисто-доломитовые конкреции диаметром до 8,0 см. Как правило, эти конкреции слагают пласты мощностью до 0,5 м. В верхней части пачки в глинах обнаружены остатки фауны, среди которых определены раннеюрские аммониты *Argosirenites* sp. ind., пелещиподы *Halobia* ex gr. *partschi* Kittle., *Halobia* sp. и фораминиферы 72

Выше, в интервале 537,5–536,0 м, в глинисто-алевритовых породах в керне скважины, по данным Е. Е. Мусатова [78], найдены единичные отпечатки остракод, близкие к видам, описанным из нижнеюрских (геттангплинсбахских) отложений Европы. Следует отметить, что такой стратиграфический перерыв в разрезе практически не отражается сменой литологического состава пород.

Для хейсовской свиты по скв. Северная установлены сейсмоскорости $V_{пл} = 2,97–3,13$ км/с, что достаточно резко отличает ее от подстилающих отложений греэм-беллской свиты. На акватории отложениям свиты соответствует сейсмокомплекс (${}^sT_{3H}$) со скоростями $V_r = 3,2–3,5$ км/с (${}^sT_{3hs}$).

Установленная мощность хейсовской свиты по скважине составляет 270 м.

ВЕРХНИЙ ТРИАС—НИЖНЯЯ ЮРА НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Верхнетриасовые – нижнеюрские отложения ($T_3–J_1$) выделяются в восточной части арх. ЗФИ и включают в себя объединенные *васильевскую* (T_{3vs}) и *тегетгофскую* (J_1tg) свиты. Указанные отложения на КДЧО листа U-41–44 закартированы в подледниковой части о. Земля Вильчека, в северной и центральной частях о. Греэм-Белл и прилегающей к нему акватории. Описание стратотипических разрезов васильевской и тегетгофской свит приведено в объяснительной записке к листу U-37–40 [7].

На акватории закартирован нерасчлененный сейсмокомплекс (${}^sT_3–J_1$) с $V_r = 2,7–3,1$ км/с, мощностью 500–600 м.

Название васильевской свиты дано В. Д. Дибнером в 1957 г. по м. Васильева в юго-западной части о. Винер-Нейштадт. К сожалению, в стратотипическом районе полного разреза свиты не установлено и, самое главное, не указана точная географическая привязка составления стратотипа. Видимая мощность свиты составляет всего 90–92 м. По данным палинолога М. А. Седовой [66], терригенные отложения м. Васильева содержат богатый комплекс миоспор, характерных для рэтского яруса верхнего триаса. Более полный парастратотипический разрез свиты составлен при работах ПМГРЭ в 1993 г. Е. П. Карноушенко по м. Тироль о. Винер-Нейштадт. В разрезе преобладают пески светло-серые, светло-зеленовато-серые, реже песчаники светло-серые, светло-коричневые, полимиктовые, с лимонитовым порово-базальным цементом. В верхней части разреза в песках появляются единичные линзовидные прослои (0,2–0,4 м) светло-коричневых алевритов, ярко-оранжевых охристых песков (до 0,5 м) и галечников, гравийников со светло-розовым среднезернистым песчаным заполнителем. Гравийные зерна и гальки (размером от 3,0 мм до 4,0 см) хорошо окатаны и представлены молочно-белым кварцем и белыми, розовыми, светло-зелеными кварцитами.

Видимая мощность васильевской свиты по м. Тироль составляет 290 м. По заключению Н. К. Куликовой (ВНИГРИ, 1994), из отложений нижней части разреза выделены богатые палинологические спектры, которые уверенно сопоставляются с рэтским ярусом арх. Шпицберген и рэтским комплексом формации *Heiberg* арктических островов Канады [73].

Тегетгофская свита (J_1tg) объединяет нижнеюрские породы плинсбахского–нижней половины тоарского ярусов, которые сформированы за счет чередования прибрежно-морских мелководных осадков с континентальными образованиями. Название свиты дано по м. Тегетгоф (о. Галля), где В. Д. Дибнером в 1956 г. был составлен стратотипический разрез мощностью 180 м. В 2001 г. при проведении авиадесантных работ Северной партии ПМГРЭ Е. М. Макарьевой и В. А. Дымовым по восточному борту м. Тегетгоф было проведено новое описание практически полного разреза свиты, которое приведено в объяснительной записке к листу U-37–40 [7]. В разрезе свиты преобладают пески светло-желтые, светло-серые, реже красновато-бурые, среднезернистые, слюdistые. Реже отмечаются прослои коричневатобурых мелко-среднезернистых песчаников, полимиктовых с порово-базальным глинистым цементом. По всему разрезу свит отмечаются тонкие линзовидные прослойки углисто-глинистого материала и мелкой угольной крошки. В нижней части пачки встречаются прослои (0,1–0,2 м) разнотипных полимиктовых песчаников с поровым лимонитовым цементом и линзовидные прослои (1–2 см) мелкогалечных конгломератов. Азимут падения пород 345° , угол $7-10^\circ$.

Суммарная мощность составленного разреза 350 м.

Верхняя возрастная граница свиты определяется находками фаунистических остатков аммонитов, характерных для верхнего подъяруса тоарского яруса. Нижняя возрастная граница свиты определяется палинокомплексами, описанными в 2007 г. Л. А. Фефиловой (ВНИИОкеанология) при дополнительном изучении опорных разрезов в рамках работ по листу

U-41—44. По 7 пробам, расположенным в нижней и средней частях разреза, выделены палинокомплексы, характерные для переходных отложений: рэтский ярус нижнего триаса (T_{3r})—нижняя юра (J₁).

Сводный разрез нерасчлененных верхнетриасовых—нижнеюрских отложений по о. Грэм-Белл составлен в 1994 г. А. А. Макарьевым, А. С. Острым, Е. П. Карноушенко и Д. Э. Бех-Ивановым. Сложность составления сводного разреза объясняется разобщенностью и маломощностью частных разрезов, сходством литологического состава выделяемых васьильевской и тегетгофской свит, отсутствием надежных литологических реперов, неоднозначностью определений возраста по палинологическим данным, выполненным различными исполнителями в разные годы.

За период с 1994 по 2007 г. из разновозрастных отложений (поздний триас—ранний мел) острова был выполнен большой объем палинологии. В ИГН НАН Украины — 76 проб (палинолог Г. Г. Яновская, 1995 г.); во ВНИИОкеангеология — 36 проб (палинолог Л. А. Фефилова, 2007 г.). Авторы объяснительной записки считают необходимым привести в тексте описание опорных разрезов с заключениями палинологов, которые ранее не были опубликованы.

Сводный разрез фрагмента верхнетриасовых—нижнеюрских отложений составлен в западной части о. Грэм-Белл в долине ручья (условное название Угловой), стекающего с северо-западной части купола Ветренный. Нижнюю часть толщи, прослеженную по береговому обрывам в 4 км от устья ручья, представляют (снизу вверх):

1. Пески серые средне-крупнозернистые с плитчатыми развалами коричнева-то-бурых песчаников и единичными мелкими гальками белого кварца. В верхней части пачки отмечаются линзовидные прослои (до 0,5 м длиной) темно-серых алевроитов. На поверхности по бровке ручья — многочисленные мелкие конкреции пирита, обломки («щепки») сидеритизированной древесины. Азимут падения пород на склоне 125°, угол 10°. Пачка хорошо картируется и прослежена в северо-западном направлении в основании пологих холмов на расстоянии 1,5–2,0 км 15
2. Пески голубовато-серые среднезернистые, глинистые, с грубой горизонтальной слоистостью. В основании пачки (2,0 м) — прослой темно-серых плитчатых алевроитов 12

Вышележащая часть разреза прослежена по бортам руч. Угловой вверх по течению на расстояние 2,3 км.

3. Суглинки (алевроиты) голубовато-серые, тонкогоризонтальнослоистые. В нижней части пачки отмечаются единичные прослои (5–8 × 40 см) черного древесного угля 10
4. Пески голубовато-серые, серые, средне-крупнозернистые, глинистые, с единичными прослоями голубовато-серых крупнозернистых песчаников (до 1–2 м мощностью), по поверхности бурых за счет корки ожелезнения 15
5. Песчаники светло-зеленовато-серые, по поверхности бурые, среднезернистые, с плитчатой отдельностью по 2–4 см. В нижней части пачки (3–4 м) прослежены голубовато-серые мелкозернистые глинистые пески. Пачка прослежена в береговом обрыве ручья 7–8

6. Песчаники коричневато-бурые среднезернистые, плитчатые, с отпечатками растительных остатков плохой сохранности. Пачка прослежена фрагментарно на возвышенности в 250–300 м от русла по правому борту ручья ~ 5
7. Пески серые среднезернистые, слабоохристые, с линзовидными прослоями (5 × 10–20 см) черных вязких глин. В нижней части пачки отмечается прослой (0,3 м) коричневато-бурых крупнозернистых песков с единичными крупными гальками (до 5–7 см) молочно-белого кварца 4

По заключению Г. Г. Яновской, спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из темно-серых алевритов пачки 1 (проба 4309-2), очень сходен с норийским—рэтским комплексом акватории Баренцева моря. Среди преобладающих таксонов рэтского комплекса присутствует группа спор, характерных для нория: *Striatopilexypinites Triadiaspora*. Имеются также палиноформы, характерные для карния и более древних отложений. По мнению Г. Г. Яновской, рэтский комплекс присутствует за счет засорения, а возраст отложений можно предположительно считать карнийско-норийским [73].

По заключению Л. А. Фефиловой, в темно-серых алевритах пачки 1, отобранных в 1,8 км к северо-западу от места составления опорного разреза, установлен представительный палинокомплекс (170 зерен), в котором споры преобладают над пылью (проба 4311-1). Таксонометрический состав разновозрастный. Присутствуют переотложенные единичные элементы комплексов С, P₁, P₁–P₂. Преобладают миоспоры, выделенные в составе рэтских комплексов, описанные в Европе, Восточной Гренландии и на арх. Шпицберген. Отмечается ряд таксонов, которые получают развитие в юрское время. Возраст вмещающих отложений, предположительно, можно датировать как поздний рэт (T_{3r2-3}).

В голубовато-серых суглинках из нижней части пачки 2 (проба 4308-2) установлен палинокомплекс слабого наполнения, в котором преобладает пыльца. В спектре отмечаются переотложенные элементы комплексов P₂–T₂, а также определены водорослеподобные, сходные с девонскими. Большая часть определенных таксонов представлена верхнетриасовыми (T_{3n-r}) комплексами, но отмечаются и элементы нижнеюрских (лейасовых) комплексов. Присутствие последних позволяет предположить раннеюрский (J₁) возраст вмещающих отложений.

В черных вязких глинах пачки 7 (пробы 4002–6, 7) установлены палинокомплексы слабого наполнения: единичные споры и пыльца карния (T_{3k}), заметное количество динофлагеллат среднего—верхнего нория (T_{3n2-3}), которые, вероятно, были переотложены. Выявленные таксоны рэта (T_{3r}) и заметное количество рэтских—нижнеюрских таксонов определяют возраст отложений как рэтский—раннеюрский (T_{3r}–J₁).

Мощность приведенного фрагмента нерасчлененных верхнетриасовых—нижнеюрских отложений в северо-западной части о. Грэм-Белл составляет 54 м.

На северо-восточном побережье о. Грэм-Белл на участке от в. о. 71 до горы Кользат составлен схематичный сводный разрез верхнетриасовых—нижнеюрских отложений. Нижняя часть разреза прослежена в долине

ручья (условное название Урал), протекающего вдоль северного склона в. о. 71 и 57. Здесь, в русле ручья и на его бортах, в 5,2 км от устья, прослежены (стратиграфически снизу вверх):

1. Песчаники стально-серые, очень плотные, среднезернистые, полевошпатово-кварцевые, с поровым, порово-базальным карбонатным цементом, по плоскостям напластования слюдистые. Для песчаников характерна блоковая отдельность (0,1–0,2 м), единичные мелкие конкреции пирита диаметром 1–2 см, гравийные (1–2 мм) зерна черных кремней. Породы лежат практически горизонтально видимая 2–3

2. Пески белесые средне-крупнозернистые, глинистые, очень плотные до слаболитифицированных. На поверхности песков отмечаются в небольшом количестве конкреции лимонитизированного пирита разнообразной формы размером до 7–10 см и округлые, овальные, цилиндрические конкреции (до 15–20 см длиной) бурых мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников с лимонитовым поровым цементом. Для песков характерен «бугорчатый» рельеф за счет выступов высотой 0,5–1,5 м. Сходные пески, принимаемые нами за основание васьиловской свиты, встречаются также на северо-западе о. Грем-Белл (от оз. Северное до кутовой части залива Матусевича) и на м. Ганза о. Земля Вильчека 10–12

3. Пески охристо-бурые крупнозернистые, с двумя прослоями в верхней части пачки песчаников ярко-бурых разнозернистых, полимиктовых, с поровым, порово-базальным лимонитизированным карбонатным цементом. В кровле отмечаются тонкие прослои песчаников плитчатых, светло-бежевых, мелкозернистых, кварцевых, с базальным карбонатным (на отдельных участках — гематитовым) цементом. Пачка вскрыта по правому борту руч. Урал в обрывах высотой до 25 м. При выходе на дневную поверхность (юго-восточный склон в. о. 71) прослои ярко-бурых песчаников за счет чешуйчатой отдельности образуют округлые конкреции диаметром до 1 м, лежащие на поверхности песков. В нижней части склона правого борта руч. Урал установлен непосредственный контакт песков охристо-бурых с белесыми песками пачки 2. Породы падают на юго-восток под углами 3–5 20

4. Пески охристо-бурые средне-крупнозернистые. В щебнистых развалах на выровненной поверхности в. о. 71 встречены прослои песчаников бурых, коричнево-бурых, крупнозернистых до гравелитовых, полимиктовых, с базальным или порово-базальным лимонитовым цементом. Песчаники рыхлые, слаболитифицированные, с отпечатками крупной неопределимой флоры видимая ~ 30

Пропуск разреза около 40–50 м по мощности.

5. Пески зеленовато-серые, по поверхности белесые, мелко-среднезернистые, хорошо сортированные, слабоглинистые 8

6. Песчаники серые (по поверхности бежево-серые), мелко-среднезернистые, кварцевые, с базальным карбонатным цементом. В песчаниках отмечаются прослои (2–3 см) кварцевых гравелитов с единичными гальками (1–2 см) молочно-белого кварца. Кроме того, в песчаниках встречены разрозненные желваки (или гальки) черных кремней размером 2–3 см. Для песчаников характерна плитчатая до грубоплитчатой (5–7 см) отдельность и две системы трещин кливажа 7

Пропуск разреза 30–40 м по мощности.

7. Песчаники светло-серые (по поверхности бежево-серые), очень плотные, мелко-среднезернистые, кварцевые, с базальным карбонатным цементом. В песчаниках отмечаются линзовидные прослои (0,1–0,5 × 1–2 м) хомогенных сидеритизированных известняков с примесью песчаного кварцевого материала (до 30–40%), мелкие округлые конкреции пирита (1–2 см) и единичные желваки

- (гальки?) черных кремней. В прослоях известняков четко видна тонкая горизонтальная слоистость. Породы залегают практически горизонтально 10
- Пропуск разреза около 20–30 м по мощности.
8. Алевриты темно-зеленовато-серые плотные, в тонком переслаивании (1–2 см) с темно-серыми до черных глинами. Из основания пачки (проба 4018-26) в темно-зеленых глинах установлены спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие, по заключению Г. Г. Яновской, о карний-норийском возрасте отложений. Кроме того, в значительном количестве присутствует пыльца *Lebachia in signis* Wa gu s h i n a, описанная Л. М. Варюхиной из пермских отложений Печорского бассейна, имеющая широкое распространение в перми–триасе северо-востока Европы и наиболее характерная для карнийско-норийских отложений Приуралья. В 2007 г. Л. А. Фефиловой было проведено переопределение палинокомплексов (проба 4018-27 из темно-серых глин). В спектре преобладает пыльца (78 %). Споры составляют 20 %, динофлагеллаты — 2 %. В споровой и пыльцевой частях спектра содержатся элементы поздне триасовых–эртских комплексов. В заметных количествах присутствуют разнообразные элементы рэт-лейасовых комплексов, широко известных в Европе и Восточной Гренландии. Отмечается значительное возрастное разнообразие переотложенных комплексов миоспор (главным образом пыльцы): С–P₁, P₁, P₂–T₁, P₂–T₂, T₁₀–T₂, T₂. Присутствуют динофлагеллаты, известные из отложений норийского возраста (T_{3n2–3}), которые могли быть переотложенными в более позднее время. Возраст отложений датируется как T_{3г}–J₁–J₁(?). Пачка 8 вскрыта под юго-западным склоном в. о. 63 в бортах ручья, впадающего в оз. Мелкое, на абсолютных отметках 10–15 м 5
9. Песчаники серые (по поверхности коричневатые-серые), тонкоплитчатые (до 1 см), мелкозернистые, кварцевые с базальным карбонатным цементом 10
10. Пески белесовато-серые мелко-среднезернистые, слабоглинистые, слюдистые, тонкогоризонтальнослоистые. Отмечаются линзовидные прослои (5–10 см × 3–4 м) песчаников серых, по поверхности охристых, мелкозернистых, кварцевых, с базальным карбонатным цементом. В кровле встречаются овальные, караваяобразные конкреции (0,1 × 0,2–0,3 м) белесо-серых слаболитифицированных известковистых песчаников с тонкой горизонтальной слоистостью 9
- Пропуск разреза 7 м. На юго-восточном склоне в. о. 63 в этом интервале наблюдаются желтовато-бурые песчанитые алевриты с гравием и мелкой галькой.
11. Пески белесо-серые среднезернистые, более глинистые, чем в пачке 10. В нижней части — единичные прослои песчаников светло-белесовато-серых (по поверхности охристо-бурых), мелкозернистых, полимиктовых с базальным лимонит-сидерит-глинисто-карбонатным цементом. Для верхней части пачки (8 м) характерно большое количество прослоев угольной крошки по 2–3 см мощностью, подчеркивающих крупную косую, клиновидную слоистость в песках 15
12. Пески белесовато-серые мелкозернистые, глинистые, с пятнами охристых песков и единичным прослоем (0,1 м) песчаников светло-бежево-серых мелкозернистых, полимиктовых с тонкой горизонтальной слоистостью и базальным карбонатным цементом. В верхней части пачки пески ярко-охристые, пятнистые за счет включений белесых песков 3,5
13. Осыпи песков лимонно-желтых, светло-желтых разнозернистых, пятнистых за счет включений углистого материала. В основании пачки — прослой (5 см) мелких галечников с песчаным заполнителем, а выше — темные лимонно-серые пески с большим количеством тонкоперетертой угольной крошки и единичными тонкими линзовидными прослоями углистого материала 11
14. Песчаники светло-лимонно-желтые, крупнозернистые до гравелитистых, полимиктовые, с глинисто-карбонатным базальным цементом 1,5

15. Конгломераты мелкогалечные до валунных, светло-охристо-серые, плотные. Цемент представлен песчаниками мелкозернистыми кварцевыми и песчаниками гравелитистыми полимиктовыми с базальным карбонатным, гипсово-карбонатным сидеритизированным цементом. В нижней части пачки (2,5 м) гальки в конгломератах имеют размер 1–5 см, хорошо окатаны и представлены молочно-белым кварцем, черными кремнями, разнозернистыми известковистыми песчаниками, обломками углефицированной и окремненной древесины. В верхней части (3–3,5 м) — это уже валуны (размер обломков от 0,2 до 0,5 м), причем количество хорошоокатанной гальки сокращается, валуны угловатые, имеют разноориентированное положение и сцементированы разнозернистым, известковистым, сильно ожелезненным песчаником. В валунах конгломератов найдены обломки базальтов, угловатый обломок окремненных известняков с нижнепермской фауной и обломок очень плотных граувакк, не характерных для отложений арх. ЗФИ. Не исключено, что отложения верхней части пачки является более молодыми, поскольку изотопный возраст обломка базальтов (проба 4018-22) отвечает раннему мелу.

Из двух проб (4018-17, 4018-19) песчано-карбонатного цемента конгломератов Л. А. Фефиловой в 2007 г. были выделены очень бедные палинокомплексы, в которых присутствуют единичные раннеюрские таксоны *Converrucosisporites luebenensis*, *Retitretetes cf. grasilis*, *Ceratospores cf. spinosus*, *Tsugaepollenites trilobatus* и др., которые определяют возраст вмещающих отложений как J₁g-t (ранняя юра: геттанг–тоар). видимая б

Верхняя часть разреза составлена на восточном побережье острова в районе горы Кользат. Соотношение пачек по в. о. 63 и горы Кользат очень условно и делать какие-либо заключения о мощности пропущенной части разреза трудно. По северо-восточному склону горы Кользат с абсолютных отметок 10,0 м прослежены (снизу вверх):

16. Песчаники серые, очень слабо литифицированные (по простиранию переходят в пески), мелко-среднезернистые, кварцевые, с порово-базальным карбонатным цементом. В нижней части пачки (10 м) песчаники пятнистые за счет включения бурых охр. В верхней части пачки отмечаются тонкие линзовидные прослойки и округлые включения (до 3–4 см) черного углисто-глинистого материала. 20

17. Песчаники серые слаболитифицированные, средне-крупнозернистые, глинистые, с поровым карбонатным цементом с включениями тонкорассеянного фосфатного материала. Отмечаются линзовидные прослойки (2–3 мм × 5–10 см) черного углстого материала, а в верхней части — мелкие включения лимонно-желтых глин. В кровле встречен прослой мощностью 5 см мелкогалечных конгломератов, сцементированных серыми известковистыми песчаниками. Гальки конгломератов размером 1–3 см хорошо окатаны и представлены черными кремнями (90%) и молочно-белым кварцем. Ниже конгломератов залегает прослой темно-серых, черных песков (мощность 0,2 м) с прослойками песков охристых лимонно-желтых, мелкозернистых, глинистых. В расчистке при отборе проб из черных песков отмечен резкий запах сероводорода. 11,5

18. Песчаники белесо-серые крупнозернистые, слаболитифицированные, с прослоями (5–7 см) песков охристо-лимонно-желтых среднезернистых, глинистых, с крупной (1–2 см) горизонтальной слоистостью за счет тонких прослоев черной угольной крошки. В кровле пачки — прослой песчаников (0,3 м) серых крупнозернистых с мелкочаеистыми отпечатками знаков ряби по плоскостям напластования. 10

19. Пески темно-серые среднезернистые с пятнами (по 2–5 см) лимонно-желтых глинистых охр. В средней части пачки (9 м выше подошвы) — прослой песков (0,5 м) серых слоистых, крупнозернистых с прослойками лимонно-желтого глинистого материала и угольной крошки. В верхней части пачки пески мелкозернистые, глинистые, хорошосортированные. 19

По кровле пачки 19 проводится граница верхнетриасовых—нижнеюрских отложений, на которых с размывом залегают фаунистически охарактеризованные верхнеюрские породы.

В отложениях из разреза на горе Кользат (пробы 89, 89а, 89-д1, 89-д2, 89м, 89н — сборы А. Н. Тараховского) установлен спорово-пыльцевой комплекс, характерный, по заключению В. Е. Короткевич, для отложений верхнего триаса—нижней юры [66].

Кроме того, Л. А. Фефиловой в 2007 г. из охристых крупнозернистых песков, отобранных в основании южного склона горы Кользат (проба 4006-11), выделен палинокомплекс слабого наполнения, в котором динофлагеллаты количественно (50%) преобладают над миоспорами. Среди миоспор определены переотложенные разновозрастные таксоны: P_2-T_2 , T_{3n} , T_{3r} . Преобладают комплексы $T_{3r}-J_1$ и единичные J_1 , которые и определяют возраст отложений как поздне триасовый (рэтский)—раннеюрский. Среди динофлагеллат отмечаются таксоны, выделенные и описанные из морских норийских отложений арктической Канады. Отмечается засорение элементами палеогеновой альгофлоры (*Liliacidites* sp.).

Из прослоя мелко-среднезернистых песчаников с карбонатным цементом (разрозненные коренные выходы в 1 км к юго-западу от вершины горы Кользат) в пробе 4007-1 Л. А. Фефиловой (2007 г.) установлен палинокомплекс слабого наполнения, в котором доминируют споры. Среди них определены элементы норийских комплексов и присутствуют характерные рэтские таксоны (*Rhaetipollis germanicus* Schulz.), что дает основание датировать этот спектр как $T_{3n}-T_{3r1}$ (нижняя часть).

Мощность сводного разреза нерасчлененных верхнетриасовых (рэтских)—нижнеюрских отложений по восточной части о. Грэм-Белл составляет 305–338 м.

Приведенные выше заключения палинологов показывают всю сложность и неоднозначность определения возраста нерасчлененных поздне триасовых—раннеюрских отложений. Слабая литификация пород (практически пески, глины) приводила к неоднократным перемывам отложений в позднем триасе—ранней юре и, соответственно, к смешению палинокомплексов. Размыв маломощных меловых и палеогеновых осадков привел к дополнительному засорению отложений более молодыми палинокомплексами. Литологическое сходство разновозрастных отложений (от позднего триаса до мела включительно) затрудняет картирование выделяемых пачек, толщ и, соответственно, прослеживание их границ по простиранию.

Следует отметить, что в 1994 г. Северной партией ПМГРЭ в северной части о. Грэм-Белл была выполнена кондиционная геологическая съемка масштаба 1:200 000 (по степени изученности), и, тем не менее, вопросы

стратиграфии поздне триасовых—раннеюрских отложений оказались не до конца решенными.

В центре изотопных исследований Музея естественной истории Стокгольмского Университета профессором Victoria Pease были выполнены определения возраста детритовых цирконов из триасово-юрских отложений о. Грэм-Белл. Полученные результаты охватывают интервал от 2500 до 240 млн лет, что не противоречит возрасту T_3-J_1 . Наибольшее количество зерен обломочного циркона имеет возраст от 250 до 500 млн лет (ранний ордовик—поздняя пермь с максимумом, отвечающим границе среднего—верхнего карбона). Отмечается присутствие венд-раннекембрийских и протерозойских датировок. По диапазону и набору возрастов сходны между собой пробы из района оз. Северное (4195-4) и горы Кользат (4317-1 и 4317-7). Отличительными чертами пробы 4018—8 из отложений с восточного склона в. о. 63 являются присутствие максимума в районе 225 млн лет (норий—рэт) и двух зерен с возрастом около 2800 млн лет (поздний архей).

Мощность нерасчлененных отложений верхнего триаса—нижней юры составляет 305—338 м, что соответствует 50 % от сводной мощности васильевской и тегетгофской свит в центральной части арх. ЗФИ.

На акватории нерасчлененные отложения верхнего триаса—нижней юры установлены преимущественно в западной части листов U-41—44 в шельфовой зоне островов арх. ЗФИ. В Северо-Восточной впадине по сейсмическому профилю МОГТ 94002А—94002Б (рис. 2) установлен сейсмокомплекс с $V_T = 2,8-3,0$ км/с, ограниченный снизу сеймоотражающим горизонтом Г, который соотносится с нерасчлененными верхнетриасовыми—нижнеюрскими отложениями. Мощность сейсмокомплекса (зондирование МПВ-0694) составляет 500—600 м, постепенно увеличиваясь к центру впадины до 800 м. На восток, в переходной зоне к СФЗ Св. Анны, отложения постепенно выклиниваются. На западе, в Сальминском поднятии, верхнетриасовые—нижнеюрские отложения перекрыты маломощными осадками ганзинской свиты (J_{2-3}).

По западному борту желоба Св. Анны верхнетриасовые—нижнеюрские отложения прослежены в меридиональном направлении от южной рамки листов до бровки континентального склона. В восточной части Александровской СФЗ нерасчлененные отложения верхнего триаса—нижней юры с размывом и, соответственно, со стратиграфическим несогласием залегают на осадках среднего триаса (ермаковская свита).

В северной части желоба Св. Анны указанные отложения перекрываются осадками средней—верхней юры и палеогена (зондирование МПВ-1900). Условная мощность верхнетриасовых—нижнеюрских отложений на разрезе к геологической карте по линии А—А₁—А₂—А₃ составляет 1500—1600 м, постепенно уменьшаясь к востоку до 600 м и до полного выклинивания при переходе к Северо-Карской СФЗ.

Возраст отложений по акватории обосновывается спорово-пыльцевыми палинокомплексами, характерными для позднего триаса—ранней юры, выявленными в отложениях из донных станций 2, 5, 7, 43, 44, 45, 48

(ударные трубки глубиной до 2,0 м). Определение возраста палинокомплексов (табл. 2) проведено палинологом Д. В. Збуковой, ВСЕГЕИ. Список палиноформ приведен в базе данных первичной геологической информации (БПГД) к листам U-41–44.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

На рубеже триасового и юрского периодов происходила существенная перестройка палеотектонических и палеогеографических условий формирования осадков мегаплато ЗФИ. В самом начале юрского периода (геттангский и синемюрский века) территория западной и центральной частей архипелага, включая зону современного шельфа, становится обширной сушей, на которой происходит размыв ранее накопившихся толщ и формирование кор выветривания. Активизировалась тектоническая деятельность, возникли дизъюнктивные нарушения, послужившие подводными каналами для внедрения гипабиссальных интрузий основного состава. В восточной части архипелага (о. Грэм-Белл), возможно, в начале ранней юры происходило формирование локальных впадин, выполненных нижнеюрскими осадками [73]. Имеющиеся к настоящему моменту достоверные геологические материалы указывают на то, что с плинсбахского века на архипелаге начинают формироваться юрские осадочные отложения, которые расчленяются на *тегетгофскую* (плинсбахский—тоарский ярусы) и ганзинскую (батский—титонский ярусы в пределах листов U-41–44) свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тегетгофская свита (J_1tg). Фрагмент разреза верхней части свиты составлен А. С. Острым в 1994 г. в северной части о. Грэм-Белл. Здесь, в 2,6 км к востоку-юго-востоку от в. о. 3,0 (оз. Северное) на склоне холма с абсолютных отметок 20,0 снизу вверх прослежены:

1. Глины темно-серые вязкие, образующие пологий уступ, прорезанный расчечками. В глинах установлены скопления раковин (фораминифер) *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossipatrova (определение В. А. Басова), известные в отложениях тоара (J_1) севера Сибири 1,5
2. Пески светло-серые мелкозернистые с прослоями по 0,1–0,2 м серых глинистых песков с тонкими нитевидными, линзовидными прослойками мелкой угольной крошки. В средней части — углисто-глинистый прослой мощностью до 5,0 см, в кровле которого отмечаются серые глинистые, мелкозернистые, очень плотные пески с тонкими линзовидными прослоями угля. 3,0
3. Пески серые мелкозернистые, глинистые с прослоями по 0,2–0,3 м светло-серых мелкозернистых песков. Для серых песков характерны линзовидные прослой (5–6 см) и «шлировые» включения углистого материала. 1,6
4. Пески светло-желтые мелкозернистые в тонком переслаивании с серыми глинистыми песками (по 5–15 см). Иногда, за счет смещения разностей, породы пятнистые. Серые пески насыщены тонкими (до 3,0 см), не выдержанными по мощности прослойками сажистого материала с мелкой угольной крошкой. . . . 2,4

По заключению И. В. Полуботко и Ю. С. Репина [73], комплекс фаунистических остатков разреза на м. Ганза позволил установить отложения следующих стратиграфических уровней (снизу вверх):

— алевроиты и глины с конкрециями хемогенных известняков — нижняя часть верхнего аалена (мощность 9 м);

— серые алевроиты — верхний келловей (10 м);

— монотонные черные тонкоплитчатые аргиллиты с конкрециями серых хемогенных известняков охватывают: верхний келловей (18 м); верхний оксфорд—нижний кимеридж (26 м); верхи нижнего (?)—верхний кимеридж (26 м);

— черные алевроиты и аргиллиты, серые алевролиты без фауны (59,5 м);

— серые алевролиты и аргиллиты — ниже-средневожский подъярусы (26 м).

Видимая мощность ганзинской свиты в западной части о. Земля Вильчека составляет 175–185 м. Подробное описание стратотипического разреза на м. Ганза приведено в объяснительной записке к листам U-37–40 [7].

В пределах листа U-41–44 свита широко развита на юге о. Земля Вильчека, где представлена аргиллитами и алевролитами с конкрециями известняков и фосфоритов, т. е. отложениями морского генезиса. Фрагменты разреза свиты установлены на востоке о. Грэм-Белл. Реликты верхнеюрских отложений зафиксированы на о. Южный Гохштеттера.

Детальные разрезы отложений свиты с большим объемом последующих аналитических исследований были составлены Ю. А. Михайловым в ходе работ ревизионной партии НИИГА в 1976–1977 гг. на мысах Хефера и Ламон южного побережья о. Земля Вильчека [74].

В 2006 г., во время проведения ГДП-1000, разрез на м. Хефера был пересоставлен А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой. Благодаря существенному уменьшению площади снежников удалось нарастить разрез снизу и сверху. По материалам ГДП-1000, на южном склоне в. о. 102 снизу вверх залегают:

1. Алевроиты зеленовато-бурые с высыпками мелких (5–10 см) конкреций известковистых песчаников с тонкоплитчатой отдельностью 9
2. Алевроиты землисто-серые с пластом крупных охристых конкреций известняков в кровле. Макрофауна не установлена 10
3. Алевроиты серые с горизонтами серых хемогенных известняков с трещинами, залеченными коричневым кальцитом. Нужно отметить, что аналогичные конкреции (так называемые «септариевые») характерны для нижней части всех разрезов средне-позднеюрских отложений и являются маркером. В конкрециях из верхней части пачки присутствуют единичные пеллециподы, тонкие белемниты и мелкие аммониты *Keplerites* sp. ind. 27
4. Алевроиты землисто-серые с черепитчатыми обломками фосфоритовых конкреций с крупными разложившимися аммонитами *Cadoceras* sp. ind. Отмечаются желваки пирита, крупные белемниты и обломочки белых пород с мелкими обугленными включениями флоры 9
5. Алевроиты землисто-буро-серые с желтыми охрами и обилием рыжих черепитчатых обломков фосфоритов с аммонитами *Cadoceratinae*. 20

Фауна из пачек 3, 4 и 5 датирована верхним батом—нижним келловеем. Определения фауны выполнены И. И. Сей и Е. Д. Калачевой.

Далее разрез наращивается по материалам Ю. А. Михайлова.

6. Глины коричнево-серые пластичные с несколькими горизонтами караваеобразных песчано-карбонатных конкреций желтого цвета. В подошве слоя найден аммонит *Cadoceras (Paracadoceras) ex gr. elatmae* Nik., относящийся к раннему келловее. В этой же пачке в 2006 г. найдены аммониты *Cadoceras sp. ind.* (cf. *C. apertum* Callomon et Birck.) раннекелловейского возраста 10

7. Глины охристые с горизонтом крупных конкреций, лимонно-желтых с поверхности, с текстурами «конус-в-конус». В конкрециях и вмещающих глинах много мелких позднекелловейских аммонитов *Longaeviceras ex gr. Nikitini* (Sok.). Горизонт является хорошим маркером. 2

8. Глины коричнево-серые пластичные с несколькими горизонтами карбонатных конкреций, малиново-красных с поверхности. В кровле залегают прослой с белемнитами, гастроподами и раннеоксфордскими аммонитами *Cardioceras caelatum* Pavl., *Cardioceras (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.), *Quenstedtoceras sp. ex gr. mariae* (Orb.) 8

9. Алевриты глинистые темно-серые тонкогоризонтальнослоистые, с несколькими горизонтами глинисто-карбонатных караваеобразных конкреций серого цвета. В конкрециях и алевритах найдены аммониты *Amoeboceras alternans* Vuch., характерные для верхов верхнеоксфордского подъяруса. 3

10. Алевриты глинистые черно-серые листоватые с тремя горизонтами караваеобразных конкреций светло-серого цвета. В средней части — прослой (15–20 см) зеленых глауконит-лептохлоритовых песков. В подошве слоя присутствуют аммониты *Amoeboceras (Prionodoceras) frebaldi* Spath верхней зоны оксфордского яруса. Выше по разрезу в конкрециях и алевритах обнаружены *Amoeboceras (Amoebites) pulchrum* Mesezhn. et Romn., *A. (A.) ex gr. kitchini* Salf., *Zonovia sp.*, *Rasenia orbignyi* (Tognq.) нижнего кимериджа, а также остатки древесины и кости рептилий. 9

11. Слой, аналогичный слою 5, но конкреции — линзовидные. В алевритах — обилие давленных аммонитов *Amoeboceras (Amoebites) kitchini* Salf. и белемнитов. В конкрециях встречены *Rasenia sp. juv.*, *Zonovia sp.*, *Buchia cf. lindstoemi* (Sok.). Комплекс фауны свидетельствует о раннем кимеридже. 16

12. Алевриты коричневато-серые тонкогоризонтальнослоистые с несколькими горизонтами линзовидных и караваеобразных глинисто-карбонатных и алеврито-карбонатных конкреций. В алевритах много давленных позднекимериджских аммонитов *Amoeboceras (Euprionoceras) cf. sokolovi* Bodul. В конкрециях встречены *Amoeboceras (Hoplocardioceras) decipiens* Spath, *Amoeboceras (Euprionoceras) kochi* Spath. В породах содержатся обломки древесины *Protoedroxylon sp. (Pr. greussili?)* Shilkina). 22

13. Переслаивание коричневато-серых глинистых алевритов тонкогоризонтальнослоистых, листоватых, с зелеными глауконит-лептохлоритовыми песками. Наблюдаются несколько горизонтов линзовидных конкреций и прослоев глинисто-карбонатного состава. Определимых остатков макрофауны породы не содержат. Выявленные фораминиферы не противоречат условному позднекимериджскому возрасту. 9

По составу спорово-пыльцевого комплекса слои 4, 5 и 8 предположительно отнесены к оксфорду—кимериджу.

14. Алевриты коричневые и коричневато-серые (верхняя половина слоя) тонкогоризонтальнослоистые листоватые с горизонтами пластообразных алеврито-карбонатных конкреций. В средней части встречены кости рептилий и давленные

неопределимые пелелиподы. В верхней части появляются тонкие прослойки и линзочки желтых песков и остатки белемнитов плохой сохранности. Комплекс фораминифер не противоречит условному ранневожжскому возрасту 32

15. Слой аналогичен верхней части слоя 14. Конкреционный прослой в подошве слоя содержит остатки аммонитов *Dorsoplanites* sp. (aff. *triplex* Sp a t h), *Dorsoplanites* sp. (cf. *aldingeri* Sp a t h) и ракушняк, состоящий из *Buchia* ex gr. *fischeriana* d, O g b. Этот фаунистический горизонт позволяет уверенно говорить о средневожжском возрасте и сопоставлять далее разрезы мыса Хефера и мыса Ламон видимая 17

Общая мощность средне-верхнеюрских отложений на м. Хефера около 200 м.

Выше, по данным ГДП-1000 (2006 г.), залегают фаунистически охарактеризованные отложения раннего берриаса. Таким образом, возрастной диапазон отложений охватывает, возможно, весь средний (с учетом немой нижней части разреза) и верхний отделы юры. Требуется объяснения факт залегания юрских отложений, по данным Ю. А. Михайлова, на верхнетриасовых песках, в то время как по данным ГДП ниже присутствуют еще 75 м среднеюрских алевритов. По всему разрезу присутствуют конкреции фосфоритов, количество которых и содержание P_2O_5 достигают промышленных концентраций в оксфорд-кимериджских и титонских отложениях.

Разрез верхнеюрских отложений, составленный Ю. А. Михайловым на м. Ламон, отличается существенно песчаным составом и большей мощностью. Разрезы м. Ламон и м. Хефера хорошо сопоставимы по фауне. Снизу вверх в береговых обрывах м. Ламон прослежены:

1. Пачка песков горизонтальнослоистых серых, чередующихся с черными алевритами. Макрофауна представлена многочисленными белемнитами. Возраст — условно нижевожжский. 68
2. Пачка песков и тонкопереслаивающихся песков и алевритов, прослой ракушняков, состоящих из бухий и редких аммонитов. Подошва пачки по фауне сопоставляется со слоем 15 разреза на м. Хефера, имеющего средневожжский возраст. 46
3. Пески белые уплотненные с гигантскими (2–3 м) шаровыми песчано-карбонатными конкрециями. Пачка хорошо выдержана по простиранию. 18
4. Пески с горизонтами пластообразных песчано-карбонатных конкреций со скоплениями раковин и редкими аммонитами средневожжского возраста. 42
5. Пачка белых песков, аналогичная пачке 3 20
6. Пески, реже алевриты серые с линзовидными песчано-карбонатными конкрециями в средней части пачки. В конкрециях содержится фауна средней волги 58
7. Пачка белых песков, аналогичная пачкам 3 и 5. 15

Выше залегают алевриты с фауной раннего берриаса.

Общая мощность разреза ганзинской свиты на м. Ламон составляет 267 м.

Пересоставление разреза, проведенное в 2006 г. при производстве ГДП-1000 А. А. Макарьевым, существенных изменений и дополнений не внесло. Для разреза на м. Ламон фосфориты не характерны.

На горе Кользат (восток о. Грэм-Белл) разрез верхнеюрских отложений был составлен Ю. Я. Лившицем и А. Н. Тараховским в 1973 г. и впоследствии пересоставлен в другом пересечении Е. П. Карноушенко в ходе ГС-1000 в 1994 г. [73]. По сводным данным, на верхнетриасовых–нижнеюрских песчаниках со стратиграфическим несогласием залегают (снизу вверх):

1. Пески серые мелко-среднезернистые с конкрециями песчаных фосфоритов. В прикровельной части содержатся окремненная древесина, кости ящеров, фауна белемнитов и аммонитов. По заключению Е. С. Ершовой, комплекс аммонитов указывает на зону *Cardioceras cordatum* нижнего оксфорда 8,5
2. Пески зеленовато-серые крупнозернистые с овальными конкрециями фосфоритов. По простиранию к северу, на расстояние 100–150 м, пески переходят в алевроиты. В конкрециях установлены гастроподы, белемниты и аммониты *Amoeboceras (Prionodoceras) serratum* (S o w.). По заключению Ю. С. Репина и И. В. Полуботко, комплекс фаунистических остатков характерен для верхнего оксфорда видимая 1,5
3. Глины и аргиллиты черные битуминозные, содержащие остатки *Amoeboceras (Amoebites)*, *Buchia* ex gr. *concentrica* (S o w.), *B. tenuistrata* (L a h.), указывающих на киверидж (заключение Е. С. Ершовой). В кровле пачки глины переслаиваются со среднезернистыми серыми песками 25
4. Песчаники известковистые (известняки) плотные с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов в нижней части. Гальки представлены белым кварцем и кремнистыми породами. В верхней части пачки отмечаются прослои органогенных песчаных известняков с отпечатками двустворок *Buchia*, характерных, по заключению Е. С. Ершовой, для нижнего–верхнего подъярусов волжского яруса 8

Суммарная мощность ганзинской свиты по разрезу на горе Кользат составляет 43 м.

Сопоставление приведенных разрезов на мысах Хефера, Ламон и Кользат ярко иллюстрирует изменение мощностей, состава и возрастного диапазона отложений ганзинской свиты на описываемой площади.

На акватории площадь распространения ганзинской свиты ограничена прибрежной полосой вдоль южного побережья о. Земля Вильчека, куда они экстраполируются по геологическим данным. Подтверждением распространения отложений к югу является наличие реликтов позднеюрских пород на о. Южный Гохштеттера. В призабойном интервале донной станции 47 установлены палинокомплексы, характерные для средней–поздней юры–раннего мела (табл. 2).

Нерасчлененные средне-верхнеюрские отложения выделены на дне желоба Св. Анны, где им, предположительно, соответствует сейсмокомплекс со скоростями $V_T = 2,5–2,6$ км/с ($^sJ_{2-3}$).

Косвенным подтверждением непосредственного выхода на дне средне-позднеюрских отложений служит преобладание в донных осадках желоба Св. Анны спорово-пыльцевого комплекса указанного возраста (табл. 2). В составе донно-каменного материала отмечается присутствие обломков слаболитифицированных черных битуминозных аргиллитов, сходных с черноцветными глинистыми отложениями ганзинской свиты на арх. ЗФИ

**Возраст переотложенных спорово-пыльцевых комплексов
из донных отложений желоба Святой Анны**

Номер станции	Интервал опробования, см	Возраст встреченных миоспор	Номер станции	Интервал опробования, см	Возраст встреченных миоспор
1	180–190	J ₂₋₃	30	200–210	J ₂₋₃
1	120–130	J ₂₋₃	31	160–165	J ₂₋₃ –K ₁
2	190–200	T ₃ –J ₁	31	120–125	J ₂₋₃ –K ₁
2	170–180	J ₂ ; K ₁	33	130–140	K ₁ низы
5	130–140	T ₃ –J ₁	33	52–55	K ₁ низы
6	120–130	J ₂	34	210–220	K ₁ низ–ср.
6	100–110	J ₂₋₃	34	170–175	K ₁ низ–ср.
7	180–190	T ₃ –J ₁	35	170–180	K ₁ готерив–баррем
7	150–160	T ₃ ; J ₂₋₃	35	100–110	K ₁ готерив–баррем
8	180–190	T ₃ ; J ₂₋₃	37	190–200	T ₃ –J ₁
8	150–160	T ₃ ; J ₂₋₃	38	180–190	J ₂ ; K ₁
9	190–200	T ₃ ld	38	130–140	J ₂ ; K ₁
9	180–190	T ₃ ld	39	170–175	T ₃ ; J ₂₋₃
11	150–160	J ₂₋₃ –K ₁	40	120–130	T ₃ ; J ₂₋₃
11	115–125	J ₂₋₃ –K ₁	40	70–80	T ₃ ; J ₂₋₃
12	150–160	J ₂₋₃	41	30–40	T ₃ ; J ₂₋₃
12	90–100	J ₃ –K ₁	42	110–120	T ₃ –J ₁
13	205–215	J ₂₋₃ –K ₁	42	50–60	T ₃ –J ₁
13	190–200	J ₃ –K ₁	43	210–220	T ₃ –J ₁
16	200–210	K ₁ апт–альб	43	190–200	T ₃ –J ₁
16	190–198	K ₁ апт–альб	44	190–200	T ₃ –J ₁
17	3–13	K ₁ апт–альб	44	150–160	T ₃ –J ₁
18	185–195	K ₁ готерив–баррем	45	60–70	T ₃ –J ₁
18	140–150	K ₁ готерив–баррем	47	180–190	J ₂₋₃ –K ₁
19	50–56	J ₃ –K ₁	47	100–110	J ₂₋₃ –K ₁
20	250–255	T ₃ ; J ₂₋₃	48	210–220	T ₃ –J ₁
20	190–200	T ₃ ; J ₂₋₃	48	170–180	T ₃ –J ₁
22	195–200	J ₂₋₃	49	100–110	T ₃ –J ₁
22	140–150	J ₂₋₃	49	80–90	J ₂₋₃ –K ₁
23	98–108	J ₂₋₃	50	230–240	T ₃ –J ₁
24	155–165	J ₂₋₃ –K ₁	50	190–200	T ₃ –J ₁
26	180–190	J ₃ –K ₁	224	63–68	K ₁
26	120–130	J ₃ –K ₁	230	130–135	J ₂₋₃ –K ₁
27	165–175	K ₁₋₂	230	80–85	J ₃ –K ₁
28	260–270	T ₃ ; J ₂₋₃	230	75–77	J ₃ –K ₁
28	90–100	J ₂₋₃	230	50–55	J ₃ –K ₁
29	184–194	T ₃ ; J ₂₋₃	230	25–30	J ₃ –K ₁

Заключение палинолога Д. В. Збуковой.

и баженовитами Западной Сибири [37]. Мощность сейсмокомплекса колеблется от 200–400 м в желобе Св. Анны до 150–200 м в западной части Северо-Карского поднятия. К востоку от о. Ушакова юрские отложения в разрезе отсутствуют.

На континентальном склоне под нерасчлененными меловыми отложениями выявлен сейсмокомплекс со скоростями (V_T) до 2,84 км/с, который условно соотносится с отложениями средней–верхней юры. Мощность сейсмокомплекса на бровке склона составляет 600–800 м, увеличиваясь к подножию континентального склона до 1,8 км (разрез к геологической карте по линии А–А₁–А₂–А, зондирование МОВ–131).

Нерасчлененные верхнеюрские–нижнемеловые отложения выделяются условно по периферии Северо-Карского поднятия. Основанием для выделения служат результаты палинологических исследований (палинолог Д. В. Збукова) донных отложений из призабойных интервалов грунтовых колонок в западной части Северо-Карского поднятия, определяющие возраст вмещающих отложений как поздняя юра–ранний мел (табл. 2). Распространение отложений данного возраста ограничено глубинами 150–500 м, т. е. имеет гипсометрический контроль. В восточной части поднятия отложения выделены условно с учетом гипсометрии. Мощность отложений, по сейсмическим данным, составляет 130–170 м. На карте отложения выделены в качестве сеймоподкомплекса $^sJ_3-K_1$.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Стратифицированные образования меловой системы представлены берриас-валанжинскими прибрежно-морскими отложениями ламонской свиты и континентальными терригенно-угленосными и вулканогенно-осадочными отложениями армитиджской свиты поздневаланжинского возраста. На акватории по сейсмическим данным и результатам изучения материалов донного опробования выделены нерасчлененные раннемеловые отложения (Северо-Восточная СФПЗ и Вильчековская СФЗ, западная часть СФПЗ Св. Анны, северная часть Северо-Карской СФО). В центральной части поднятия Визе–Ушакова нижнемеловые отложения условно расчленены на готерив-барремские и апт-альбские.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ламонская свита (K_1m). Стратотипический разрез составлен Ю. А. Михайловым в 1976 г. в северной части м. Ламон (о. Земля Вильчека). В ранге самостоятельного стратиграфического подразделения свита выделена впервые в 2002 г. в рамках подготовки Легенды Госгеолкарты-1000 блока ЗФИ А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой.

Выходы отложений свиты приурочены к ядру крупной синклинали структуры северо-восточного простирания и установлены на южных мысах о. Земля Вильчека, на о. Клагенфурт, а также на островах Бергхауз и Галля к западу от площади листа U-41–44.

На м. Ламон отложения имеют слабый наклон к югу и залегают между терригенными отложениями ганзинской свиты и вулканогенно-осадочными породами армитиджской свиты. Здесь, по северо-восточному склону в. о. 522 (абсолютные высоты от 280 до 430 м), на светлых песках, содержащих фауну, характерную для средневожского подъяруса верхней юры, с резким контактом, вероятно, связанным с перерывом в осадконакоплении, снизу вверх залегают [74]:

1. Алевриты темно-серые, с тонкой горизонтальной слоистостью за счет чередования с прослойками желтых песков. В кровле пачки залегает горизонт (0,5 м) пластообразных конкреций песчано-карбонатного состава, содержащих гнезда бухиевых ракушняков. Из этой пачки определены: *Buchia unshensis* (P a v l.), *B. cf. unshensis* (P a v l.), *B. ex gr. andersoni* (P a v l.), что позволяет отнести отложения к низам берриаса 3
2. Пески серые разнозернистые, алевритистые, кварцево-полевошпатовые неслоистые 81
3. Песчаники серые разнозернистые, кварцево-полевошпатовые, с крупной волнистой слоистостью, подчеркнутыми линзами грубообломочного материала гравийной размерности 13

Пачки 1, 2 и 3 связаны постепенными переходами, в связи с чем данная часть разреза была полностью отнесена авторами [74] к берриасскому ярусу.

Выше залегают угленосные пестроцветные отложения армитиджской свиты.

Видимая мощность ламонской свиты в стратотипическом разрезе составляет 97 м.

В 2006 г. Е. М. Макарьевой на м. Ламон был составлен схематический разрез отложений ламонской свиты по северному склону в. о. 513. Здесь, на пачке песков с гигантскими шаровыми конкрециями песчаников, завершающих разрез отложений ганзинской свиты, от абсолютной высоты 325 м снизу вверх залегают:

1. Землисто-бурые суглинки со щебнем грязно-серых слабосцементированных песчаников, содержащих остатки *Buchia unshensis* (P a v l.), *Buchia cf. unshensis*, *Buchia terebratuloides* (L a h u s e n), *Buchia cf. terebratuloides*, *Buchia sp. juv.*, позволяющие отнести осадки к раннему берриасу 10
2. Пески светло-бежево-серые, содержащие в нижней части разреза два прослоя охристых грубозернистых песчаников с крупными раковинами пелеципод. В прослое из подошвы пачки определены *Buchia unshensis* (P a v l.), *Buchia cf. unshensis*, *Buchia sp. juv.*, *Buchia okensis* (P a v l.), *Buchia cf. okensis*, *Buchia volgensis* (L a h u s e n), *Buchia cf. volgensis*, *Buchia sp. ind.* Прослой песчаников на 5 м выше содержит остатки *Buchia okensis* (P a v l.) и *Buchia sp. juv.* 15
3. Суглинки (супеси) землисто-кремовые с тонкими прослоями песчаников охристых мелкозернистых кварцевых с мелкими отпечатками раковин *Buchia cf. okensis* (P a v l.). Здесь же на склоне отмечены обломки белесых песчаников с мелким растительным детритом. Вверх по разрезу суглинки сменяются песками светло-кофейного цвета 15

4. Пески светло-кофейные, аналогичные верхней части пачки 3. В основании — прослой песчаников мощностью 0,5 м с многочисленными остатками *Buchia okensis* (Pavl.), *Buchia* cf. *okensis*, *Buchia volgensis* (Lahusen), *Buchia* cf. *volgensis*, *Buchia* cf. *unschensis* (Pavl.) 20

Отложения пачек 2–4 датируются поздним берриасом. Определения фауны выполнены И. И. Сей.

Пропуск разреза 5 м.

5. Пески кофейно-серые монотонные 15

6. Пески землисто-коричнево-серые с галькой, гравием, стяжениями лимонита и охристых глин в нижней части (3–4 м). Пачка сходна с пачкой 3 стратотипического разреза Ю. А. Михайлова видимая 10

По данным спорово-пыльцевого анализа (заключение А. Ю. Шараповой), в песках из пачек 4 и 6 обнаружены палиноморфы *Gleichenia laeta* Bolkhovitina, *G. angulata* Bolkhovitina, *G. umbonata* Bolkhovitina, *Lygodium subsimplex* Bolkhovitina, *L. mirabile* Bolkhovitina, *L. echnaceum* Verbizkja, *L. Valanjinense* Kara-Murza, *Anemia tricostata* Bolkhovitina, *A. Tripartita* Bolkhovitina, характерные для нижнемеловых отложений Сибирской низменности.

Выше среди осыпи отмечаются фрагменты угленосных отложений армитиджской свиты. Разрез хорошо коррелируется со стратотипом, дополняя последний находками фауны позднего берриаса.

Видимая мощность разреза ламонской свиты составляет 90–180 м.

Парастратотипический разрез ламонской свиты на о. Бергхауз (за пределами листа U-41–44) был составлен впервые в 2006 г. В. А. Дымовым, А. А. Макарьевым и Е. М. Макарьевой в трех пересечениях — по южному, северо-восточному и северному склонам. Авторы считают необходимым привести данный разрез в настоящей работе для сопоставления его со стратотипическим разрезом и в связи с новизной материала.

На южном склоне о. Бергхауз после резкого перегиба склона (абс. отм. 93 м) выше отложений с фауной титонского яруса снизу вверх залегают:

1. Углистые аргиллиты с прослоями комковатых загипсованных тонкопослабчатых алевролитов и известняков с пеллециподами плохой сохранности. 8

2. Глины темно-серо-коричневые с прослоями светло-желтых суглинков и пластами глинистых известняков мощностью 1 м в нижней части, переходящих вверх по разрезу в комковатые алевролиты с прослоями бурых глин. В известняках много отпечатков *Buchia* cf. *terebratuloides* (Lah.). 15

3. Аргиллиты темно-серые щебнистые с маломощными прослоями известняков глинистых. В нижней части пачки в аргиллитах и известняках установлены отпечатки *Buchia* sp. ind. (sp. juv.) и *Chetaites?* sp., а в средней — *Buchia* cf. *piochii* (Gabb.), *Buchia* cf. *fischeriana* (Ogb.) и *Buchia* sp. ind. В верхней части пачки аргиллиты переполнены дроблеными раковинами пеллеципод. 19

4. Аргиллиты коричнево-бурые с пятнами желтых охр и прослоем (0,1 м) рыхлого ракушняка в кровле. Ракушняк отличается ураганными содержаниями кадия. 15

5. Аргиллиты темно-серые щепнистые, сильно ожелезненные и передробленные, с маломощными прослоями известняков в нижней части пачки. Вверх по разрезу аргиллиты переходят в серые вязкие глины. На северо-восточном склоне в кровле данной пачки присутствуют остатки *Buchia terebratuloides* (L a h.), *Buchia* cf. *terebratuloides*, *Buchia* cf. *piochii* (G a b b.), *B.* sp. (cf. *Buchia fischeriana* O r b.) 15

По заключению И. И. Сей и Е. Д. Калачевой, фауна из пачек 2, 3 и 5 позволяет датировать отложения ранним берриасом.

6. Супеси серые с пятнами охристых глин, переходящие в средней части пачки в серые суглинки с пластом тонкополосчатых бурых известняков и алевролитов, содержащих фауну позднего берриаса: *Buchia okensis* (P a v l.), *Buchia* cf. *okensis*, *Buchia volgensis* (L a h.), *Buchia* cf. *volgensis*, *Buchia unshensis* (P a v l.). На отпрепарированной поверхности пласта известняков отмечены обломки прозрачного гипса размером до 10 см и позвонки плезиозавров с гипсом в центральной части 22

В разрезе по северному склону данная пачка отсутствует.

7. Алевролиты и песчаники алевролитистые слоистые светло-зеленовато-серые, голубовато-серые, с пятнами и слоями охр и гигантскими шаровыми конкрециями (2–3 м) песчаников известковистых в лимонитовой корке. Пачка хорошо следится вдоль склона, опоясывая верхнюю часть острова. В нижней части сходной пачки на м. Франкфурт (о. Галля) установлена фауна верхнего берриаса [7] 65

8. Пески серые глинистые, переходящие в дресвяные глинистые алевролиты. В подошве (1,5 м) в песках присутствуют черепитчатые конкреции пелитоморфного сидерита с ходами илоедов 20

Выше залегают каолинизированные породы коры выветривания и туфогенные породы армитиджской свиты.

В связи с постепенными переходами между пачками 7–8 и наличием фауны позднего берриаса в пачках 6 и 7, пачка 6 отнесена к верхнему берриасу, пачки 7–8 — к берриасу–валанжину. Мощность ламонской свиты на южном склоне о. Бергхауз составляет 179 м.

Разрез ламонской свиты по северному склону о. Бергхауз начинается с абс. отм. 183 м, где на алевролитах с прослоями известковистых песчаников с фауной титонского возраста залегают пески глинистые землисто-серые с пластами глинистых известняков, содержащих многочисленные остатки *Buchia terebratuloides* (L a h.), *Buchia* sp. juv (cf. *Buchia terebratuloides*), *Buchia* cf. *fischeriana* (O r b.), *Buchia* sp. ind. (cf. *Buchia unshensis* P a v l.). Мощность пачки, отнесенной по фауне к нижнему берриасу, составляет 28 м. Отложения нижнего берриаса перекрыты непосредственно песками пачки 7 при сохранении всего вышележащего разреза. Мощность ламонской свиты по северному склону о. Бергхауз составляет 113 м.

Важным наблюдением является наличие азимутального несогласия между юрскими и меловыми отложениями на о. Бергхауз, где юрские породы слабо наклонены к востоку, а меловые — к югу. Сходные соотношения зафиксированы и на м. Франкфурт (о. Галля) в 2001 г. Необходимо также подчеркнуть резкое сокращение мощности нижнего берриаса и выпадение

нижней части отложений верхнего берриаса в разрезе на севере острова, указывающие на возможное несогласие внутри берриасских отложений либо на их значительную фаціальную изменчивость.

В заключение описания разрезов свиты на о. Бергхауз нужно отметить как несомненное сходство с опорным разрезом на м. Ламон, так и существенные различия.

Несколько другой тип разреза отложений ламонской свиты установлен на о. Клагенфурт. В 1974 г. О. В. Кириллов произвел кратковременную высадку на северо-восточный берег о. Клагенфурт. В основании берегового обрыва он наблюдал светлые мелкозернистые пески с конкрециями песчанистого известняка диаметром до 0,5 м, содержащие остатки аммоноидей, белемнитов и пелеципод. Из нижних горизонтов этой толщи Н. И. Шульгиной были определены берриасские аммониты *Surites* sp. juv., *Borealites antigonus* J e l e t z k y и белемниты *Cylindroteuthis* ex. gr. *supra-subditus* B o g o s l. Выше по разрезу были установлены нижневаланжинские *Temnoptychites* (R u s s a n o v i a) cf. *diptychus* K e b s, T. aff. *triptychiformis* N i k., *Buchia keyserlingi* Z a h., *B.sibirica* и др.

Видимая мощность этих слоев 25–30 м. Они перекрываются базальтовыми покровами армитиджской свиты [7].

Сходный разрез был составлен в северной части о. Клагенфурт в 2001 г. Е. М. Макарьевой и Н. М. Столбовым, определения фауны из которого выполнены И. И. Сей и Е. Д. Калачевой. Отложения ламонской свиты вскрыты в цоколе 40-метровой террасы, где снизу вверх залегают:

1. Пески светло-серые глинистые с редкими линзовидными прослоями песчаников тонкозернистых, известковистых, комковатых мощностью до 0,5 м. В песчаниках присутствуют единичные пелециподы *Buchia unshensis* P a v l o w и *B. fischeriana* O g b i g n y, в связи с чем возраст вмещающих пород отвечает раннему берриасу. 9
2. Пески серые глинистые с прослоем известняков песчанистых в кровле (0,5 м), содержащих остатки битых, преимущественно толстостенных раковин *Buchia volgensis* L a h u s e n позднеберриасского возраста, а также неопределимые остатки *B. sp. ind.* и белемнитов 4
3. Известняки серые алевритистые массивные с остроугольной мелкоглыбовой отдельностью, а иногда — с караваеобразной отдельностью диаметром до 0,3–0,5 м. В известняках присутствуют крупные пелециподы *Buchia inflata* L a h u s e n, ракушняк *B. keyserlingi* T r a u t s c h o l d, обилие *B. sp. ind.* и аммониты *Astieriptychites* ex gr. *astieriptychus* B o d y l e v s k y, *Temnoptychites* (R u s s a n o v i a) aff. *variisculptus* P a v l o w. 3
4. Известняки пелитоморфные серые комковатые, алевритистые без фауны. Переход от пачки 3 к пачке 4 постепенный на расстоянии в 30 см. 2
5. Известняки серые плотные алевритистые, с караваеобразной отдельностью. В верхней части (1,0 м) известняки серые пелитоморфные ноздреватые. В плотных известняках — фауна пелеципод *Buchia keyserlingi* T r a u t s c h o l d, *B. cf. keyserlingi* T r a u t s c h o l d, *B. aff. inflata* L a h u s e n, а также *B. sp. ind.* 5,5
6. Пески глинистые обводненные синевато-серые с крупными (1–1,5 м) конкрециями известняков песчанистых, содержащих скопления *Buchia keyserlingi* T r a u t s c h o l d, *B. cf. keyserlingi* T r a u t s c h o l d видимая 6

Возраст пачек 3, 5 и 6 по фауне датирован ранним валанжином. Выше, на поверхности террасы, обнаружены высыпки туфов и базальтов армитиджской свиты.

Общая мощность составленного разреза 26,5 м.

Литологически породы из разреза на о. Клагенфурт очень однообразны: это мелко-тонкозернистые, до алевритистых, существенно кварцевые песчаники с кальцитовым базальным цементом, переходящие вверх по разрезу в известняки алевритистые и песчанистые. В виде примеси в породах присутствуют глауконит, слюды, мельчайший пиритизированный растительный детрит и рассеянное органическое вещество. Вверх по разрезу уменьшается количество SiO_2 при повышении роли CaO , а также увеличивается содержание глауконита (до 5%) и уменьшается количество слюд.

Фрагмент отложений ламонской свиты установлен А. А. Макарьевым в 2006 г. на м. Хефера (о. Земля Вильчека), где на отложениях титонского возраста залегает тонкослоистая пачка алевролитов и известняков нижнего берриаса мощностью 26 м с отпечатками *Buchia* cf. *unschensis* (Pavl.). Выше залегают песчаники массивные среднезернистые светло-серые видимой мощностью около 5 м. Обломочная часть песчаников представлена среднеокатанными обломками кварца и хорошоокатанными зёрнами микрокварцитов и сланцев. Отмечаются единичные зёрна плагиоклазов, гранатов, обломки фосфатных пород и пленочный фосфатный цемент (содержание P_2O_5 до 4%). Здесь же в делювии Н. В. Качуриной найдены глыбы сходных песчаников с фауной позднего берриаса — *Buchia okensis* (Pavl.), *Buchia* cf. *okensis*, *Buchia volgensis* (Lahusen). В южной части обнажения, непосредственно под силлом, Л. П. Пирожников [66] обнаружил высыпки алевролитов с отпечатками двустворок — *Cyrena* cf. *venulina* Martin., *G.* cf. *ivatica*. Дунк, которые, по заключению Г. Г. Мартинсона, были распространены в солоноватоводных водоемах валанжина—готерива. Возможно, эта находка относится к самым верхним горизонтам отложений ламонской свиты.

Необходимо отметить, что отложения ламонской свиты пересечены интрузиями с диапазоном возрастов от 136 до 111 млн лет, что ограничивает верхнюю возрастную границу отложений готеривом.

В заключение описания ламонской свиты отметим следующее:

— отложения свиты залегают на подстилающих отложениях иногда несогласно, а иногда — без видимого несогласия;

— по сравнению с отложениями ганзинской свиты, в разрезе ламонской свиты практически отсутствуют сидеритовые и фосфоритовые породы, а также породы с высоким содержанием серы;

— разрез свиты фациально изменчив: на приподнятых (по крайней мере, в современном рельефе) участках, отвечающих крыльям синклинали, располагаются преимущественно терригенные отложения повышенной мощности, а на пониженных участках — маломощные терригенно-карбонатные осадки;

— в целом формирование отложений свиты отвечает условиям открытого мелководного бассейна, располагавшегося в юго-восточной части изучаемой площади.

Армитиджская свита. Нижняя подсвита (K_{1ar_1}). Осадочно-вулканогенные образования, выделенные в армитиджскую свиту, широко развиты на площади арх. ЗФИ и на шельфе к северу-северо-западу от архипелага (лист U-37–40). Наиболее полные и детально изученные разрезы свиты составлены на п-ове Армитидж (о. Земля Георга) в ходе геологосъемочных работ в 1995 г., в связи с чем свита и получила свое название [73]. В качестве самостоятельного стратиграфического подразделения свита выделена впервые в 2002 г. Е. М. Макарьевой в рамках подготовки Легенды Госгеолкарты-1000 Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов (мегаплато ЗФИ).

В строении свиты участвуют терригенно-угленосные отложения и вулканогенные образования. Разрез свиты фациально изменчив. В пределах Александровского поднятия развиты преимущественно эффузивные фации (потоки и покровы базальтов) с незначительной примесью эксплозивных и вулканогенно-осадочных пород. На площади Вильчековской впадины строение свиты более пестрое и здесь в сопоставимых масштабах присутствуют и эффузивные, и эксплозивные, и экструзивные, и субвулканические, и жерловые, и отдаленные вулканические фации.

Состав и строение нижней и верхней частей разреза свиты, разделенных угленосно-терригенной пачкой и фрагментами кор выветривания, существенно различны. В стратотипическом районе (острова Земля Георга, Земля Александры) свита расчленена на нижнюю подсвиту, сложенную терригенно-угленосными и туфогенными образованиями готерива–баррема и верхнюю, существенно эффузивную, подсвиту апт-альбского возраста.

На площади листа U-41–44 установлены мелкие локальные выходы угленосных отложений, кор выветривания, туфов и мелких потоков трахибазальтов, сходных с нижней подсвитой армитиджской свиты. Указанные образования локализованы на юге о. Земля Вильчека и на о. Южный Гохштеттера. Разрез нижней части отложений составлен Ю. А. Михайловым на м. Ламон, где они с резким волнистым контактом и, предположительно, с перерывом осадконакопления, залегают на песчаниках ламонской свиты [74]. Снизу вверх выделены:

1. Пачка ритмичного переслаивания песков, алевроитов и глин. Ритмы регрессивные, мощность ритмов — 5–6 м при мощности прослоев по 1,5–2,0 м 19
2. Алевроиты коричнево-серые с прослоями оранжевых ярозитизированных алевроитов 2
3. Песчаники слаболитифицированные мелкозернистые кварц-полевошпатовые 2
4. Алевроиты желтые с углистым детритом, переходящие в глины каолинитовые малиново-серые, пластичные 4,7
5. Песчаники, аналогичные пачке 3 2,5
6. Глины каолинитовые оскольчатые малиново-коричневые с включениями углистого детрита 6
7. Пески разнородные серые кварц-полевошпатовые алевроитисто-глинистые с прослоем углистого вещества, гнездами сажи в нижней части и слоями ярозитизированного оранжевого песка 3,2

8. Глины полосчатые монтмориллонит-каолининовые желто-коричневые с прослоями черных углистых глин и линзами бурого угля мощностью до 20 см видимая 8–10

Выше (40 м) склон до подножия силла габбро-долеритов перекрыт снежником. Возраст силла 134 млн лет. Видимая мощность отложений свиты, с учетом перекрытых снежником отложений около 90–95 м.

В выделенном из этих отложений спорово-пыльцевом комплексе представлены: споры *Lycopodium* sp., *Selaginella* sp., *Osmunda jurassica* К.-М., *Anemia* sp., *Pelletieria* sp., *Coniopteris* sp. раннемелового облика и пыльца *Ginkgo elongata* К.-М., *Picea* sp., *Pinus* sp. и *Taxodiaceae* (*Cupressaceae*). По заключению В. В. Павлова, этот комплекс отвечает самым низам раннего мела (предположительно, берриасу–валанжину). Предполагая, что отложения пестроцветной толщи залегают с перерывом на берриасских отложениях, они были условно отнесены авторами к валанжину. Видимая мощность отложений 50 м. Породы имеют наклон к югу под углом около 10°.

К югу от описанного разреза, непосредственно по падению описанных отложений, в цоколе низкой морской террасы Е. М. Макарьевой и В. А. Дымовым прослежен фрагмент сходных пестроцветных песчано-глинистых отложений мощностью около 10 м с высыпками бурых углей. Здесь же на пляже отмечаются пятна ярко-желтых глин со щебнем угля и светло-зеленых каолинизированных игнимбритов и литокластических туфов. Вулканогенные породы сильно изменены и превращены в сиаллиты с содержанием (%) SiO_2 — от 32 до 35; Al_2O_3 — от 22 до 25; TiO_2 — около 6; Fe_2O_3 — от 16 до 22; P_2O_5 — до 1,5.

На северо-восточном берегу зал. Персей (юг о. Земля Вильчека) вскрыт фрагмент верхней части разреза свиты. В интервале абс. отм. от 88 до 140 м снизу вверх прослежены:

1. Пески желто-серые средне-грубозернистые углистые с прослоями ярко-охристых глин мощностью 0,2–0,4 м и двумя угольными пластами мощностью 2 и 4 м.видимая 19
 2. Пески светлые глинистые с прослоями серых и бурых песчаников. 18
 3. Глины серые песчаные со щебнем углей. 3
 4. Силл габбро-долеритов. 5
- На уступе кровли силла — щебень и глыбы сургучных окремненных пород с обильным растительным детритом
5. Пески светлые глинистые, охристые, оливково-желтые, голубоватые с мелкими линзами углистых песков и причудливыми лимонит-сидеритовыми конкрециями (5–20 см) с отпечатками флоры плохой сохранности. 10
 6. Пачка тонкого переслаивания бурых алевроитов, сиренево-зеленых и красных туфов, превращенных в латериты. 1,8
 7. Силл габбро с возрастом 136 млн лет. 10

В отложениях из пачек 3 и 6 установлены характерные раннемеловые палиноморфы (определения А. Ю. Шараповой).

Сводная мощность угленосных и вулканогенно-осадочных отложений армитиджской свиты на юге о. Земля Вильчека, предположительно,

составляет не меньше 100 м. Разрез свиты фациально изменчив, а соотношения нижней терригенно-угленосной и верхней туфогенно-осадочной частей разреза могут значительно изменяться на расстоянии в несколько сот метров.

Фрагмент верхней части свиты зафиксирован на о. Южный Гохштеттера, где на пляже присутствуют мелкие коренные выходы разноразмерных и пестрых по составу туфов мощностью до 1–2 м. В туфы внедрена интрузия трахиандезибазальтов с возрастом 128 млн лет. Донным опробованием подводной морской террасы у южного берега острова установлено присутствие крупнообломочного элювия серых пелитовых щебнистых туфов. На северо-востоке острова присутствуют фрагменты позднеюрских отложений, в которые вложены туфы армитиджской свиты.

Возраст образований армитиджской свиты на площади характеризуемого листа ограничен снизу позднеберриасским возрастом отложений ламонской свиты и поздневаланжинским–готеривским возрастом секущих интрузий — сверху. С учетом геологических данных и палинологических определений, на карте для армитиджской свиты предусмотрен раннемеловой возраст и отнесение к нижней подсвите (K_1ar_1).

Фрагментарные разрезы свиты мощностью 50–60 м, включающие коры выветривания и туфы, составлены также на островах Бергхауз и Грили в 2006 г. (листы U-37–40).

Нерасчлененные отложения нижнего мела выделяются на акватории к югу и юго-востоку от Земли Франца-Иосифа, в бортах прогиба Св. Анны и практически на всей площади Северо-Карского поднятия ($^{\circ}K_1$), сейсмокомплекс с $V_T = 2,1–2,4$ км/с.

К югу и юго-востоку от о. Грэм-Белл отложения являются аналогом объединенных отложений ламонской свиты и терригенно-угленосной части армитиджской свиты. Меловые отложения на дне представлены светло-серыми плотными полосчатыми глинами, алевролитами и слюдястыми песчаниками, обломки которых в изобилии присутствуют в донно-каменном материале. К югу от о. Грэм-Белл в ДКМ часто встречаются обломки углей и окремненной обугленной древесины. Из глинистых разновидностей пород выделены спорово-пыльцевые комплексы, аналогичные таковым из отложений ламонской свиты на суше и датирующие осадки ранним мелом (определения А. Ю. Шараповой) и переходными формами от юры к мелу (палинолог Д. В. Збукова). Возможно, на крайнем юго-западе района работ мощность и возрастной диапазон раннемеловых отложений увеличиваются, подтверждением чего является наличие альбских палиноформ в донных отложениях.

На севере-северо-западе о. Грэм-Белл наличие раннемеловых отложений подтверждается мелкими коренными выходами песков с прослоями характерных бурых глин, из которых выделен палинологический комплекс раннемелового возраста (определения Л. А. Фефиловой). Осадки экстраполируются на акваторию к северу от острова, где в составе спорово-пыльцевого комплекса из донных отложений преобладают раннемеловые формы (палинолог Д. В. Збукова).

В северо-восточной части континентального склона котловины Нансена (листы U-41–44) условно выделяются нерасчлененные нижнемеловые отложения (сейсмокомплекс sK_1). По трем пунктам зондирования МОВ (А–130, А–131, Б–94) выделяется сейсмокомплекс со скоростями $V_{пл} = 2,27–2,81$ км/с, который соотносится с нерасчлененными отложениями нижнего мела. За основу выделения взяты сейсмоскорости, установленные по опорным скважинам бурения на акватории в южной части Баренцева моря (Штокмановская-1, Ферсмановская-1, Лудловская-1). Можно предполагать, что нижнемеловые породы на этом участке залегают горизонтально, согласно перекрывая верхнеюрские отложения. Мощность их колеблется от 600 до 1050 м, увеличиваясь с востока на запад.

К востоку от желоба Св. Анны присутствие раннемеловых отложений устанавливается сейсмическими данными (наличие сейсмокомплекса со скоростями $V_T = 2,27–2,37$ км/с) и широким развитием спорово-пыльцевых комплексов разных горизонтов раннего мела. В призабойных горизонтах грунтовых колонок из донных станций западной части Северо-Карского поднятия выделены следующие палинологические комплексы хорошей сохранности: переходные от юры к мелу; низов раннего мела; нижней и средней частей раннего мела; готерив-барремские; апт-альбские; раннемеловые; ранне-верхнемеловые (табл. 2). Нужно отметить, что наблюдается удовлетворительная последовательность перехода от более древних форм к более молодым по мере уменьшения глубины от поверхности воды. На гипсометрических уровнях от 500 до 150 м преобладают юрско-меловые формы и формы, характерные для низов раннего мела. В верхней части поднятия (глубины 50–150 м) практически в чистом виде наблюдаются готерив-барремские и апт-альбские формы. В составе отложений, судя по описаниям ДКМ, преобладают пески и песчаники, реже отмечаются плотные глины, конкреции сидерита с мелким обугленным детритом и обломки углей.

Несмотря на слабую представительность сейсмических материалов, меловая толща по гипсометрии и в соответствии с результатами палинологических и микрофаунистических исследований расчленена на готерив-барремские и апт-альбские отложения мощностью 50–150 и 50 м, соответственно. Нижнемеловые отложения, в соответствии с Легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов ГКК-1000, показаны как сейсмокомплекс sK_1 к югу от арх. ЗФИ и как сеймоподкомплексы для готерив-барремских (${}^sK_{1g-b}$) и апт-альбских отложений (${}^sK_{1a-al}$) на площади Северо-Карского поднятия.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойская эратема включает в себя отложения палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Палеогеновая и неогеновая системы представлены нерасчлененными отложениями олигоцен-плиоценового возраста, а четвертичная система — плейстоценовыми и голоценовыми отложениями.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ—НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ, ОЛИГОЦЕН—ПЛИОЦЕН

Нерасчлененные олигоцен-плиоценовые отложения (P_3-N_2) занимают всю северную часть площади листов U-41—44, выходя на поверхность дна от бровки континентального склона до южной части глубоководной котловины Нансена. Указанные отложения картируются в северной части желоба Св. Анны, в северной части Северо-Карского сводового поднятия, а также выполняют всю южную часть котловины Нансена. В пределах северной части арх. ЗФИ и Северо-Карского поднятия олигоцен-плиоценовые осадки приурочены к бровке континентального склона и, как правило, к впадинам в кровле мезозойских отложений.

В связи с тем, что для северо-западной части листа U-41—44 и южной части котловины Нансена материалы сейсмических работ отсутствуют, за основу расчленения олигоцен-плиоценовых отложений этой площади взяты материалы работ ВВЭ «Север-86» [59]. Профиль «Север-86» пройден в северо-восточной части листа U-37—40 через южную часть котловины Нансена в координатах: $82^{\circ}16'$ с. ш.— $53^{\circ}30'$ в. д. и $83^{\circ}52'30''$ с. ш.— $52^{\circ}40'$ в. д. По основному профилю в пунктах взрывов проводилось глубинное сейсмическое зондирование МПВ до глубин 10—16 км от поверхности дна. На профилях дрейфующих сейсмостанций — базовой (ЦБ) и выносной (ВБ), дрейф которых проходил в 60—70 км к востоку от линии пунктов взрывов (основной профиль), выполнялись сейсмические зондирования МОВ до акустического фундамента (глубины 1,0—5,0 км от поверхности дна).

Согласно данным М. Л. Вербы [2], неогеновым отложениям Норвежского и Медвежинского прогибов Баренцева моря соответствует сейсмокомплекс со скоростями $V_{пл} = 1,79-1,82$ км/с. По данным обработки сейсмических материалов профиля ВВЭ «Север-86» (рис. 4), для южной части котловины Нансена выделяется единый кайнозойский сейсмокомплекс (нижний палеоген—четвертичные отложения) со скоростями $V_{пл} = 1,65-2,0$ км/с. На бровке континентального склона (глубины 600—700 м) мощность кайнозойских осадков колеблется от 200 до 280 м, увеличиваясь постепенно к подножию континентального склона до 500—550 м. Указанные мощности (без учета четвертичных осадков) близки к истинным.

По данным сейсмоакустического профилирования, выполненного в 1997 г. с ледокола «Polarstern» в северной части желоба Франц-Виктория и на континентальном склоне Брусилова, мощность четвертичных отложений незначительна и колеблется от первых метров до 20 м, постепенно увеличиваясь к подножию континентального склона. При этом отмечалось, что в центральной части континентального склона на отдельных участках присутствуют выходы коренных пород (акустический фундамент).

Для абиссальной котловины Нансена на глубинах 3200—3500 м (лист U-41—44) мощность нерасчлененных палеоген-четвертичных отложений составляет 1200—1300 м.

В северной части Северо-Карского сводового поднятия до средней части континентального склона Брусилова нерасчлененные олиго-

Профиль ПВ (пункты взрыва)

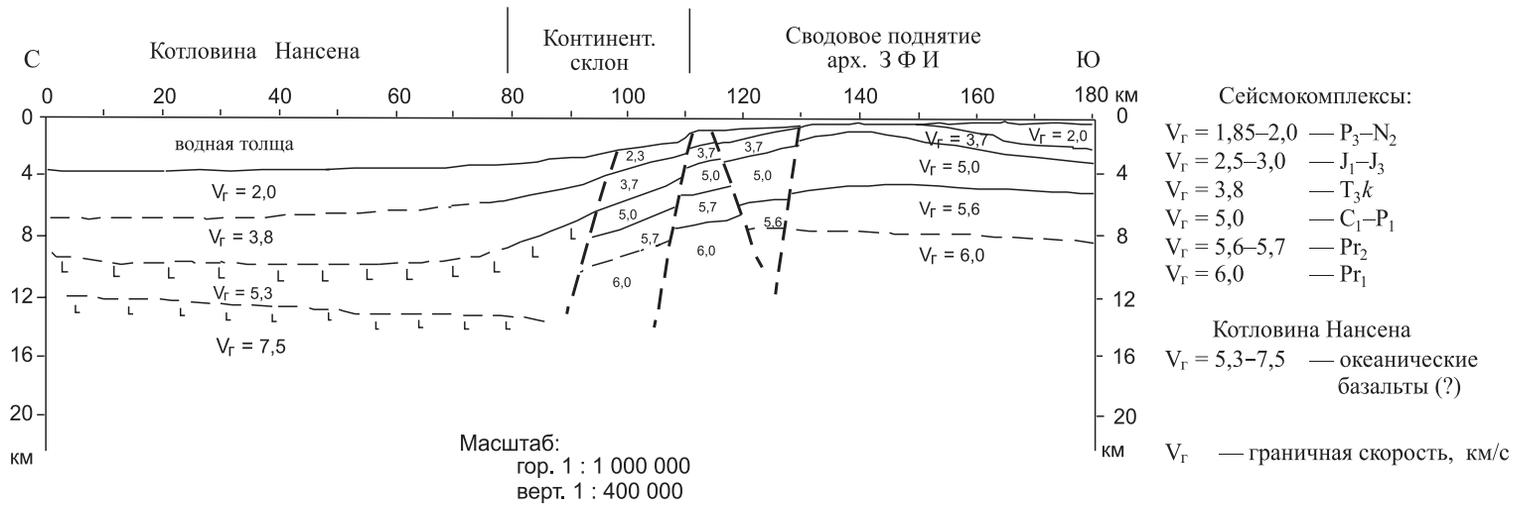


Рис. 4. Сеismoгеологический разрез земной коры к северу от архипелага ЗФИ (зондирование МПВ) [59].

цен-плиоценовые отложения картируются на глубинах от 200 до 1400 м. Отложениям соответствует сейсмокомплекс (${}^sP_3-N_1$) со скоростями $V_{пл} = 1,6-2,0$ км/с, установленными по пунктам зондирования МОВ, выполненных в 1967–1968 гг. при наледных гравиметрических работах. Мощность сейсмокомплекса колеблется от 90 до 170 м и только в единичном случае достигает 410 м на бровке континентального склона.

В 1994 г. ПМГРЭ был пройден сейсмоакустический профиль 0019 вдоль восточного борта арх. ЗФИ практически до бровки континентального склона (северное окончание профиля на глубинах 700 м имеет координаты $82^{\circ}20'$ с. ш.– $68^{\circ}00'$ в. д.). В интервале 13 600–15 900 м на указанном профиле прослежена тонкоритмичная глинисто-песчаная толща, имеющая углы наклона $1,5-2,0^{\circ}$ в сторону океана. Расчетная мощность этой толщи составляет 700–750 м при средней скорости $V_r = 1,85$ км/с.

Нижняя возрастная граница олигоцен-плиоценовых отложений принята нами условно и может оказаться древнее. Косвенным подтверждением этого являются находки пыльцы, диатомей, фораминифер палеоцен-эоценового возраста на островах и в шельфовой зоне арх. ЗФИ.

В северной части желоба Св. Анны в грунтовой колонке (координаты $80^{\circ}31'$ с. ш. и $70^{\circ}31'05''$ в. д.), поднятой с глубины 590 м М. М. Ермолаевым в 1936 г. с борта ледокола «Ермак», в интервале 60–70 см З. Г. Щедрина обнаружила фораминиферы *Bulimina pseudopuschi* Subbotina, *Stensioina caucasica* Subbotina, *Globigerina trivialis* Subbotina и другие формы, характерные для датского яруса нижнего палеоцена. В интервале 27–33 см следует отметить находку единичной переотложенной фораминиферы *Truncorotalia velaschensis* Cushman, руководящей для нижнего эоцена Северного Кавказа и Мексики.

В 2006 г. профессором кафедры ботаники СПбГУ Н. И. Стрельниковой был проведен диатомовый анализ донных осадков желоба Св. Анны по 10 станциям опробования ударной трубкой (станции 6, 7, 8, 20, 22, 23, 29, 30, 40, 41). Пробы отбирались из остатков материала опробования 1994 г. в интервалах глубин от 10 до 200 см от поверхности дна.

Наиболее интересные результаты получены по станции 22, расположенной в центральной части желоба. Здесь, в интервале 30–40 см от поверхности дна, установлены многочисленные обломки диатомей, силикофлагеллат, археомонад и эбриидей палеогенового облика, среди которых наиболее часто и целыми створками встречены: *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., *Coscinodiscus decrescenoides* Jousé, *Stephanopyxis turris* (Grev et Arnott) Ralfs, *Stephanopyxis* spp. *Pyxidicula arctica* (Grun.) Streln. et Nikolaev, *Costopyxis broshii* (Grun.) Streln. et Nikolaev, *Biddulphia curvata* Hendeby et Sims., *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti., *Epithelion rossicus* Pant. Эти виды встречаются в раннеэоценовых отложениях. Также присутствуют обломки мел-раннепалеоценовых видов *Odontotropis carinata* Grun., *Hemiaulua rossicus* Pant., палеоцен-раннеэоценовых видов *Grunowiella gemmata* (Grun.) V. N., *Triceratium kinkeri* A. S. и обломки с полурастворившейся структурой мелового вида *Gladius speciosus* Schulz. Интересны единичные створки *Aulacosira praegranelata* (Jousé) Simonsen пресноводного вида, который появляется в

олигоцене, характерен для неогеновых отложений и распространен довольно широко в Западной Сибири, Белоруссии, на Дальнем Востоке и даже в Китае, Японии и США, а также единичная створка пресноводно-соленоватоводного рода *Frustulia* sp. Из силикофлагеллат отмечены скелеты *Dictyocha fibula* Ehr., *Naviculopsis biapiculata* (Lemm.) Frenk. — виды, характерные для палеогена, хотя *Dictyocha fibula* известна и в современном планктоне, но в тепловодных (тропических и субтропических) районах. Встречены скелеты эбриидей, характерные для эоцена *Ammodochium speciosum* Deflandre, *Pseudoammodochium dictyoides* Novasse, *Ebria antiqua* Schulz, а также отдельные цисты археомонад. Все перечисленные выше виды, кроме *Aulacosira praegrnulata* и *Frustulia* sp., это морские ископаемые формы, входящие в состав палеогеновой флоры Западной Сибири. В данном образце они явно переотложенные, т. к. имеют плохую сохранность и смешанный состав.

Очевидно, что областью сноса в желоб Св. Анны служили палеоген-неогеновые отложения северной части Северо-Карского поднятия и, возможно, восточной части арх. ЗФИ (о. Грэм-Белл). Приведенный состав диатомей по ст. 22 достаточно четко определяет нижний возрастной интервал размываемых пород как нижний эоцен, но в связи с локальностью находок и для увязки с листами U-37—40 на КДЧО в качестве нижней возрастной границы принят олигоцен.

Верхний возрастной интервал палеоген-неогеновых отложений установлен на основании находок плиоценовых осадков В. Д. Дибнером в 1957 г. на о. Гофмана в 1,5 км к северо-западу от м. Сугрובה. Здесь, на берегу Северо-Восточного пролива, прослежена пачка кливажированных и местами даже существенно смятых светло-серых алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников. В цементе песчаников рассеяны микроскопические остатки обугленного растительного детрита, полосчатое распределение которого обуславливает микрослоистость породы. Алевролиты и аргиллиты содержат тонкие (до 4 см) прослой полимиктовых конгломератов и темно-серых органогенных песчаных известняков, состоящих из скопления мелкобитой ракуши (отчасти замещенной кальцитом) и мелких галечек известковистого алевролита, сцементированных глинисто-углеводородным материалом. Общая видимая мощность отложений около 25 м.

Из нескольких образцов этих пород были выделены палинокомплексы, которые, по заключению Э. Н. Кара-Мурза и Н. М. Бондаренко, содержат формы *Corylus* (?), *Fuglandaceae*, *Fagaceae* и *Glyptostrobus* (?), которые указывают на плиоценовый возраст осадков [66]. Данные отложения были выделены в ранге сугробовской толщи, но в связи с тем, что при проведении авиадесантных работах ПМГРЭ в 2000—2001 гг. на о. Гофмана наличие этих отложений не подтвердилось, на КДЧО они не показываются. Очевидно, за прошедшие 50 лет отложения сугробовской толщи в прибрежной зоне были перекрыты современными пляжевыми осадками.

О вещественном составе олигоцен-плиоценовых отложений на акватории судить трудно. По данным Д. Г. Батурина [69], в скв. 344 «Гломар Челленджер», пробуренной на склоне прогиба Атка к юго-западу от арх. Шпицберген, миоцен-плиоценовые осадки представлены

песчанистыми илами, глинами, диамиктонами с прослоями слаболитифирированных песчаников. Видимая мощность миоцен-плиоценовых отложений по скважине составляет 195 м.

В приполюсной части хр. Ломоносова, по данным бурения скважин М002 и М004, выполненного Норвегией в 2004 г. [13], в интервале глубин 0–427 м от поверхности дна вскрыта толща нижнеэоценовых–верхнеплиоценовых отложений, представленных (снизу вверх):

1. Интервал 427,2–425,4 м. Грубозернистые пески.	1,8
2. Интервал 425,4–403,6 м. Пропуск разреза.	
3. Интервал 403,6–314,6 м. Переслаивание темно-серых до черных и светло-серых глин. Отмечаются мелкие конкреции пирита. Содержание органического вещества составляет 1–2%. В интервале 390–391 м установлены «примитивные» агглютинирующие формы фораминифер, близкие к комплексу фораминифер верхнего палеоцена Западной Сибири.	89
4. Интервал 314,6–218,2 м. Кремнистые илы темно-серого до черного цвета, тонкослоистые за счет чередования более светлых и более темных пород. Основная составляющая пород — биокремнезем (диатомовые водоросли, эмбриидии, кремнежгутиковые). Содержание органического вещества составляет 2–3%.	96,4
5. Интервал 218,2–199,1 м. Алевритистые глины черного цвета, содержащие 2–3% органического вещества.	19,1
6. Интервал 199,1–194,6 м. Алевритистые глины от темно-серого до светло-серого цвета.	4,5
7. Интервал 194,6–167,2 м. Алевритистые глины и алевритистые илы, полосчатые за счет чередования бледно-желтых, бурых и темно-серых разностей пород. Отмечаются тонкие линзочки песка и мелкая рассеянная галька.	27,4
8. Интервал 167,2–20 м. Алевритистые глины и алевритистые илы, полосчатые за счет чередования зеленовато-коричневых, серых, темно-серых разностей пород. Отмечаются следы биотурбации пород (от слабой до средней). Содержание органического вещества составляет менее 0,5%.	147,2
9. Интервал 20–2 м. Алевритистые глины зеленовато-коричневого цвета. Редкие мелкие гальки и единичные линзы песка.	18
10. Интервал 2,0–0,0 м. Алевритистые глины и глинистые пески светло-коричневые.	2

Общая мощность описанного разреза 427,2 м.

В интервалах 187,2–187,4 м и 214,6–215,3 м из скважин были отобраны пробы на палинологию, но результаты исследования в статье не приводятся. Для верхней части разреза возраст можно принять соответствующим результатам донного опробования станций 52 и 55, поднятых в 1995 г. в рейсе ледокола «Polarstern» на широте 81° с. ш. у подножия континентального склона. В отложениях из интервалов 8,3–8,4 м (ст. 52) и 6,25–6,36 м (ст. 55) установлены единичные фораминиферы *Recurvoides* sp., близкие к комплексу песчанистых фораминифер верхнего эоцена Западной Сибири (верхнелюлинворская свита). Кроме фораминифер, во многих пробах из обеих станций установлены очень близкие по составу комплексы диатомовых водорослей, силикофлагеллат и эмбриидий. По комплексу зональных видов-индексов *Coscinodiscus decrescens* и *Dictyochoa rotundata* вмещающие

осадки могут быть условно отнесены к верхам ипрского яруса нижнего эоцена [13].

Таким образом, приведенный выше разрез по скважинам М002 и М004 можно условно считать верхнепалеоценовым—нижнеэоценовым. Данные о разрезе палеогеновых отложений по указанным скважинам являются пока единственными для глубоководной части Северного Ледовитого океана. Особенно важен установленный возрастной интервал разреза, позволяющий оценить скорость осадконакопления в ранне-среднепалеогеновое время, которая составляет около 24 мм/тыс. лет.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах изученной территории выделяются три крупные (надпоярковые) морфоструктуры: окраинно-материковый шельф, континентальный склон и океанская впадина Нансена. Каждая из перечисленных морфоструктур отличается своим комплексом четвертичных отложений, их мощностями и степенью изученности.

На шельфе четвертичные отложения залегают прерывистым плащом на эродированной поверхности палеозойских, мезозойских и палеоген-неогеновых пород. В пределах арх. ЗФИ на участках, свободных от ледового покрова, мощность четвертичных осадков не превышает в большинстве случаев первых метров, редко достигая 10 м. На акватории мощность четвертичного покрова обычно составляет 5–10 м, часто сокращаясь до 1–2 м, вплоть до полного выклинивания на участках поднятий и донной абразии в понижениях. В пределах шельфа сосредоточен весь объем проведенного сейсмоакустического профилирования и донного опробования.

Район континентального склона и котловины Нансена изучен крайне слабо. Данные сейсмоакустики отсутствуют. Известны несколько станций донного опробования, взятых в рейсе т/х «Литке» в 1955 г. Поэтому описание этих районов ведется, большей частью, по аналогии с соседними районами, где изученность является более обширной.

Карта четвертичных отложений на площадь акватории составлена преимущественно по материалам морских геолого-геофизических работ ПМГРЭ [82, 83]. На район континентального склона и океанской впадины были дополнительно использованы материалы рейса «Polarstern» [34, 77], карта четвертичных образований на лист U-37–40 масштаба 1:1 000 000 и записка к ней [7], материалы Российско-Норвежского геотраверза [78], батиметрические карты и материалы аналитических исследований.

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЯ

В подавляющем большинстве случаев сейсмоакустические профили оказались малоинформативными ввиду малой мощности четвертичного покрова, не превышающей разрешающей способности применяемой аппаратуры (4–6 м). В отдельных случаях в толще четвертичных образований прослеживаются фрагменты двух сейсмоакустических комплексов.

Нижний комплекс (САК-II), соответствующий комплексу E_1-D_2 [77], характеризуется пунктирной записью на сейсмограммах и соответствует неоплейстоценовым отложениям. Верхний комплекс (САК-I) E_1-E_2 , соответствующий голоценовым осадкам, выражается слоистой записью.

На сейсмическом ледовом профиле ВВЭ «Север-88», фрагмент которого захватывает северо-западную часть листа U-37-40 [7], выделяется приповерхностный сейсмокомплекс Д-Д₁ с пластовой скоростью 1,65 км/с. Указанный сейсмокомплекс соотносится с нерасчлененными четвертичными отложениями (плейстоцен-голоцен). Мощность сейсмокомплекса меняется от 250 до 500 м. Максимальные мощности (400-500 м) приурочены к подножию континентального склона на глубине 3600 м. Минимальные мощности в 250-300 м установлены в нижней части континентального склона Брусилова на глубине 3400 м. Наличие данного сейсмокомплекса можно условно предположить и на континентальном склоне площади листа U-41-44.

Эоплейстоцен

Морские декливиальные эоплейстоценовые отложения (mdE) выделяются условно. Обоснованием для их выделения служит то, что в смежном районе к северу от арх. Шпицберген скв. ODP №986 [77], пройденной у подножия континентального склона, вскрыто их залегание в основании четвертичного разреза где они представлены алевролитами. Мощность отложений составляет 200 м, а абсолютный возраст по методу $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определяется около 1,5 млн лет, что соответствует эоплейстоцену. Предполагается, что в пределах впадины Нансена эоплейстоценовые осадки могут залегать в основании четвертичного разреза. Отложения показаны только на схеме соотношений четвертичных отложений.

Неоплейстоцен

Нижнее-среднее звено. Морские декливиальные отложения нижнего-среднего неоплейстоцена (mdI-II) выделяются условно. Наличие их во впадине Нансена и у подножия континентального склона предполагается на основании данных по вышеупомянутой скв. ODP №986. Мощность ниже-среднеплейстоценовых отложений в районе арх. Шпицберген определяется в 80-100 м.

Верхнее звено. Морские отложения верхнего неоплейстоцена (мариний) (mIII) на суше представлены отдельными высыпками песчано-гравийно-галечного материала, редкими скоплениями битых толстостенных раковин пелеципод и единичными фрагментами скелетов морских млекопитающих среди элювиальных развалов коренных пород. Эти отложения развиты на абразионных террасах островов архипелага. Обычно террасы представляют собой небольшие по протяженности и ширине выровненные площадки на абсолютных отметках от 20 до 150 м.

Обоснованием отнесения этих отложений к неоплейстоцену служит определение возраста раковин моллюсков радиоуглеродным анализом,

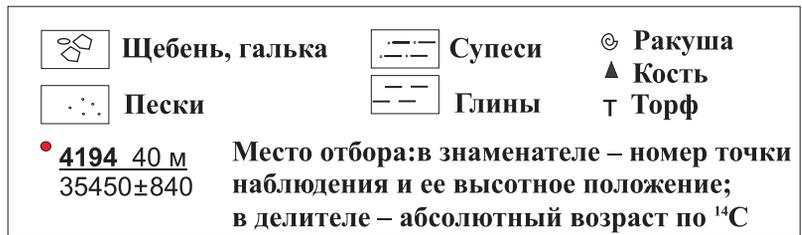
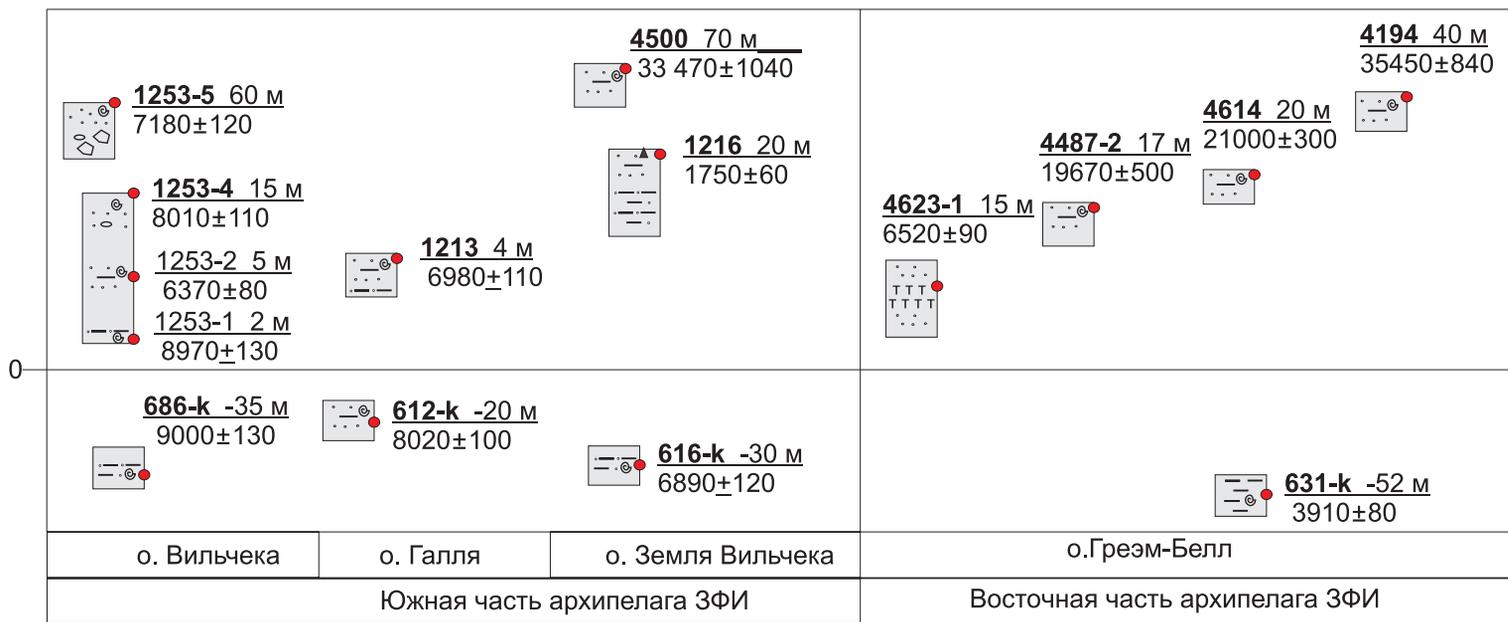


Рис. 5. Схема сопоставления четвертичных разрезов архипелага ЗФИ и прилегающего шельфа, датированных радиоуглеродным методом.

дающие 33470 ± 1040 лет (ЛУ-3415, о. Земля Вильчека) на абс. отм. 60–70 м и 35450 ± 840 лет (ЛУ-3415, о. Грэм-Белл) на абс. отм. 30–40 м. Данные о возрасте различных уровней террас можно увидеть в табл. 3 и на рис. 5. Широкий диапазон высотных уровней объясняется различиями изостатических и неотектонических факторов поднятия для различных групп островов архипелага.

На акватории морские отложения позднего неоплейстоцена (mIII) выходят на поверхность на глубинах от 200 до 600–700 м, где обрамляют центральную глубоководную часть желоба Св. Анны и прослеживаются в северо-западной части листа U-41–44 на участке, примыкающем к континентальному склону. Отложения представлены серыми, реже оливково-серыми или зеленовато-серыми пелитами и алевропелитами с тонкими прослоями песка и обломками макрофауны. В нижней части разреза иногда присутствуют рассеянная галька и гравий хорошей окатанности. Количество крупнообломочного материала возрастает к краевым частям желоба Св. Анны. Нередко в нижней части разреза отмечается присутствие глинистых стяжений и окатышей. Плотность осадков возрастает

Таблица 3

**Результаты радиоуглеродного датирования (^{14}C),
полученные в ходе работ ФГУНПП ПМГРЭ**

№	Лист	Номер пробы	Материал	Географическая привязка	Абс. высота, м	Абс. возраст*, тыс. лет
1	U-41–44	4614	Раковины	о. Грэм-Белл	17–20	21000 ± 300
2	U-41–44	4623-1	Торф	о. Грэм-Белл	15–17	6520 ± 90
3	U-41–44	4487-2	Раковины	о. Грэм-Белл	17–20	19670 ± 500
4	U-37–40	1234	Раковины	о. Куна	10–15	6020 ± 90
5	U-37–40	1213	Раковины	о. Галля	4–6	6980 ± 110
6	U-37–40	1207	Раковины	о. Галля	6	3680 ± 80
7	U-37–40	612-к**	Раковины	о. Галля	–20	8020 ± 100
8	U-41–44	616-к**	Раковины	о. Земля Вильчека	–30	6890 ± 120
9	U-41–44	631-к**	Раковины	о. Грэм-Белл	–52	3910 ± 80
10	U-37–40	644-к**	Раковины	о. Грили	–24	4400 ± 70
11	U-37–40	666-к**	Раковины	о. Харли	–52	5580 ± 90
12	U-37–40	686-к**	Раковины	о. Вильчека	–35	9000 ± 130
13	U-37–40	1253-1	Раковины	о. Вильчека	2	8970 ± 130
14	U-37–40	1253-2	Раковины	о. Вильчека	5	6370 ± 80
15	U-37–40	1253-4	Раковины	о. Вильчека	15	8010 ± 110
16	U-37–40	1253-5	Раковины	о. Вильчека	60	7180 ± 120
17	U-37–40	1247-2	Раковины	о. Нансена	9	7970 ± 110
18	U-37–40	1247	Дерево	о. Нансена	20	4830 ± 60
19	U-41–44	1216	Кость	о. Земля Вильчека	20	1750 ± 60

*Данные радиоуглеродного возраста без учета cal BP.

**Отбор из ковшовых проб с интервала 15–25 см.

к низам разреза. Переход к перекрывающим голоценовым отложениям постепенный.

На соседнем листе U-37–40 выделены два горизонта неоплейстоценовых осадков ледниково-морского генезиса — южнобаренцевский и североканинский [83]. Подобные горизонты встречены на листе U-41–44 в колонках станций донного опробования. Однако почти полное отсутствие информации по северной части листа не позволяет выделить эти горизонты повсеместно и поэтому целесообразно выделение только одного нерасчлененного верхнеплейстоценового горизонта.

Типичный разрез верхнеплейстоценовых осадков вскрыт в станции донного опробования 7, расположенной в северо-западной части желоба Св. Анны. На глубине 633 м под голоценовыми коричневыми алевропелитами мощностью 0,38 м залегают:

— алевропелит оливково-серый, с обломками раковин морских моллюсков — 0,3 м;

— алевропелит зеленовато-серый, вязкий, мелкокомковатый — 0,16 м;

— пелит зеленовато-серый, плотный, с пятнами ожелезнения — 0,9 м;

— пелит темно-серый пластичный, вязкий — 0,2 м.

Абсолютный возраст (^{14}C) по обломкам раковин показал 13710 лет [82].

Микрофаунистический анализ донных станций, проведенный в лаборатории ВНИИОкеангеологии, позволил выделить комплекс мезо-кайнозойских фораминифер. В комплексе агглютинирующие формы представлены в основном обломками. В некоторых пробах отмечены единичные *Alveolophragmium crassimargo*, *Reophax curtus*. Из секреторных фораминифер наиболее часто встречаются *Cassidulina reniforme*, *Cibicides lobatulus*, *C.rotundatus*, *Elphidium clavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cribrononion incertum*, *Buccella* sp. В отдельных пробах встречены единичные раковины *Elphidiella groenlandicum*, *Islandiella limbata*, *I.umbonata*, *Protelphidium ustulatum* со следами переотложения. Для этой ассоциации характерно присутствие, помимо находящихся *in situ* четвертичных видов, до 10 видов переотложенных юрско-меловых фораминифер, причем в большей части исследуемых проб они количественно преобладают над четвертичными. Вмещающие слои с небогатым систематическим составом бентосных фораминифер и с относительно разнообразным переотложенным юрско-меловым можно отнести к позднему плейстоцену.

Максимальная вскрытая мощность морских отложений верхнего неоплейстоцена на шельфе составляет 1,5–2,0 м.

Голоцен

Современное звено. В составе современного звена выделяются: морские и морские волновые, нефелоидные, декливиальные и турбидитовые отложения на акватории, а также морские, ледниковые и флювиогляциальные отложения на архипелаге. Кроме того, сюда же отнесены и льды современного покровного оледенения, занимающие большую часть территории островов архипелага.

На акватории голоценовый комплекс морских осадков (мариний) (mH) наиболее изучен. На соседних листах он выделен как анненский горизонт [83]. Следует сказать, что при составлении карты четвертичных образований верхняя часть голоценовых отложений от 0,2 до 1,0 м. снята, так как активный верхний слой закартирован на литологической карте дна акватории. Для осадков характерны зеленовато-серые и коричневатые тона при преобладающем сером цвете. Консистенция отложений, особенно в верхней части разреза, текучая или мягкопластичная.

В пределах шельфа современные морские отложения развиты, чаще всего, на отметках от 300 м и глубже, занимая центральные части желоба Св. Анны и переуглубленные межостровные проливы арх. ЗФИ. Залегают голоценовые отложения либо на дочетвертичных породах, либо на верхне-неоплейстоценовых осадках.

По литологическому составу преобладают пелиты и алевропелиты. Для осадков характерно постоянное присутствие большого количества гидротроилита. Нередко отмечается присутствие песчаных разностей в рассеянном виде либо в тонких прослоях. Крупнообломочный материал встречается на участках, примыкающих к выходам коренных пород.

Минералогический состав голоценовых осадков по породообразующим минералам охарактеризован Д. С. Яшиным и В. А. Кошелевой как полевошпат-кварцевый. По процентному соотношению кварца, полевых шпатов и слюд отложения относятся к слюдисто(<25%)-полевошпатово(15–25%)-кварцевым(>35%).

Микрофаунистический анализ позволил выделять в голоценовых осадках два горизонта, отличающихся видовым составом.

Нижний характеризуется ассоциацией с богатыми известковыми и планктонными фораминиферами, в которых доминируют североатлантические *Melonis barleeianum*, *M. zaandamae*, *Cibicides lobatulus*, *Nonionella labradorica*, *Elphidiella arctica* и планктонный вид *Globigerina pachiderma*. К этому интервалу приурочены бореальные и аркто-бореальные остракоды *Rabilimis mirabilis*, *Heterocyprideis sorbyana*, *Normanicypthere leioderma*.

Выше этого слоя прослеживается ассоциация фораминифер с характерными видами *Bulimina marginata*, *Pullenia buloides*, *Islandiella laevigata*, которые среди четвертичных ассоциаций изученных колонок встречены впервые. Для неё также характерно присутствие североатлантических видов, что отражает время, благоприятное для развития комплекса фораминифер с сильным влиянием богатых кислородом атлантических вод. Скорее всего, эти условия сложились в среднем голоцене, около 5–7 тыс. лет назад по радиоуглеродной шкале [83].

Абсолютные датировки (^{14}C) по раковинам морских моллюсков дают возраст от 4000 до 9000 лет. Так, датировка с интервала 15–25 см с юго-восточной стороны о. Грэм-Белл показала 3910 лет (ЛУ-5777), а у южной стороны о. Земля Вильчека — 6890 лет (ЛУ-5774).

Морские волновые отложения (морской ундалювий) (mvH) развиты на мелководье островных поднятий в зоне прибрежно-волновой деятельности моря. Представлены миктитами с преобладанием песчаной разности.

Морские нефелоидные отложения (mnН) развиты в глубоководной котловине Нансена на глубинах более 3000 м. Представлены чистыми пелитами.

Морские декливиальные отложения (mdН) развиты на континентальном склоне в северо-восточной части листа. Отложения выделены условно, их наличие предполагается по особенностям рельефа дна. В этой части склона выделяются наклонные холмистые образования предположительно оползневого характера, сложенные пелитами с примесью песка.

На арх. ЗФИ морские отложения (mН) слагают абразионно-аккумулятивные террасы разных уровней и пляжи. В геоморфологическом плане выделяются террасы высоких уровней (60–30 м) и низких (от 5 до 26 м).

Высокие террасы имеют четко выраженные поверхности, где на выходах коренных пород имеется маломощный (до 1 м) покров или отдельные высыпки песчано-гравийно-галечного материала с обломками макрофауны.

По сравнению с террасами более высоких уровней, низкие отличаются более четкой выраженностью, лучшей сохранностью рыхлого покрова, наличием сохранившихся береговых валов, иногда присутствием отшнурованных от моря лагун, большим количеством раковин хорошей сохранности и обилием костей морских млекопитающих. Как правило, отложения низких террас имеют двух-трехчленное строение: глинистая часть снизу сменяется песчаной в середине и сверху отложения перекрываются гравийно-галечным материалом. Мощность отложений может достигать 4–6 м.

Комплекс морских моллюсков представлен: *Astarte borealis* (Chemn.) var. *placenta* Morch., *Mya arenaria* (L.), *Mya truncata* (L.), *Hiatella arctica* (L.), *Buccinum* sp., *Gomphina fluctuosa naria* (L.).

Террасы нижних уровней отличаются разнообразием видового состава фауны, где наряду с преобладающими арктобореальными формами присутствуют и арктические. К арктобореальным видам относятся: *Balanus crenatus* Bruggniere *Natica clausa* (*Cryptonatica tectonifion*) Brod. et Sow., *Siphoniscus* Chemn., *Astarte borealis* Chemn. *tipica*, *A. borealis* var. *placenta* Morch., *Mya truncata* (L.) f. *tipica*, *Saxicava arctica* (L.) f. *tipica* и *S. arctica* (L.) f. *pholadis*. К арктическим: *Triphonopsis clatratus* (L.), *Musculus discreepans* Grey, *Astarte montagui* (Dillw.) f. *typica* Lensen, *Buccinum groelandicum* Chemn., *B. hydrophanum* Hank var. *elfata*, *B. glaciale* (L.), *Neptinen borealis* Phill, *Cyrtodaria enriana* Dunk.

Предшествующими исследователями [66] установлено, что возраст отложений террас, вследствие гляциоизостатического поднятия архипелага, закономерно увеличивался от низких уровней к высоким. Полученные нами данные определений абсолютного возраста (табл. 3 и рис. 5.) по листам U-41–44 и U-37–40 вносят существенную добавку: на некоторых островах высокие террасы имеют более молодой возраст, нежели низкие, и одни и те же уровни на разных островах имеют различный возраст. Такие «несогласования» объясняются более сложным неотектоническим режимом и возможной трансгрессией в голоцене.

Пляжевые отложения наиболее широко развиты на островах, сложенных осадочными мезозойскими породами, и представлены большей частью песчаными осадками с включением гравийно-галечного материала. На островах, где на поверхность выходят базальтовые покровы, пляжевые отложения обычно имеют валунно-галечный состав.

Ледниковые отложения (тилл) (gH) на островах архипелага развиты сравнительно слабо. Как правило, это боковые морены, представленные узкими грядами, сложенными суглинисто-песчаными отложениями с обилием щебня и дресвы. Конечно-моренные образования встречаются сравнительно редко, поскольку основная масса выводных ледников разгружается непосредственно в море. Наибольшее распространение ледниковых отложений выявлено на о. Земля Вильчека. Средняя мощность от 10 до 20 м.

Флювиогляциальные отложения (гляциофлювиал) (fH) слагают зандровые поля и конусы на участках, примыкающих к современным ледникам. Они закартированы на локальных участках островов Грэм-Белл, Ла-Ронсьер, Земля Вильчека, где имеются сравнительно большие площади, свободные от ледового покрова. Примером может служить о. Грэм-Белл, где водно-ледниковые отложения, представленные мало-мощным покровом суглинистого материала с включением щебня и плохо-окатанных обломков, слагают волнистую уплощенную равнину. Мощность отложений редко превышает 1–2 м.

Фирн ледникового покрова занимает не менее 80% территории архипелага. Оледенение принадлежит к покровному, покровно-сетчатому и на некоторых островах приближается к сетчатому. Основными формами ледников являются: ледники плато (щиты и купола), ледники долин (выводные ледники) и переходная форма — площади оседания. Построенная по результатам профильного радиолокационного зондирования карта мощностей ледового покрова позволяет достаточно достоверно уточнить распределение морфологических типов ледников и их комплексов на территории архипелага. Максимальные мощности льда, характерные для ледниковых щитов (куполов), приурочены к северной и восточной окраине архипелага на островах Ева-Лив, Ла-Ронсьер, Грэм-Белл, а также на о. Ушакова, где достигают 300–400 м. Для южной окраины архипелага характерно развитие сравнительно крупных куполов в сочетании с выводными ледниками и площадями оседания (о. Земля Вильчека). Мощность льда в районе куполов изменяется от 100 до 200 м.

Для более мелких островов наиболее характерны площади оседания в сочетании с небольшими куполами. Мощность ледового покрова здесь в среднем составляет 50–100 м (острова Гофмана, Гохштетера, Аделаиды, Фреден).

Среднее—современное звенья нерасчлененные. Морские декливиальные отложения (mdII–H) выделяются в достаточной степени условно. Основанием для их выделения служит присутствие таких осадков в смежном районе арх. Шпицберген [78], где пелиты и алевропелиты, относимые к этому возрастному интервалу, залегают у подножия континентального склона.

Морские турбидитовые отложения (mtII–Н) выделяются также условно на континентальном склоне. Основанием для их выделения является анализ батиметрии: в средней части континентального склона, напротив желоба Св. Анны, расположение изобат указывает на наличие конусовидных наклонных поверхностей, образование которых, вероятно, связано с отложениями текущих потоков.

Верхнее—современное звенья нерасчлененные. Ледниковые и ледниково-морские отложения позднего неоплейстоцена—голоцена (g, gmIII–Н), гляциогенные и морские отложения (g, mIII–Н) широко распространены на шельфе рассматриваемой территории на отметках от 100–150 до 200 м. Как правило, они приурочены к поднятиям, центральные части которых образованы выходами дочетвертичного основания с прерывистым маломощным (до 1 м) покровом голоценовых отложений. Характерными чертами отложений являются плохая сортированность и пестрота литологического состава. Представлены они большей частью песчано-алеврито-глинистым диамиктоном с дресвой, щебнем, гравием и галькой. Содержание обломочного материала снижается по мере удаления от выступов дочетвертичных пород. В осадках практически отсутствуют комплексы фораминифер, встречаются только единичные формы и их обломки. Залегают отложения обычно на дочетвертичных породах. Мощность изменяется от десятков сантиметров до первых метров.

Морские (мариний) (mIII–Н) и морские декливиальные (mdIII–Н) отложения приурочены к бортам желоба Св. Анны. Отложения наиболее широко развиты на участках островов, сложенных песчано-глинистыми мезозойскими породами. Для них характерна тонкая слоистость, параллельная склону. По составу отложения представлены супесчано-суглинистыми образованиями иногда с включением щебня и дресвы. Мощность отложений в среднем составляет не более 0,5–1 м, достигая 1,5–2 м в нижней части склона.

Морские турбидитовые отложения (mtIII–Н) выделены условно по особенностям рельефа дна на континентальном склоне в северной части листа. На подножии континентального склона предполагаются алевропелитовые отложения.

Нерасчлененные отложения. К нерасчлененным отложениям относятся элювиальные, а также смешанные элювиально-делювиальные и делювиально-солифлюкционные образования. Для них характерна незначительная мощность и фрагментарность распространения, поэтому на карте показаны только участки максимального распространения.

Элювиальные отложения (e) на островах архипелага приурочены к уплощенным формам рельефа, особенно в районах развития базальтовых плато, и к выровненным вершинам нунатаков. Основным фактором их формирования является морозное выветривание и колебания температуры. В зависимости от состава подстилающих пород, элювиальные отложения представлены либо глыбово-щебнистыми развалами на базальтах, либо щебнисто-дресвяным материалом с супесчано-суглинистым заполнителем — на осадочных породах. Мощность отложений редко превышает 1 м.

Смешанные элювиальные и делювиальные отложения (ed), сходные по составу и мощностям с элювиальными, развиты на полого-выпуклых водораздельных поверхностях. На склонах часто проявляются процессы плоскостного смыва при таянии снегового покрова в летний период и сезонной оттайки вечной мерзлоты. Отложения наиболее широко развиты на участках островов, сложенных песчано-глинистыми мезозойскими породами. Для них характерна тонкая слоистость, параллельная склону. По составу отложения представлены супесчано-суглинистыми образованиями с включением щебня и дресвы. Мощность отложений в среднем составляет не более 0,5–1 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (ds) выделяются на участках выположенных склонов. Формируются отложения в результате медленного течения вниз по склону переувлажненных рыхлых осадков. Нередко у подножия склонов формируется натечный микрорельеф. Наибольшее распространение отмечено на о. Грэм-Белл. Мощность делювиально-солифлюкционных отложений не превышает мощности оттайки и равна 0,5 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности дна и текст объяснительной записки к ней приводятся по материалам морских геолого-геофизических работ ФГУНПП «ПМГРЭ», проведенных в 1994, 2000, 2001 и 2006 гг. [82, 83].

Распределение современных донных отложений региона контролируется различными факторами, важнейшими из которых являются рельеф дна, гидродинамический режим бассейна, береговая и донная абразия, ледовый разнос, а также деятельность морских организмов и в незначительной степени — деятельность временных потоков на арх. ЗФИ.

Отличительной чертой процессов современного седиментогенеза на изученной площади является резкое преобладание в осадках терригенного материала, основной источник которого — острова арх. ЗФИ и о. Ушакова. Терригенный материал поставляется и за счет продуктов деструкции поверхностей и склонов подводных возвышенностей, сложенных дочетвертичными породами, которые перекрыты маломощным (до 10–20 см) прерывистым плащом донных осадков. Следует также отметить роль взвешенного материала как источника накопления осадков, который поступает в район желоба Св. Анны различными путями: от выноса продуктов экзарации ледниками с островов в составе талых вод и айсбергов до привноса дрейфующими льдами. Такой представляется общая схема поступления терригенного материала, формирующего донные осадки акватории.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

По вещественно-генетическому составу выделяются терригенные, палимпсестовые, эдафогенно-терригенные и биогенно-терригенные отложения.

Наибольшее распространение на изученной площади имеют терригенные осадки, которые на Литологической карте поверхности дна крапом не выделяются как доминирующий тип. Основным источником поступления терригенного материала являются продукты разрушения пород арх. ЗФИ, береговая и донная абразия. Большая часть грубообломочного материала оседает в береговой зоне островов. Однако, попав в зону волновых явлений, а также придонных и приповерхностных течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидродинамическими факторами и в зависимости от

морфологии дна. До глубин примерно 100 м формируются осадки с преобладанием песчаной составляющей, на глубинах от 100 до 250 м происходит осаждение в воде алеврито-пелитовых частиц. На глубинах более 250 м осадкообразование обуславливается сочетанием ряда факторов — придонными течениями, волновыми явлениями, выпадением из взвеси в условиях пониженной гидродинамической активности. В этих условиях формируются пелитовые осадки, размер частиц которых в целом уменьшается с увеличением глубины моря.

Палимпсестово-терригенные осадки образуются в основном у абразионных берегов и представляют собой разноразмерные накопления, формирующиеся в процессе разрушения береговых образований. Осадки характеризуются слабой сортировкой и широким диапазоном гранулометрических фракций — от песков различной зернистости до гравийно-галечных. Этот тип осадков выделен главным образом у островов.

Эдафогенно-терригенные осадки представляют собой продукты разрушения дочетвертичных пород и покрывают маломощным (до 10–20 см) прерывистым чехлом подводные поднятия. Механизм их образования в общих чертах схож с таковым для палимпсестово-терригенных образований. Эти осадки отмечены практически на всех участках, которые на Карте четвертичных образований показаны как выходы на поверхность дна дочетвертичных пород. Поля дочетвертичных образований представляют собой платообразные поверхности. В большинстве случаев они сложены триасовыми и юрскими осадками, а также пластовыми интрузиями, меловыми базальтами и туфами. Большие площади эдафогенно-терригенных осадков отмечены в районе поднятия о. Ушакова.

Декливиальные осадки образуются под действием гравитационных процессов на подводных склонах. На континентальном склоне в районе, прилегающем к желобу Св. Анны, выделены осадки, сформированные в результате деятельности суспензионных потоков, а вдоль бортов желоба — осадки, сформированные в результате обрушения склонов.

Биогенно-терригенные осадки не имеют широкого развития и выявлены лишь на 2–3 участках (показаны внемасштабным знаком — «ракуша») в поле развития палимпсестово-терригенных осадков. Биогенная составляющая осадков представлена раковинами *Bivalvia*, домиками *Balanus*, обломками кораллов, а также их детритом с примесью песчаного и алеврито-пелитового материала.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Гранулометрический состав донных отложений определялся по результатам гранулометрического анализа отобранных нами поверхностных (первые 10 см) проб донного опробования. Кроме того, привлекались материалы предшествующих исследований [82, 83].

По гранулометрическому составу, в соответствии с классификацией ВНИИОкеангеология, выделены три группы осадков: моногранулярные, бигранулярные и смешанного типа.

Моногранулярные осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены песками и пелитами.

Песчаные осадки связаны главным образом с положительными формами донного рельефа и располагаются в узких приостровных зонах. Представлены в основном мелко- и среднезернистыми песками с высокой степенью сортированности.

Пелиты (75–85% пелитовой фракции) покрывают поверхность континентального склона, его подножие, а также развиты по периферии глубоководной котловины Нансена в пределах картируемой площади. По процентному содержанию пелитовой составляющей осадка выделяется разновидность пелитов чистых с содержанием пелитовой фракции более 85%. Распространены пелиты чистые в нижней части континентального подножия и в котловине Нансена.

Содержания (г/т) элементов-примесей в поверхностном слое

Элементы	Глины, глубоководные осадки	Терригенные пелагические осадки Атлантического океана	Балтийское море		Глины и сланцы	Литологические разности в рамках листа элементов и интервалы		
			Пески, алевриты	Илы		Алевритовые пелиты	Пелитовые алевриты	
Va	2300	550	408	506	550	487 (200–920)	565 (200–910)	
Ti	4600	4500	2800	4600	4000	4700 (4400–5200)	3460 (1400–5600)	
Mn	6700	4400	300	1600	700	4200 (2900–6200)	3160 (500–7200)	
Pb	80		20	400	15	24 (18–30)	17 (8–30)	
Cr	90	97	50	113	90	160 (90–400)	171 (110–380)	
Ga	20				30	26 (16–52)	14 (6–36)	
Ni	225	64	21	42	70	65 (50–96)	66 (45–88)	
V	120	178	55	141	150	233 (150–290)	179 (30–250)	
Cu	250	120	14	49	55	47 (35–70)	31 (6–65)	
Y	90				26	40 (20–54)	31 (6–60)	
Zn	165	184	44	155	95	145 (110–200)	90 (10–200)	
Zr	150	130	281	264	200	140 (120–160)	143 (80–190)	
Co	740	40	10	10	19	24 (20–28)	17 (5–35)	
Sr	180				260	370 (300–400)	300(100–450)	
Sc	19				12	16 (14–20)	14 (6–28)	
n			130			6	14	

Среди осадков бигранулярного состава выделяются: алевритовый песок, песчаные алевриты, пелитовые алевриты и алевритовые пелиты.

Алевритовый песок и песчаные алевриты часто образуют ореолы вокруг подводных выходов дочетвертичных образований и на подводных продолжениях островов на глубинах от 0–50 до 200 м. В алевритовых песках песчаная фракция составляет 50–75 %, алевритовая — 25–35 %. В песчаных алевритах, соответственно, наоборот: песчаная — 25–35 %, алевритовая — 50–75 %. Отмечается незначительная примесь других фракционных групп.

Пелитовые алевриты широко развиты в шельфовой части листа на островных поднятиях и в желобе Св. Анны на глубинах от 50 до 500 м. Алевритовая составляющая осадка достигает 70 %, пелитовая фракция — 30 %. В небольшом количестве присутствуют другие фракции.

Таблица 4

(0–3 см) донных осадков желоба Святой Анны [82]

Желоб Святой Анны						
U-41–44 — средние содержания колебаний (в скобках)		X_{cp}	S	v	Аномальные содержания ($X > X_{cp} + 2S$) и номера станций (в скобках)	
Алевритовые пески и песчаные алевриты	Гранулометрически смешанные осадки					
501(200–800)	330 (200–840)	465	257	0,55		
3370 (1400–5000)	4950 (1900–6800)	4100	1170	0,29	6800 (44)	
2120 (900–4200)	2870 (1800–4100)	3510	2580	0,74	14000 (9), 11000(28)	
10 (4–18)	16 (12–22)	17	6	0,35	29 (1), 30 (2), 30 (29)	
149 (80–260)	141 (40–310)	191	125	0,65	600 (23)	
24 (6–46)	21 (6–62)	24	21	0,88	72 (30), 82 (31)	
49 (35–78)	61 (52–78)	65	20	0,31	130 (1), 130 (11)	
124 (60–200)	199 (140–290)	186	67	0,36		
36 (12–85)	39 (16–58)	41	24	0,59	150 (20)	
30 (6–62)	40 (16–56)	35	15	0,43		
69 (10–200)	108 (50–200)	93	58	0,62		
133 (80–160)	134 (4–21)	150	68	0,45	470 (17)	
16 (6–28)	19 (15–25)	19	8	0,42		
340(300–450)	380 (300–400)	338	85	0,25		
12 (6–24)	13 (6–14)	13	7	0,54	28 (5)	
7	8	45				

Алевритовые пелиты распространены в пределах впадин на шельфе перед континентальным склоном и в желобе Св. Анны, а также в переуглублениях проливов арх. ЗФИ. Глубины распространения — от 100 до 700 м. Пелитовая составляющая осадка достигает 70 %, алевритовая — до 30 %. В небольшом количестве присутствуют другие фракции.

Осадки смешанного типа (пелито-алеврито-песчаные, песчано-пелито-алевритовые и песчано-алеврито-пелитовые) имеют ограниченное распространение, отмечаются только в юго-юго-западной части листа и в центральной части желоба Св. Анны на широте северной части о. Грэм-Белл. Глубины распространения — от 200 до 600 м. Осадки сложены песчаной, алевритовой и пелитовой фракциями примерно в равных количествах в зависимости от литологии области сноса.

В целом гранулометрический состав осадков четко контролируется батиметрическим положением, изменяясь с глубиной от осадков преимущественно песчаного состава до пелитов и чистых пелитов.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ

Пробы донных осадков из поверхностного слоя (0–3 см), отобранные на 45 станциях, были проанализированы на 18 элементов методом количественного спектрального анализа во ВНИИОкеангеология [82]. Непосредственно на площади листа U-41–44 располагаются 35 станций, а прочие пробы отобраны несколько южнее. Опробованием охвачены днище и борта желоба Св. Анны. Концентрации As, Cd и Ag во всех пробах оказались ниже порога чувствительности анализа (0,001; 0,0003 и 0,000001 г/т соответственно). Средние содержания остальных элементов приведены в табл. 4.

Геохимической особенностью донных осадков описываемого района являются повышенные по сравнению как с глинами, так и с глубоководными илами, содержания Cr, Sr и V. Средние концентрации прочих элементов, за исключением Cr и Mn, ближе всего к кларковым содержаниям в глинах. Частичное сходство отмечается с илами Балтийского моря (по Ti, Ba, Cu) и терригенными глубоководными илами Атлантического океана (Mn, Ni, Zn, V).

Наблюдается некоторое обогащение элементами-примесями алевритовых пелитов по сравнению с более грубодисперсными осадками (табл. 4). Гораздо большую роль в распределении микропримесей в донных осадках играет пространственное расположение последних (рис. 6). Донные осадки в днище желоба, особенно в его южной части, обогащены почти всеми элементами-примесями; к северо-востоку от арх. ЗФИ наблюдается обогащение Ti, Ni, Zr, Pb; к югу от ЗФИ — Y, Ti, Zn; к югу от о. Ушакова — Ga и Zr. Донные осадки к северо-западу от о. Ушакова отличаются самыми низкими концентрациями элементов-примесей. Таким образом, налицо различие геохимической характеристики донных осадков западного (поднятие ЗФИ) и восточного (северная часть Северо-Карского поднятия)

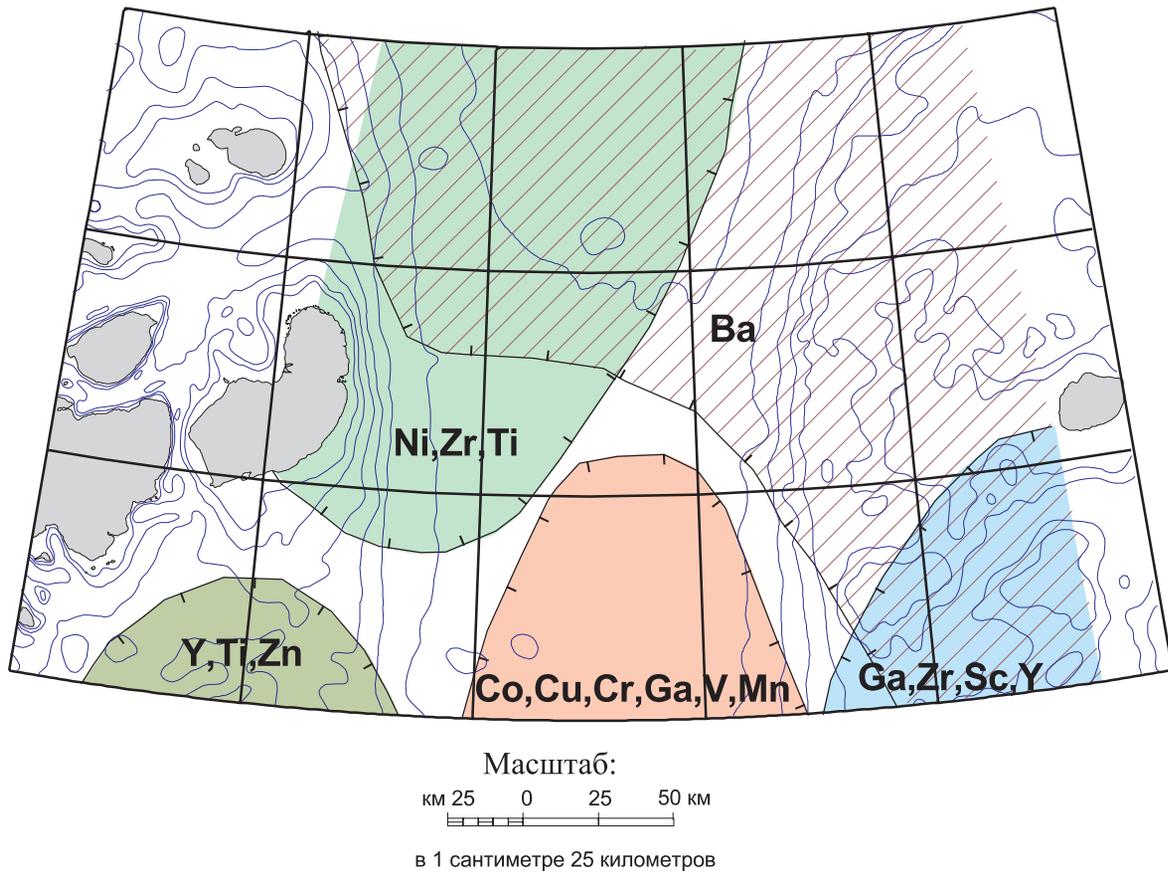


Рис. 6. Участки повышенных концентраций элементов-примесей в поверхностном слое (0–3 см) донных осадков желоба Святой Анны.

бортов желоба Св. Анны при их отличии от осадков непосредственно из днища желоба. Очевидно, указанные особенности объясняются различиями состава области сноса и условий формирования отложений.

Для ряда элементов установлены слабоконтрастные (от 1,5 до 3 стандартных отклонений) точечные и площадные аномалии (табл. 4), вынесенные на литологическую карту. Геохимические аномалии сосредоточены в осевой части желоба и в его западном борту.

МАГМАТИЗМ

На площади листа выделены циглеровский и армитиджский магматические комплексы мелового этапа тектоно-магматической активизации и нерасчлененные мезозойские интрузии основного состава.

МЕЛОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Циглеровский монцодиоритовый гипабиссальный комплекс малых интрузий раннемелового возраста объединяет: силлы монцогаббро ($\epsilon\nu K_{1z}$) и монцодиоритов (μK_{1z}) на севере о. Земля Вильчека, шток трахибазальтов ($\tau\beta K_{1z}$) на западе о. Ла-Ронсьер; штоки и дайки трахандезибазальтов ($\tau\alpha\beta K_{1z}$) на юге о. Земля Вильчека, островах Грээм-Белл и Мак-Культа; штоки и дайки лейкобазальтов на юге о. Клагенфурт и на юге о. Земля Вильчека (скалы Вюллельсдорфа); шток андезибазальтов на о. Южный Гохштеттера.

Комплекс выделен в процессе подготовки Легенды Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов ГКК-1000/3 по материалам ГДП-1000, проведенного ФГУНПП «ПМГРЭ» на площади листов U-37—40 и U-41—44 в 2000—2001 гг. Название комплексу дано по о. Циглера, где на юге п-ова Брайса было впервые для архипелага установлено наличие интрузий, сложенных субщелочными породами среднего и основного состава.

По химическому составу породы комплекса относятся к основным и средним нормального и субщелочного ряда с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 5). Породы отличаются высоким содержанием двуокиси титана. Разновидности, отнесенные к субщелочным, строго говоря, являются переходными от нормальных к субщелочным, но отнесены к последним с тем, чтобы подчеркнуть разницу в химизме по сравнению с интрузиями армитиджского комплекса.

Силлы монцогаббро северного побережья о. Земля Вильчека сложены среднекристаллическими породами, состоящими из плагиоклаза (50—60%) и моноклинного пироксена (30—40%). В интерстициях присутствуют кварц и калиевый полевой шпат, составляющие около 10%. Структура пород — габбровая. Отмечаются участки крупнокристаллического пегматоидного строения. Для монцодиоритов характерны резкое преобладание плагиоклазов, призматически-зернистые структуры и присутствие до 15% калиевого полевого шпата. В районе горы Фербанк отмечено пересечение силлов

согласными и секущими (субвертикальными) полевошпатовыми жилами. Заметного воздействия на вмещающие породы не наблюдается, за исключением маломощной зоны закалки. Силлы локализованы в нижней части поздне триасовых отложений, имеют слабый наклон к югу и располагаются преимущественно на низких гипсометрических уровнях, слагая нижние ступени береговых обрывов. Видимая мощность силлов достигает 10 м, по простиранию прослежены на первые километры.

Шток на о. Ла-Ронсьер представляет собой апикальную часть наклонного под углом 45° к северо-востоку тела, сложенного афанитовыми трахибазальтами. Вмещающие анизийские аргиллиты ороговикованы, ожелезнены и превращены в желтые глины на расстояние до 3–4 м от контакта.

Шток трахиандезибазальтов на северо-восточном берегу зал. Персей (юг о. Земля Вильчека) имеет мощность более 10 м, отличается, по данным наземных магнитометрических работ, высокой магнитностью и, видимо, является высокотемпературным, поскольку в апикальной части присутствуют пустоты, выполненные друзами горного хрусталя и зональными халцедонами.

Штоки лейкобазальтов на южном берегу о. Клагенфурт представляют собой группу конусообразных изолированных выходов высотой от 2–3 до 10 м. Штоки сложены тонкокристаллическими породами с шаровой, веерообразной и мелкостолбчатой отдельностью. Восточный выход в виде цепочки мелких надводных и подводных скал прослеживается к юго-востоку от острова на расстояние до 4 км.

Шток андезибазальтов на о. Южный Гохштеттера был выявлен наземными магнитометрическими работами. Фрагмент интрузии представляет собой невысокий (1–2 м) изометричный выход высокомагнитных пород, внедренных в псефитовые туфы армитиджской свиты. Площадь выхода 40×40 м. Цепочка мелких интрузий прослеживается к северо-западу за пределы острова и листа.

Дайки о. Грэм-Белл слабо эродированы, прослеживаются, как правило, цепочками изолированных выходов в северо-западном направлении и имеют пестрые текстурно-структурные особенности. Видимая протяженность отдельных звеньев даек достигает первых километров, а мощность 10–40 м. В породах отмечаются атакситовые обособления стекла, трахитоидные и стекловатые структуры. Отличительными особенностями даек, относимых к циглеровскому комплексу, является слабая раскристаллизация и более кислый состав по сравнению с прочими. Породы сложены лейстами плагиоклазов, мелкими зернами моноклинных пироксенов и темным стеклом в разных соотношениях. Структуры пород — интерсервальная, долеритовая или гиалиновая. Рудные минералы представлены таблитчатыми, реже игольчатыми выделениями ильменита. Характерна сильная карбонатизация и ожелезнение как самих даек, так и вмещающих пород. Одна из даек на западе п-ова Холмистый (г. н. Восточная — четвертая по счету от западного берега) сложена пузыристыми гиалобазальтами и сильно измененными миндалекаменными базальтами, состоящими из хлоритизированного и карбонатизированного стекла и футляровидных лейст плагиоклаза. В западной приледниковой части п-ова Холмистый

Химический состав пород

№ п.п.	Возраст (млн лет)	Форма залегания	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO
1	128	Шток	2	44,55	4,34	13,95	15,50	0,26	4,54
2	126	Силл?	2	45,45	3,50	14,55	16,08	0,21	3,68
3		Силл	1	47,27	2,84	13,47	14,92	0,21	5,84
4	122	Силл	1	46,32	2,74	14,58	14,56	0,18	5,44
5	105	Силл	2	59,27	1,60	15,15	8,41	0,12	1,91
6		Шток?	2	46,93	4,09	12,10	16,27	0,19	4,52
7		Силл	1	46,3	3,12	13,8	16,6	0,19	4,99
8		Дайка	5	50,87	2,34	13,12	14,82	0,21	4,67
9		Дайка	3	51,06	3,01	11,48	16,03	0,18	6,17
10		Дайка	5	51,26	2,98	13,57	14,86	0,16	4,24
11		Дайка	8	51,97	2,54	12,95	14,78	0,19	4,70
12		Дайка	2	50,93	3,40	15,04	13,65	0,16	2,78
13		Дайка	3	52,00	2,50	12,06	16,25	0,30	3,62
14		Силл?	2	44,99	3,09	12,82	15,51	0,12	7,39
15	108*	Валун	1	42,72	3,68	11,81	17,64	0,29	6,73
16	108	Шток	3	51,45	2,92	13,65	13,90	0,20	4,23
17	114	Шток?	1	51,1	2,79	13,0	14,0	0,26	5,24
18	6,8 (?)	Шток?	2	69,11	0,71	10,34	6,57	0,05	1,48
19	134	Шток?	3	45,5	4,42	12,9	16,8	0,25	5,13
20	130	Дайка?	1	51,37	2,62	15,59	14,43	2,76	0,23
21	111	Шток	1	48,6	3,05	13,1	17,4	0,23	4,95
22	126	Шток	4	47,5	3,25	13,5	16,7	0,23	5,05
23		Шток?	3	51,12	2,93	14,46	13,37	0,19	3,48
24	128	Шток	1	53,3	2,82	13,4	13,2	0,2	4,55

*№ 15 — валун из конгломератов в районе в.о. 63 на востоке п-ова Холмистый

установлена кровля силла(?), сложенного плагиофировыми оливиновыми лейкобазальт-трахибазальтами. Силл(?) пересечен дайкой габбро-долеритов армитиджского комплекса.

Средние содержания почти всех элементов-примесей в интрузиях циглеровского комплекса ниже кларковых для пород основного состава (табл. 6). Исключениями являются V, Cu и Zn, концентрации которых близки к кларковым. Трахиандезитобазальты характеризуются повышенными содержаниями Ba. Среди даек о. Грэм-Белл выделяется упоминавшаяся дайка Восточная, породы которой обогащены V (до 1000 г/т при среднем для даек в 430 г/т) и Sc (45 г/т при среднем 23 г/т). Высокие (30–40 г/т) содержания Sc отмечены также в породах из силла (?) на западе п-ова Холмистый.

Не исключено, что дайки и штоки лейкобазальт-трахиандезитового состава относятся к жерловой фации армитиджского комплекса, поскольку

циглеровского комплекса

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	сумма	Остров	Участок	
	9,61	3,20	0,83	1,25	1,90	99,94	Ла-Ронсьер	Мыс Рогатый	
	8,03	3,83	0,78	0,32	3,20	99,62	Гейдж		
	8,69	2,55	0,93	0,37	2,30	99,39	Земля Вильчека (север)	Мыс Шмарда	
	9,45	2,70	0,66	0,27	2,60	99,50		Скала Фербанкс	
	4,68	4,66	2,00	0,39	1,60	99,77			
	8,20	2,25	1,15	0,56	3,15	99,39			
	8,1	3,53	0,76	0,28	2,27	100,0			Скала Форакен
	9,22	2,41	0,73	0,24	1,16	99,79			Греэм-Белл
	6,70	1,95	1,08	0,38	1,43	99,47	Восточная		
	7,97	2,57	1,08	0,32	0,70	99,71	Ветвистая		
	8,25	2,64	0,70	0,34	0,70	99,81	Приморская		
	8,98	2,99	1,05	0,64	0,1	99,62	Игуана		
	7,70	2,51	1,08	0,23	1,57	99,83	Уральская		
	6,64	2,73	0,55	0,28	2,80	99,40	Руч. Угловой		
	10,31	2,02	0,61	0,42	3,20	99,49	Оз. Мелкое		
	8,52	2,67	0,51	0,27	1,65	99,96	Земля Вильчека (юг)	Зал. Персей	
	8,66	2,70	0,63	0,33	1,12	99,9		Мыс Хефера	
	4,47	6,37	1,31	0,51	1,80	99,71		Мыс Ламон	
	9,91	2,98	0,8	1,15	0,1	99,9		Скалы Вюллельсдорфа	
	7,86	3,55	1,15	0,74	0,0	100,3		Клагенфурт	
	9,04	2,70	0,38	0,36	0,24	100,0			
	9,70	2,85	0,41	0,38	0,47	100,0	Мак-Культа		
	8,76	2,71	0,57	0,25	2,20	100,0		Южный Гохштеттера, ЮЗ	
	8,06	2,34	0,79	0,32	1,0	100,0			

о. Греэм-Белл.

в составе армитиджской свиты на листе U-37–40 в центральной части арх. ЗФИ широко развиты трахиандезибазальты. В пользу такого предположения говорит и субвулканический облик отдельных интрузий, скорее похожих на некки, чем на штоки.

Возраст интрузий циглеровского комплекса на площади листа U-41–44 колеблется от 108 до 134 млн лет. По геологическим данным, интрузии имеют возраст не древнее валанжина, что хорошо согласуется с радиологическими определениями.

На востоке п-ова Холмистый (о. Греэм-Белл) в конгломератах неуставленного возраста обнаружены обломки плагиофировых трахибазальтов, сходных с породами циглеровского комплекса. Возраст обломков, по данным Ar-Ar исследований, составляет 108 млн лет (табл. 5). Приведенная датировка может указывать на нижнюю возрастную границу конгломератов.

Содержания (г/т) элементов-примесей в магматических

№ п.п.	n	V	Cr	Ba	Ni	Co	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ge	Ga
Кларк		300	230	290	80	30	150	90	6,0	0,1	84	2,0	1,5	18
Циглеровский														
1	1	260	64	330	15	30	40	40	4,0	0,03	100	1,5	<1	7,0
2*	1				30	15	50	100	1,0	<0,1	60	2,0	<1	8,0
3	2	410	54	93	35	25	35	113	4,0	0,035	40	<1	1	4,5
4	1	270	36	220	10	10	40	30	3,0	<0,03	100	<1	1,5	5,0
5	2	290	83	360	30	23	30	75	7,0	0,03	125	2,5	1,0	7,5
6	1	280	100	340	20	30	30	200	10	0,05	150	1,5	2,0	20
7	2	285	90	360	18	11	30	40	4,0	<0,03	65	1,5	1,0	4,0
8*	9	430	80	190	140	65	125	175	5,5	<0,1	190	4,0	0,3	33
9*	1	200	100	250	60	40	100	100	5,0	<0,1	150	4,0	1,0	20
10	1	340	93	83	20	15	30	100	5,0	0,04	100	1,0	<1	4,0
11	2	345	77	100	30	30	30	100	7,0	0,03	125	1,3	1,0	9,0
12	2	345	72	90	10	12	30	35	1,5	0,03	70	1,3	1,0	3,0
13	1	340	69	210	15	20	30	40	3,0	<0,03	70	1,0	1,0	4,0
14	1	290	66	78	15	30	30	70	3,0	0,03	100	1,0	1,0	5,0
Среднее		314	73	206	20	21	32	77	4,7	0,03	95	1,2	1,1	6,6
Армитиджский														
15*	5				20	15	100	200	6	0,15	150	3,0	<1	10
16	4	310	110	<50	40	38	30	210	3,5	0,05	137	3,0	1,1	7,0
17	3	310	100	51	30	20	165	127	10	0,03	63	1,2	1,5	5,0
18*	3				30	20	100	300	4,0	0,15	150	2,5	1,5	10
19*	1				10	6,0	100	80	1,0	0,15	60	1,5	<1	6,0
20*	8	430	125	<50	155	75	125	154	2,5	<0,1	110	3,6	0,3	26
21	2	355	100	<50	30	30	40	200	2,5	0,035	100	3,0	<1	5,0
22	1	280	140	<50	50	30	30	150	3,0	0,03	100	2,0	1,0	5,0
23	1	290	110	<50	40	40	30	300	7,0	0,04	200	2,0	5,0	1,5
24	2	205	300	<50	55	35	35	250	1,5	0,03	150	3,0	1,0	5,0
25	1	300	330	<50	70	50	50	30	3,0	0,04	200	1	1,0	10
26	4	280	110	<50	43	38	30	210	4,5	0,05	125	2,0	1,0	10
Среднее		291	163	<50	38	29	65	187	4,2	0,04	130	2,2	1,0	6,8
Нерасчленные														
27	1				20	8,0	100	80	1,0	0,2	50	1,0	<1	6,0
28	1	290	93	53	20	20	30	100	2,0	<0,03	100	1,5	<1	5
29	1	340	75	81	30	30	50	150	3,0	<0,03	150	2,0	<1	10
30	2	330	85	107	35	45	30	85	5,5	0,03	85	3,0	1,0	8,5
31*	3	330	80	<50	130	40	100	200	1,7	<0,1	67	3,0	<1	20

породах архипелага ЗФИ и прилегающей акватории

У	Форма залегания, порода		Остров, участок	
27				
комплекс				
10	Шток?	Трахибазальт	Ла-Ронсьер	Мыс Рогатый
<30	Силл	Габбро-монцогаббро	Земля Вильчека	Скала Фербанкс
<10	Силл			Скала Форакен
<10	Шток?	Трахибазальт		Мыс Ламон
<10	Шток	Трахиандезибазальт		Зал. Персей
<10	Шток			Мыс Хефера
<10	Шток			Мак-Культа
<30	Дайки		Греэм-Белл, п-ов Холмистый	
<30	Дайка	Лейкобазальт	Земля Вильчека, скалы3 Вюллельсдорфа	
<10	Шток	Базальт	Клагенфурт (юго-восток)	
<10	Шток	Лейкобазальт		
<10	Шток			
<10	Шток			
<10	Шток?	Андезибазальт	Южный Гохштеттера	
<10	<i>(Без учета проб со знаком *)</i>			
комплекс				
<30	Дайка		Ла-Ронсьер	Мыс Хилл
<10	Силл	Габбро	Трехлучевой	Запад
33	Силл	Габбро	Трехлучевой	Восток
<30	Силл	Габбро	Греэм-Белл	Мыс Лейтер
<30	Силл	Габбро-долериты		
<30	Дайки		Греэм-Белл, п-ов Холмистый	
10	Силл		Зал. Вильчека	Мыс Ламон
<10	Силл		Горбунова	
<10	Силл	Габбро	Зал. Вильчека	Мыс Хефера
<10	Силл	Оливиновое габбро	Дауэс	
<10	Силл		Деревянный	
<10	Силл	Габбро	Южный Гохштеттера	
<10	<i>(Без учета проб со знаком *)</i>			
интрузии				
<30	Дайка	Габбро	Гофмана	
<10	Дайка?	Долерит	Земля Вильчека	Мыс Виллас
<10	Силл	Габбро-долериты		
<10	Силл			Скала Форакен
15	Силл	Габбро		П-ов Ганза

№ п.п.	n	V	Cr	Ba	Ni	Co	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ge	Ga
Кларк		300	230	290	80	30	150	90	6,0	0,1	84	2,0	1,5	18
Обломки магматических пород из материала донных														
B-609-1	270	94	<50	50	50	<30	300	5,0	0,05	150	1,5	2,0	10	
B-610-1a	190	76	570	10	20	50	40	5,0	<0,03	100	2,0	1,0	7,0	
B-610-1в	310	140	<50	40	40	40	200	10	0,05	150	2,0	1,5	15	
B-619-1б	250	170	<50	70	50	30	300	7,0	0,05	100	1,5	1,5	20	
B-626-1	350	110	<50	50	50	<30	200	15	0,03	150	1,5	1,0	20	
B-629-2	350	88	<50	40	50	<30	500	10	0,07	150	2,0	1,0	10	
B-679-1	280	120	<50	10	40	<30	150	3,0	0,05	100	1,5	1,5	10	
B-683-1	280	92	<50	40	40	<30	200	5,0	0,07	150	1,0	1,5	10	
B-685-3	310	110	110	30	40	<30	150	10	0,04	70	1,5	1,0	10	
Среднее	300	115	<50	41	45	<30	250	8,1	0,05	128	1,6	1,4	13	
B-636-1	430	62	87	15	40	50	100	7,0	0,04	150	2,0	1,0	10	
B-636-2	350	110	61	30	40	50	200	5,0	0,05	100	2,0	1,0	10	
B-637-1	230	21	220	15	30	70	50	7,0	0,05	150	2,0	1,0	10	
B-637-2	500	78	190	40	40	100	200	7,0	0,04	200	3,0	1,5	20	
B-639-1	310	86	60	40	30	30	150	7,0	0,05	150	2,0	1,0	15	
B-645-1	270	120	<50	50	40	<30	150	5,0	0,07	100	1,0	1,0	10	
Среднее	364	71	124	28	36	60	140	6,6	0,05	150	2,8	1,1	13	

Примечание. Содержания V, Cr, Ba приведены по данным рентгеноспектрально-элементов — по данным полуколичественного спектрального анализа (ФГУП

*По данным полуколичественного спектрального анализа проб 1994, 2000—

На м. Хефера (юг о. Земля Вильчека) зафиксированы прорывы эруптивных газов, локализованные в оксфорд-кимериджских отложениях. Вмещающие породы в местах прорывов обожжены, брекчированы и в них отмечаются приваренные пемзовидные реликты вулканогенного материала риодацитового состава (69% кремнезема и 7,7% суммы щелочей). По данным наземных магнитометрических работ, под обожженными красноцветными породами на небольшой глубине установлено высокомагнитное близповерхностное тело трубочной формы размером 40×60 м, слабо наклоненное к западу. Аналогичное образование было ранее зафиксировано на м. Франкфурт о. Галля (лист U-37-40), где выбросы дацитового материала условно отнесены к времени формирования циглеровского комплекса [7]. Реликты риодацитового материала с м. Хефера были проанализированы Ar-Ar методом для определения возраста, в результате чего была получена датировка $6,8 \pm 1,8$ млн лет(!). В породах содержится до 20 г/т Ge и Mo; 500–800 г/т Zn; 2–5 г/т Ag.

В заключение краткого описания интрузий циглеровского комплекса необходимо подчеркнуть отчетливую пространственную приуроченность

У	Форма залегания, порода	Остров, участок
27		
станций (НИС «Вильнюс» — № ст. — № обр.), 2006 год		
<10	Габбро-долерит	Акватория к югу от островов Земля Вильчека и Грээм-Белл
<10	Лейкобазальт	
<10	Гиалобазальт	
<10	Габбронорит	
<10	Габбро	
<10	Габбро-долерит	
<10		
<10	Габбро-диабаз	
<10	Габбро	
<10	(Без 610–1а)	
10	Габбро	Акватория к северу от островов Земля Вильчека и Грээм-Белл
10	Лейкобазальт	
15	Монцогаббро	
10		
<10	Габбро	
<10	Габбро-долерит	
10	(Без 645–1)	

ного флюоресцентного (силикатного) анализа, выполненного во ВСЕГЕИ, а прочих «Невскгеология»);
2001 г. (ОМЭ «Севзапгеология»).

силлов к Вильчековской впадине, а даек и штоков — к Сальминскому поднятию.

Армитиджский габбро-базальтовый вулканический комплекс ранне-средне-мелового возраста был выделен в 1998 г. по материалам ГС-1000 [73] в качестве раннемеловой вулканоплутонической ассоциации, а впоследствии, при подготовке блока Серийной легенды, был трансформирован в вулканический комплекс. На арх. ЗФИ комплекс является наиболее представительной группой магматических образований и включает в себя покровы, экструзии и жерловые образования базальтов и андезибазальтов армитиджской свиты (отсюда название комплекса), а также субвулканические силлы и дайки габбро ($v K_{1-2a}$), реже — оливинового габбро ($v^o K_{1-2a}$).

В пределах листа U-41–44 комплекс представлен только интрузивной составляющей.

Силлы армитиджского комплекса сконцентрированы на площади Сальминского поднятия (юг островов Земля Вильчека и Грээм-Белл и мелкие острова к югу от о. Земля Вильчека) и, в меньшей мере, на границе

Александровского поднятия и Вильчековской впадины (острова Гейдж, Ла-Ронсьер и Трехлучевой).

Интрузии локализованы на контактах осадочных и вулканогенных толщ или разнородных по устойчивости пород. На современном эрозионном срезе силлы чаще всего венчают разрезы осадочных толщ, бронируя поверхность островов от разрушения, или являются отпрепарированными фрагментами с пологонаклонными поверхностями, слагающими нацело мелкие островки. Характерной чертой силлов является их строго согласное залегание с вмещающими породами, благодаря чему отпрепарированные кровли силлов подчеркивают пологие отрицательные и положительные структуры. Наиболее ярко такая картина наблюдается в окрестностях южной части о. Земля Вильчека и прилегающих мелких островов.

Химический состав пород

№ п.п.	Возраст, млн лет	Форма залегания	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO
1	112	Дайка	11	48,72	2,85	13,89	14,95	0,20	4,60	9,36
2		Силл	1	48,20	2,03	15,33	14,07	0,19	4,44	10,82
3	118	Силл	1	48,00	1,68	16,00	14,05	0,23	4,71	10,99
4		Силл	6	49,1	2,31	13,8	14,4	0,2	6,12	10,2
5	113	Дайка	6	49,1	2,34	13,53	14,26	0,19	5,55	10,78
6	116	Дайка	5	49,72	2,32	13,88	13,91	0,18	5,67	10,64
7		Дайка	3	45,88	3,14	12,27	14,86	0,20	7,41	9,72
8		Дайка	2	49,04	2,97	10,55	17,57	0,25	8,14	7,05
9	126	Дайка	1	49,64	2,16	19,01	10,47	0,14	2,95	11,66
10	121	Силл	3	49,27	2,02	15,59	14,91	0,21	4,58	10,04
11	136	Силл	2	47,43	1,75	13,79	14,50	0,21	8,34	10,28
12		Силл	2	47,72	1,53	15,46	13,71	0,19	7,91	10,44
13		Силл	2	48,2	1,84	16,3	12,9	0,18	5,5	11,9
14	132	Силл	4	48,9	2,12	13,6	15,9	0,22	5,88	10,4
15		Силл	5	49,02	1,61	16,99	12,08	0,18	4,77	11,30
16		Покров	1	46,4	3,1	13,2	17,2	0,23	5,46	9,76
17		Силл	2	47,81	1,93	14,60	14,74	0,23	6,98	9,88
18	132	Силл	1	48,3	1,87	13,7	14,8	0,2	7,41	10,8
19		Силл	1	47,8	1,77	13,2	14,6	0,2	8,11	11,2
20		Силл	2	47,9	1,8	12,5	15,0	0,2	8,5	11,2
21		Силл	2	48,5	1,7	14,7	15,0	0,2	6,11	11,0
22	113	Некк	1	48,33	1,83	15,62	13,86	0,18	4,77	10,51
23		Силл	1	48,7	1,71	14,3	14,5	0,2	6,29	11,1
24		Силл	4	48,0	1,75	14,5	14,1	0,2	5,9	11,7
25	119	Покров	2	48,85	2,61	14,78	14,95	0,21	4,16	9,54

Примечание. Возраст определен Ag-Ag методом.

Мощность силлов колеблется от 40 до 100–150 м и обычно выдержана по простиранию. Видимая протяженность силлов на отдельных участках достигает 10 км.

Для силлов островов Клагенфурт и Мак-Культа характерны коленчатые перегибы от восток-северо-восточного простирания к северо-западному. Отмечаются раздувы с эффектной трубообразной отдельностью, прослеживаемой на полную мощность силла, а также полосчатые текстуры.

Породы, слагающие силлы, довольно однообразны — свежие средне-крупнозернистые массивные серые и темно-серые долериты и габбро-долериты на всю мощность силла. По особенностям химического и минерального состава породы относятся к габбро (табл. 7). Тип щелочности — натриевый. Основными породообразующими минералами являются

Таблица 7

армитиджского комплекса

	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Остров	Мыс, участок
	2,39	0,71	0,45	1,20	99,33	Ла-Ронсьер	Хилл
	2,41	0,44	0,18	1,20	99,32		Рогатый
	2,35	0,44	0,19	1,30	99,93	Гейдж	
	2,50	0,59	0,22	0,52	100,0	Трехлучевой	
	2,26	0,49	0,22	0,95	99,67	Грэм-Белл	Крайняя
	2,34	0,46	0,24	0,56	99,91		Береговая
	1,82	0,75	0,54	2,07	99,69		Геодезическая.
	2,39	0,55	0,28	0,70	99,49		Игуана
	2,29	0,45	0,25	0,70	99,72		Уральская
	2,34	0,45	0,21	0,40	100,0		Мыс Лейтер
	2,09	0,33	0,20	1,10	100,0		Зал. Персей
	2,05	0,37	0,19	0,40	99,97		Земля Вильчека
	2,07	0,34	0,24	0,44	99,9	Ламон	
	2,14	0,48	0,2	0,1	100,0	Клагенфурт	
	2,53	0,39	0,21	0,60	99,67	Мак-Культа	
	2,64	0,37	0,52	1,01	100,0	Дауэс	
	2,41	0,40	0,26	0,30	99,52	Деревянный	
	1,97	0,36	0,16	0,40	99,9	Горбунова	
	2,41	0,26	0,18	0,29	100,0	Острова Гохштеттера	Северный
	1,87	0,34	0,32	0,28	99,9		Южный, СВ
	2,15	0,39	0,15	0,1	100		Южный, ЮЗ
	2,41	0,51	0,22	1,60	99,85		Южный, СЗ
	2,0	0,46	0,16	0,54	100,0		
	2,12	0,45	0,51	0,72	99,9		
	2,82	0,62	0,35	0,80	99,69		

моноклинные пироксены и плагиоклазы в равных соотношениях. Оливин, в различной степени измененный, составляет от 1–2 до 10 % породы. Особенностью химического состава силлов в районе зал. Персей, м. Хефера и близрасположенных островов Мак-Культа, Дауэс, Деревянный является повышенное по сравнению с другими интрузиями содержание MgO (табл. 7) при содержании оливина до 20–30 %, что позволяет отнести их к оливиновому габбро.

Силлы армитиджского комплекса имеют плотность 2,93–3,00 г/см³ и магнитную восприимчивость от 13 до 18×10^{-3} ед. СИ. Значения остаточной намагниченности варьируют от 41 до 131×10^{-3} ед. СИ. При достаточных размерах силлы хорошо выделяются на картах аномального магнитного поля.

К армитиджскому комплексу отнесена часть даек с запада и востока о. Грэм-Белл и отдельные звенья даек в центральной части п-ова Холмистый того же острова. Дайки залечивают те же нарушения, что и дайки циглеровского комплекса, в связи с чем отдельные звенья, казалось бы, одного и того же тела имеют различный состав. Сложены дайки преимущественно мелко-среднекристаллическими оливинсодержащими габбро с толеитовой, габбровой, гранулито-офитовой структурами.

Содержания элементов-примесей в породах армитиджского комплекса выше, чем в породах, относимых к циглеровскому комплексу (табл. 6). Исключением является Ва, концентрация которого по сравнению с интрузиями циглеровского комплекса постоянно и резко понижена. Геохимической особенностью пород армитиджского комплекса является обогащение Cu (кларк концентрации равен 2) и Zn ($K_k = 1,5$).

Возраст интрузивных пород комплекса колеблется от 136 до 112 млн лет (табл. 7). Нужно отметить, что близость возрастных интервалов формирования магматических образований циглеровского и армитиджского комплексов позволяет только условно считать армитиджский комплекс относительно более молодым и вопрос соотношений комплексов требует доработки.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Наличие мезозойских нерасчлененных интрузий основного состава (vMZ) предполагается на акватории в северо-западной части континентального склона, в бортах желоба Св. Анны, на площади Северо-Карского сводового поднятия и под ледниками островов Земля Вильчека и Грэм-Белл. Размеры и ориентировка вынесенных на карту интрузий обоснованы данными пересчета глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел, отождествляемых с телами основного состава. Обращает на себя внимание различие ориентировки и конфигурации близповерхностных магнитных аномалий: в пределах арх. ЗФИ это преимущественно вытянутые в северо-западном направлении контуры, на северо-западе желоба Св. Анны — субширотные, а на Северо-Карском поднятии — мелкие изометричные. Очевидно, такая разница объясняется различной формой залегания и, возможно, составом. Необходимо отметить, что, например,

по результатам ревизионных работ на о. Ушакова [43, 80], в составе обломков из-под ложа ледника и в составе гравийно-галечного материала, намывтого на склоне ледника на высоте 45 м, интрузивные породы основного состава отсутствуют. В составе подледниковых отложений обломки пород представлены кислыми эффузивами, плагиопорфирами, кремнями, кварцитами, песчаниками, известняками, глинисто-кремнистыми породами и алевролитами.

В состав нерасчлененных мезозойских интрузий отнесена часть магматических тел на островах арх. ЗФИ, которые по разным причинам не вписываются в меловые магматические комплексы, являясь промежуточными по составу и более древними по возрасту (№ 2–7 в табл. 8). К указанным телам относятся дайка на о. Гофмана, силлы верхних ярусов на севере о. Земля Вильчека и силл на юго-западе о. Земля Вильчека (участок м. Ганза). Породы, слагающие интрузии, представлены довольно свежими среднезернистыми габбро, почти не содержащими оливина. В интерстициях отмечается присутствие кварца и калиевого полевого шпата (в сумме не более 1%). Породы имеют черты сходства с выделенными на площади листа U-37–40 интрузиями ферсмановского ранне-среднеюрского комплекса, но имеют более свежий облик и радиологические датировки, устойчиво указывающие на позднюю юру (табл. 8). Выделение вышеописанных интрузий в отдельный комплекс не достаточно обосновано, в связи с чем на карте они показаны как нерасчлененные мезозойские. Силл на юго-западе о. Земля Вильчека на листе U-37–40 был отнесен к армитиджскому комплексу [7], но его радиологический возраст в 147 млн лет и пересечение дайками армитиджского комплекса с датировками 137 млн лет вынуждают отнести данную интрузию к нерасчлененным.

Особое место занимает слабо эродированная интрузия на м. Клюв о. Ева-Лив (№ 1 в табл. 8), локализованная в отложениях раннего триаса. Она резко отличается от всех интрузий архипелага сильным контактовым воздействием на вмещающие отложения и ярко выраженной палеотипностью (интенсивная амфиболизация, хлоритизация, биотитизация пироксенов, сосюритизация и карбонатизация плагиоклазов). По химическому составу породы относятся к семейству габбро нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности. Для интрузии имеется раннемеловая радиологическая датировка, но отнесение интрузии в циглеровский или армитиджский комплексы невозможно в связи с резкими отличиями от пород указанных комплексов.

Судя по химическому составу (табл. 8), содержаниям элементов-примесей (табл. 6) и петрографической характеристике обломков магматических пород из донно-каменного материала со дна акватории к югу от о. Земля Вильчека, там преобладают интрузии армитиджского комплекса. Возраст обломков оливинсодержащего габбро-долерита одного из подводных выходов интрузий составил 120 млн лет (табл. 8). В составе обломков ДКМ к северу от о. Земля Вильчека преобладают породы, сходные с породами циглеровского комплекса. Обращает на себя внимание обогащенность магматических пород из донно-каменного материала Co, Cu, Pb, Ag, Zn и Sn по сравнению с породами из обнажений на суше.

Химический состав пород нерасчлененных мезозойских

№ п.п.	Возраст, млн лет	Форма залегания	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO
Нерасчленен-									
1	122	Шток?	2	48,53	2,76	12,92	15,57	0,2	5,48
2	150	Дайка	1	48,96	2,35	14,49	14,09	0,17	4,36
3		Силл	2	50,0	3,01	13,7	14,8	0,19	4,94
4		Силл	4	49,32	2,32	15,06	14,42	0,20	4,04
5	156	Силл	1	49,05	4,58	12,97	16,97	0,2	3,21
6		Дайка	1	50,4	2,74	13,0	15,2	0,19	5,14
7		Дайка	2	49,32	2,76	13,43	15,17	0,21	4,49
8	147	Силл	4	49,61	1,88	15,96	13,82	0,20	4,51
Обломки магматических									
9	120	46-к	1	47,62	1,46	17,36	13,58	0,17	4,64
10		В-609	1	49,1	1,73	15,3	13,7	0,2	6,15
11		В-610	1	47,2	3,25	12,6	17,9	0,24	4,69
12		В-610	1	48,2	2,49	14,7	13,2	0,2	5,72
13		В-619	1	48,2	1,59	15,4	12,8	0,18	6,83
14		В-626	1	47,2	1,71	14,6	14,5	0,18	6,13
15		В-629	1	49,5	2,12	13,6	15,3	0,21	5,79
16		В-673	1	49,4	1,66	15,1	13,1	0,18	6,28
17		В-683	1	50,2	1,74	15,4	12,9	0,19	5,12
18		В-685	1	49,1	1,82	15,2	13,6	0,22	5,52
19		В-636	1	48,5	3,78	14,2	15,0	0,18	4,27
20		В-636	1	48,3	2,51	15,6	14,2	0,13	5,13
21		В-637	1	50,0	3,87	13,0	14,5	0,45	4,17
22		В-637	1	47,8	3,88	12,4	15,9	0,17	5,35
23		В-639	1	49,5	2,91	13,5	13,6	0,18	5,72
24		В-645	1	49,2	1,65	14,9	13,0	0,2	6,51

К нерасчлененным интрузиям мезозойского возраста отнесены интрузии, вскрытые параметрической скв. Северная (рис. 1), а также интрузии, показанные на разрезе к геологической карте. Сведения о составе, возрасте и положении интрузий в разрезе скважины приводятся в соответствии с отчетом о результатах параметрического бурения [85].

При бурении скважины установлено шесть интрузий мощностью от 3 до 87 м в интервалах глубин 756–759 (I), 1174–1221 (II), 1821–1908 (III), 2551–2554 (IV), 2563–2636 (V) и 2653–2657 м (VI). Две верхние интрузии локализованы в отложениях верхнего триаса, третья — на границе отложений поздне триасового и среднетриасового возраста, три нижние — в низах

интрузий и магматических пород из донно-каменного материала

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Остров	Участок
ные интрузии								
	8,54	2,64	0,76	0,35	1,95	99,68	Ева-Лив	Мыс Клюв
	10,23	2,65	0,46	0,30	1,60	99,67	Гофмана	
	9,3	2,63	0,85	0,32	0,28	99,9	Земля Вильчека, северный берег	Скала Форакен
	9,69	2,62	0,64	0,28	1,10	99,68		Мыс Виллас
	7,90	3,10	1,12	0,42	0,40	99,94		
	8,88	2,48	0,81	0,26	0,84	100,0		
	9,61	2,51	0,56	0,31	1,34	99,72	Греэм-Белл	Ближняя
	10,83	2,62	0,40	0,24	0,01	100,1	Земля Вильчека	Мыс Ганза
пород из донных отложений								
	9,82	2,68	0,53	0,24	0,60	98,70	Акватория к югу от островов Земля Вильчека и Греэм-Белл	
	10,5	2,1	0,52	0,16	0,6	100,0		
	8,04	2,95	0,59	0,86	1,71	99,9		
	11,0	2,56	0,37	0,28	1,18	99,9		
	11,4	2,09	0,35	0,14	0,93	100,0		
	10,9	2,21	0,34	0,34	1,81	99,8		
	10,4	2,19	0,54	0,21	0,15	99,9		
	11,0	2,34	0,44	0,14	0,34	100,0		
	10,8	2,27	0,55	0,18	0,78	100,0		
	11,1	2,25	0,43	0,18	0,55	100,0		
	9,43	2,9	0,84	0,33	0,45	99,9	Акватория к северу от островов Земля Вильчека и Греэм-Белл	
	8,06	2,95	0,58	0,45	1,99	99,9		
	7,14	3,44	1,52	0,65	1,24	99,9		
	8,69	2,81	1,04	0,37	1,46	99,9		
	9,19	2,86	0,74	0,29	1,39	99,9		
	11,2	2,1	0,43	0,14	0,63	100,0		

ладинских отложений (рис. 1). Керном охарактеризованы I, III, V и VI интрузии (сверху вниз по разрезу скважины). Вторая и четвертая интрузии выделены по геофизическим параметрам, позволяющим сопоставить их, соответственно, с третьей и шестой интрузиями. Для проб, отобранных из магматических пород, выполнены силикатный и спектральный анализы, определения возраста К-Аг методом и петрографические описания шлифов.

По химическому составу все интрузии относятся к семейству габбро нормального ряда (табл. 9) с натриево-калиевым и натриевым (пробы V и VIa в табл. 9) типом щелочности. Отличается от прочих проба из эндоконтакта(?) интрузии VI с повышенным содержанием щелочей.

По минералого-петрографическим особенностям авторы выделяют стекловатые микродолериты (иногда палагонитовые), микропегматитовые габбро, порфириовидные габбро-долериты и приконтактные миндалекаменные микродолериты.

Микродолериты интрузии I сложены бурым стеклом с игольчатыми выделениями плагиоклаза и вкрапленниками плагиоклаз-пироксенового состава. Отмечаются кристаллы оливина, нацело замещенные иддингситом и карбонатами. Плагиоклаз вкрапленников по составу отвечает битовниту, а пироксен — диопсид-авгиту. Рудные минералы представлены игольчатыми зернами ильменита и изометричными — титаномагнетита. Структура пород — интерсервальная.

Микропегматитовые габбро интрузии III сложены пироксеном ряда диопсид-авгит и плагиоклазом, отвечающим среднему лабрадору. В мезостазисе присутствует кварц и микропегматитовые кварц-полевошпатовые сростания. Структура — габбровая. В нижней части интрузии (1897–1902 м) структура пород габбро-долеритовая с вкрапленниками плагиоклаза, отвечающего по составу лабрадору. В основной массе присутствует плагиоклаз двух генераций (№ 63 и 46), моноклинный пироксен ряда диопсид-авгит и ромбический пироксен ряда энстатит-бронзит. Рудный минерал представлен магнетитом и титаномагнетитом. Мезостазис выполнен микропегматитом. Отмечаются вторичные минералы — хлорит и биотит, замещающие с периферии кристаллы моноклинного пироксена. Авторы рассматривают весь интервал как единую интрузию, а химические и минералого-петрографические особенности считают связанными с различным расстоянием от контакта. На наш взгляд, здесь присутствуют две интрузии разного состава, что, кстати, подтверждается существенной разницей в радиологическом возрасте образцов с глубин 1857 и 1902 м (табл. 9).

Порфириовидные габбро-долериты слагают две нижние интрузии. Отличительной минералого-петрографической особенностью пород является наличие вкрапленников битовнита в основной массе с полнокристаллической габбро-долеритовой структурой. Количество вкрапленников составляет 3–12% от объема породы. В основной массе присутствуют плагиоклазы двух генераций (андезин-лабрадор) и моноклинные пироксены ряда диопсид-авгита. Характерно присутствие оливина как в основной массе, так и во вкрапленниках. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом и сульфидами.

Верхняя эндоконтактная часть интрузии VI сложена породой, близкой к стекловатым микродолеритам, и обогащена щелочами. Характерно существенное проявление процессов автотематоморфизма (плагиоклаз пелитизирован, сосюртитизирован и альбитизирован).

В нормативном составе всех интрузий, кроме VI, присутствует кварц, а в VI интрузии, в отличие от прочих, присутствует оливин.

По возрасту интрузии, локализованные в поздне триасовых отложениях, являются раннемеловыми, а интрузии, внедрившиеся в ладинские отложения, имеют палеоценовый возраст, нигде более на арх. ЗФИ не

Таблица 9

**Химический состав, содержания элементов-примесей и возраст интрузий,
вскрытых скважиной Северная [85]**

Номер интрузии	I	III			V	VI	VIa	
Мощность	6 м	87 м			73 м	4 м		
Глубина (м)	755,6	1857,2	1900,5	1902,6	2618,9	2653,35	2655,6	
Порода	Стеклова- тый мик- родолерит	Габбро микро- пегма- титовое	Габбро- долерит		Порфириовидные микродолериты			
Возраст (млн лет)	100 ± 7	92 ± 6		133 ± 9	68 ± 5		60 ± 4	
<i>Химический состав (вес. %)</i>								
SiO ₂	47,76	46,28	51,02	51,10	49,24	47,78	47,50	
TiO ₂	2,12	2,78	1,55	1,57	1,50	2,94	2,82	
Al ₂ O ₃	14,93	12,22	13,83	13,40	14,62	14,19	13,12	
Fe ₂ O ₃	4,47	7,27	3,46	3,68	2,58	2,92	2,83	
FeO	7,74	11,42	8,87	8,85	9,08	9,99	10,38	
CaO	8,00	9,46	9,74	9,54	11,71	8,33	9,88	
MgO	3,31	5,68	6,36	6,48	6,57	5,64	7,16	
MnO	0,20	0,24	0,22	0,22	0,20	0,21	0,23	
K ₂ O	0,72	0,55	0,72	0,72	0,37	1,25	0,37	
Na ₂ O	2,92	2,20	2,46	2,48	2,40	3,06	2,54	
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,15	0,16	0,15	0,36	0,34	
ппп	7,12	1,55	1,59	1,77	1,65	3,13	2,66	
Сумма	99,88	99,77	99,97	99,97	100,02	99,88	99,88	
H ₂ O	2,68	0,40	0,40	0,72	0,30	0,58	0,62	
<i>Содержания (г/т) элементов-примесей</i>								
Элемент	Кларк							
Ba	290	400	200	400	200	200	1000	400
Be	0,4	5	3	3	3	5	5	5
Cu	90	100	50	100	100	40	40	40
Cr	230	100	20	100	100	100	100	100
Co	30	30	40	40	40	40	40	40
Mo	1,3	3	3	5	3	—	3	—
Ni	80	40	100	100	100	40	40	100
Sr	460	400	200	400	400	400	400	400
Ti	10 900	20 000	20 000	10 000	20 000	20 000	20 000	20 000
V	300	1000	1000	400	400	400	400	200
Zn	84	50	50	50	50	—	30	50
Zr	150	200	50	50	200	100	200	100
Y	37	30	30	30	30	30	30	20
Sc	30	40	20	20	20	40	20	20

зафиксированный. Верхние три интрузии имеют черты сходства как с породами циглеровского, так и с породами армитиджского комплексов, в связи с чем на разрезе к карте показаны нерасчлененными. Нижние интрузии весьма сходны с интрузиями армитиджского комплекса и, возможно, возраст последнего нужно расширить до палеогена.

ЭВОЛЮЦИЯ, ВОЗРАСТ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вопросы возраста, формационной принадлежности магматических комплексов и эволюции магматизма сводового поднятия ЗФИ рассмотрены в объяснительной записке к листу U-37—40 ГК-1000/2. В указанной работе сделан вывод о наличии андезитовой и трапповой формаций. К первой отнесены интрузии циглеровского раннемелового и ахматовского средне-позднеюрского гипабиссальных комплексов малых интрузий. Ко второй — интрузии ферсмановского ранне-среднеюрского плутонического комплекса и субвулканические интрузии, жерловые образования и эффузивы ранне-среднемелового армитиджского вулканического комплекса. Указывается, что формирование меловых магматических образований происходило в условиях рифтогенной пассивной континентальной окраины начального этапа раскрытия Северного Ледовитого океана [7].

На располагающейся в площади листа U-41—44 восточной части сводового поднятия ЗФИ присутствуют только интрузии меловых комплексов. Рассматривая возрастную последовательность внедрения, видим следующую картину:

1. Нерасчлененные интрузии безоливинового габбро (позднеюрские?), локализованные в поздне триасовых отложениях на северном склоне Вильчевской впадины (147—156 млн лет).

2. Силлы оливинового габбро армитиджского комплекса, локализованные в раннемеловых отложениях (132—136 млн лет).

3. Силлы монцогаббро и монцодиоритов, штоки и дайки пестрого состава циглеровского комплекса, локализованные там же, где и наиболее ранние нерасчлененные интрузии (122—130 млн лет).

4. Силлы оливинового габбро и, позднее, дайки и штоки базальтов армитиджского комплекса (121—112 млн лет), развитые повсеместно.

5. Штоки (неки?) трахибазальтов, трахиандезибазальтов, жилы монцитов циглеровского комплекса (92—111 млн лет).

6. Вскрытые скв. Северная палеогеновые(?) интрузии, наиболее близкие по химическому составу к океаническим породам.

Нужно отметить также следующее: структурно-тектонический и стратиграфический контроль размещения интрузий; более ранний (валанжин) возраст вулканической деятельности по сравнению с западной частью архипелага, зафиксированный туффитами и корами выветривания по ним; перемежаемость внедрения интрузий двух комплексов.

Для выводов о составе и возрасте нерасчлененных интрузий на акватории данных недостаточно. Интрузии на бровке континентального склона

скорее всего связаны с этапом раскрытия океана. Интрузии в пределах Северо-Карского поднятия, возможно, являются слепыми и располагаются ниже маломощных юрско-меловых отложений. В таком случае они могут являться близповерхностными апикальными частями мелких интрузий кислого состава пермо-триасового возраста, выделяющихся в магнитном поле за счет сильномагнитных ороговикованных вмещающих пород.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа U-41–44 расположена в пределах Баренцевской и Карской шельфовых плит и континентального склона Евразийского бассейна СЛО.

Баренцевская и Карская шельфовые плиты, как части осадочного чехла древней Восточно-Европейской платформы на западе и молодой (палеозойской) платформы на востоке, совместно развиваются лишь с киммерийской эпохи складчатости, то есть с поздне триасового–юрского времени, на протяжении которого был сформирован плитный структурный ярус.

Граница между указанными структурами условно может быть обозначена по так называемому Баренцево-Карскому порогу, проходящему в близ меридиональном направлении вдоль 65° – 70° в. д. Данная морфоструктура отчетливо прослеживается не только в рельефе морского дна, но также на самых различных структурных картах и схемах Западно-Арктического региона [48].

Схема тектонического районирования для листов U-41–44 составлена в масштабе 1 : 5 000 000 и согласована с аналогичными схемами других листов Северо-Карско-Баренцевоморской серии (U-37–40 , T-41–44, S-41–43).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Особенности глубинного строения района определяются его положением на стыке двух древних глобальных структур и одновременно в пределах мезозойско-кайнозойского континентального склона Северного Ледовитого океана. Структуры древнего заложения — это докембрийская Восточно-Европейская платформа и позднепротерозойский–палеозойский Уральский подвижный пояс, разделяющий Европейский и Азиатский кратоны.

Строение литосферы Западно-Арктического региона является результатом длительного развития в различных геодинамических условиях, в значительной степени изменившего первоначальный структурный план. Тем не менее, установлено, что исходное строение земной коры древних платформ, подвижных поясов и зрелых океанических впадин заметно различается [42] и указанное обстоятельство должно учитываться при геологической интерпретации результатов геофизических исследований.

Представления о глубинном строении рассматриваемого района базируются на результатах гравиметрической, магнитометрической съемок,

а также на сейсмических исследованиях МОГТ, МПВ–ГСЗ, КМПВ в различных районах Баренцево–Карского шельфа и его обрамления.

Анализ геофизических материалов, полученных на этапе работ, опережающих создание Госгеолкарты-1000, позволил установить приведенный ниже вертикальный модельный разрез литосферы рассматриваемой площади до глубины порядка 40 км:

Верхняя мантия (слой ниже границы М): плотность $3,32 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость 0. По данным исследований на опорных профилях Государственной сети (1 АР, 2 АР, 3 АР), скорости прохождения сейсмических волн от 7,5 до 8,4 км/с.

«Нижняя кора» — слой, выделенный в Баренцево–Карском регионе по данным ГСЗ на опорных профилях, а также по гравимагнитным данным. Плотность $2,95 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $10 \times 10^{-3} \text{ СИ}$. Высказывается предположение [42], что геологическая природа надмантийного слоя различна под древними платформами, геосинклинальными поясами и океаническими структурами. Под древними платформами это слой серпентинизированных гипербазитов вверху и несерпентинизированных внизу, разделенных границей М. Под геосинклинальными поясами он рассматривается в качестве области между гранулитами вверху и эклогитами внизу. «Нижняя кора» в этом случае может иметь гранулит-эклогитовую природу. В областях океанической коры надмантийный слой имеет, как предполагают, габбро-гипербазитовый состав. Внутри слоя происходит резкий скачок скоростей продольных сейсмических волн от 6,7–7,6 до 7,9–8,2 км/с.

«Базальтовый слой»: плотность $2,89 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $45 \times 10^{-3} \text{ СИ}$. Наиболее типичные значения граничной скорости выше кровли слоя 6,4–6,5 км/с. Предполагается, что в пределах древних платформ слой образован гранулит-базитовыми комплексами, в разной степени серпентинизированными [42]. Е. Е. Милановский называет эти комплексы чарнокит-гранулитовыми и относит к раннеархейским образованиям [32]. Геологическая природа «базальтового» слоя океанических котловин гипотетична, ему могут соответствовать слабосерпентинизированные основные и ультраосновные породы.

В разрезе заведомо континентальной коры региона выше «базальтового» слоя выделяется слой, образованный **кристаллическими комплексами гнейсогранитного и гнейсодиоритового состава**. На площади листа U-41–44 по физическим параметрам выделяются два комплекса: относительно слабомагнитный ($10 \times 10^{-3} \text{ СИ}$) при плотности $2,75 \text{ г/см}^3$ и высокомагнитный ($40 \times 10^{-3} \text{ СИ}$) при плотности $2,84 \text{ г/см}^3$. В пределах района более плотный гнейсодиоритовый комплекс либо устанавливается в основании гнейсогранитного, либо полностью замещает его. В пределах древней платформы кристаллические комплексы (скорости $V_T = 6,0\text{--}6,5 \text{ км/с}$) правомерно датировать поздним археем–ранним протерозоем. Такой же возраст они, видимо, имеют в древних кристаллических блоках внутри геоантиклинальных зон подвижных поясов.

Осадочные, вулканогенно-осадочные, складчато-метаморфические комплексы: плотность $2,75 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $7 \times 10^{-3} \text{ СИ}$.

Характерные скорости прохождения сейсмических волн 5,6–5,9 км/с. В пределах древней платформы представлены позднепротерозойскими образованиями, нарастившими с востока архейский-раннепротерозойский кратон [33].

В геосинклинально-складчатых зонах фанерозоя, где консолидированная кора сложена первично-осадочными складчато-метаморфизованными породами, интродуцированными различными магматическими телами, возрастная характеристика разреза неоднозначна. Сейсмические, плотностные границы отражают здесь положение в разрезе разновозрастных складчатых комплексов.

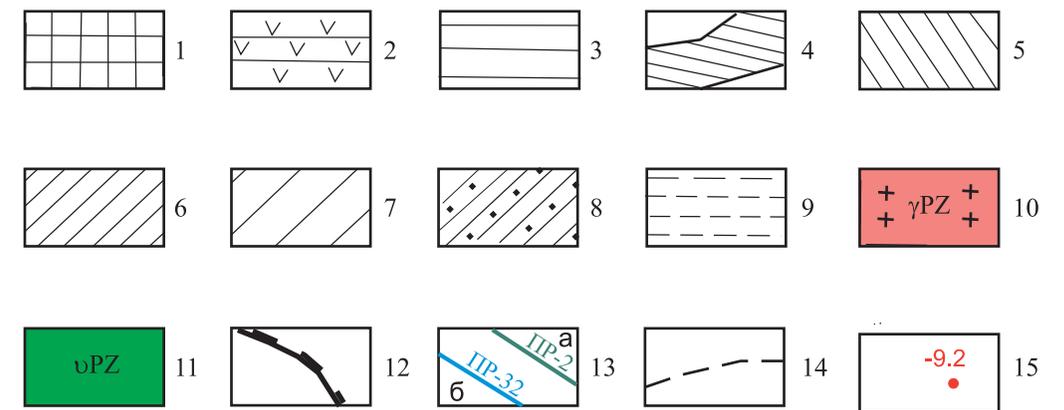
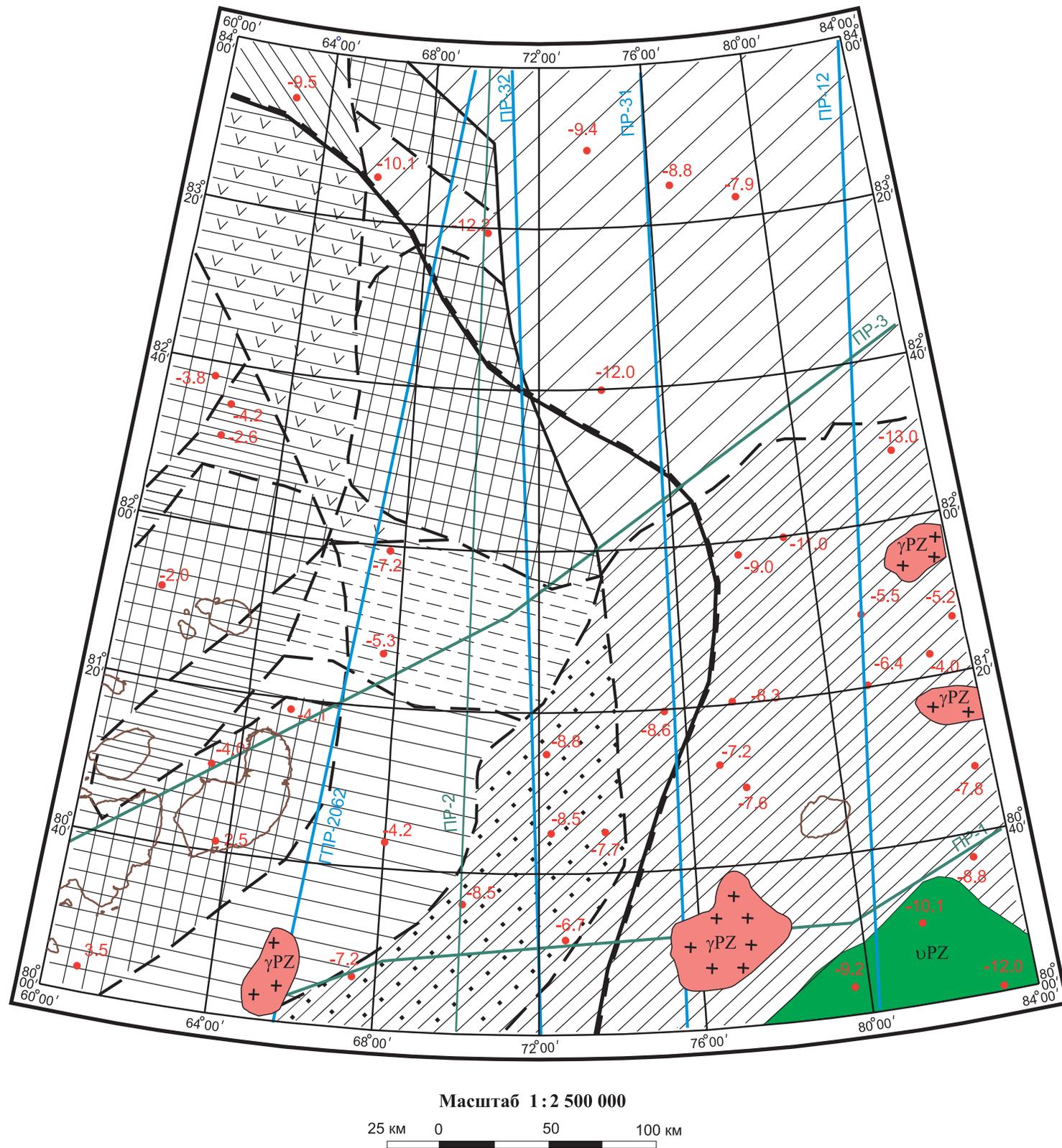
Осадочный платформенный чехол, разделенный на три толщи по плотности: 2,55 г/см³ — палеозойские—триасовые образования; 2,35 г/см³ — юрские—меловые отложения; 2,15 г/см³ — кайнозойские осадки (возможно, с верхним мелом).

Пространственное представление о распространении глубинных слоев земной коры на площади района дают модельные геолого-геофизические разрезы по профилям 1, 2, 3, полученные при составлении «Опережающей геофизической основы» (ГФО, база данных к листам U-41–44). На разрезах выделены, исключая воду, 11 слоисто-блочных геоккомплексов. В результате геолого-геофизического моделирования установлено достаточно полное и точное подтверждение модельных разрезов и фактических измерений магнитного и гравитационного полей.

В диапазоне наибольших глубин (15–40 км) на кровле верхней мантии повсеместно залегают габбро-гипербазитовый и базальтовый комплексы, определяющие наиболее региональные составляющие магнитного и гравитационного полей. В океаническом секторе упомянутые два слоя, по всей вероятности, формируют консолидированную кору, перекрытую вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями.

В южной, заведомо континентальной части площади, граница М фиксируется на глубинах 38–34 км, поднимаясь в направлении океанической котловины, то есть к северу, до 26–22 км. Заметные локальные изменения в глубине залегания поверхности Мохо, видимо, связаны с зонами глубинных разломов на границах разновозрастных региональных структур.

Говоря о глубинных латеральных неоднородностях в пределах листа U-41–44 и на сопредельной к западу площади, следует рассмотреть хорошо выраженные гравиметрические аномалии (редукция в свободном воздухе), природа которых часто дискутируется в геологической и геофизической литературе. Имеются в виду: близизометричный гравитационный максимум на севере желоба Св. Анны, положительная гравитационная аномалия у северной границы шельфа между 30° и 40° в. д. — близ желоба Франц-Виктория (лист U-37–40), а также выразительная отрицательная аномалия на северной окраине ЗФИ между меридианами 50° и 60° в. д. По литературным данным, указанные аномалии объясняются границей континентальной и океанической коры [48]. Однако следует заметить, что все эти аномалии пространственно приурочены к континентальному склону, в то время как границу с областью океанической коры правомерно проводить лишь на глубинах более 3500–3600 м. Аномалии не ориентированы строго



1 — предполагаемые блоки кристаллических пород раннего протерозоя; 2 — эвгеосинклинальные складчато-метаморфические комплексы позднего протерозоя; 3 — миогеосинклинальные складчато-метаморфические комплексы позднего протерозоя; 4 — авлакогенные комплексы позднего протерозоя; 5 — раннепалеозойские складчато-метаморфические комплексы (байкалиды-каледониды); 6 — раннепалеозойские складчато-метаморфические комплексы, активизированные в позднем палеозое. 7 — Палеозойские складчато-метаморфические комплексы (герциниды); 8 — палеозойские складчатые комплексы краевых и передовых прогибов; 9 — зона дробления и повышенной трещиноватости пород; 10 — предполагаемые интрузии гранитоидов (gPZ); 11 — предполагаемые глубинные интрузии основного-ультраосновного состава (uPZ); 12 — предполагаемая граница Восточно-Европейской докембрийской платформы и Урало-Монгольского подвижного пояса; 13 — разрезы, использованные при тектонических построениях: а) ПР-1-3 — модельные глубинные разрезы; б) ПР-12 — геофизические разрезы распределения намагниченности и плотности пород фундамента чехла. 14. Тектонические границы; 15 — глубины верхних кромок магнитных тел в фундаменте (км).

Рис. 7. Схема глубинного геологического строения.

параллельно границе континент—океан, а скорее приурочены к границе выхода на окраину материка различных древних тектонических блоков. Природа установленных аномалий в значительной мере обусловлена древними геологическими структурами и указанные гравиметрические максимумы у выхода к океану желобов Св. Анны и Франц-Виктория могут быть связаны с блоками древних пород в ядрах геоантиклинальных зон позднего протерозоя и раннего палеозоя. Первопричиной глубокого гравиметрического минимума на северной границе арх. ЗФИ могла быть древняя отрицательная структура, фиксирующая тектонический шов между разнородными докембрийскими мегаблоками. Впоследствии гравитационный минимум мог быть «усилен» достаточно мощным осадочным выполнением предсклоновой впадины. Нельзя, однако, исключить, что минимум связан с «ложной» составляющей поля, обусловленной аномалией уступа. Таким образом, указанные аномалии, видимо, фиксируют не столько гипотетическую зону перехода от «материка к океану», сколько связаны с палеотектоническими структурами, которые, в свою очередь, не могли не повлиять на место заложения океанической впадины.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Гетерогенный фундамент северной части Баренцевской и Карской плит представлен разновозрастными разнородными структурами древней платформы и складчатых поясов. Выделяются блоки фундамента, сложенные кристаллическими породами архея, архея — нижнего протерозоя, складчато-метаморфическими, складчатыми комплексами верхнего протерозоя и палеозоя. Распространение типов фундамента на площади района иллюстрирует схема глубинного геологического строения (рис. 7).

Представления о тектонике фундамента основываются на редких сейсмических данных зондирований МПВ и на анализе материалов комплексной интерпретации гравитационного и магнитного полей.

Структуры фундамента Баренцевской плиты

В пределах Баренцевской плиты, замыкающейся к востоку от арх. Земля Франца-Иосифа, выделяются блок допозднепротерозойской стабилизации и обрамляющая его линейно-дуговая зона складчатых позднепротерозойских структур (байкалиды), нарастивших с востока архейский—раннепротерозойский кратон [33]. Оконтуривание структуры проведено в значительной мере условно — по геофизическим данным. Область замыкания достаточно уверенно картируется по высоким значениям горизонтального градиента регионального магнитного поля, просматривается также по карте классов гравитационного и магнитного полей. Внутри блока по особенностям локального магнитного поля оконтурены фрагменты позднепротерозойских авлакогенов, прослеженных с площади листа U-37—40.

На участке между 82 и 83° с. ш. можно предположить присутствие древних кристаллических пород в виде блока, которому отвечает положительная

аномалия поля силы тяжести в северной части желоба Св. Анны. На пересекающем эту аномалию геофизическом разрезе 62, отображающем распределение плотностных неоднородностей в фундаменте, относительно высокоплотностной объект, соизмеримый по размеру с аномалией, отмечается на глубине 6–8 км.

Структуры фундамента Карской плиты

Фундамент северо-западной части Карской плиты имеет сложное гетерогенное строение и сформирован, по всей вероятности, в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами позднего протерозоя и палеозоя, интродуцированными палеозойскими и мезозойскими магматическими образованиями.

Предполагаемое продолжение Пайхой-Новоземельского звена Урало-Монгольского подвижного пояса на севере Баренцевско-Карского шельфа географически отвечает Центральной Карской возвышенности, расположенной между желобами Св. Анны и Воронина. Возвышенность представляет собой фрагмент эродированной палеозойской складчатой орогенной области (блок герцинид). В магнитном поле характеризуется наличием изометричных аномалий с глубинами залегания более 5 км, отражающих, по всей вероятности, вещественный состав глубоко залегающих интрузий основного состава в теле кристаллического фундамента. В южной и юго-восточной частях структуры по характерному сочетанию гравитационного максимума и магнитного минимума предположительно могут быть выделены палеозойские(?) гранитные интрузии, локализованные в складчатом фундаменте. Гранитоидные массивы показаны на схеме глубинного геологического строения фундамента (рис. 7) к северо-востоку (глубины залегания 2–3 км) и к юго-западу (глубины от 3 до 5 км) от о. Ушакова.

В пределах области выделяются фрагменты геоантиклинальных и геосинклинальных зон, а также зона передового и краевого прогибов на границе с докембрийской платформой.

Геоантиклинальная зона, вытянутая в север-северо-восточном направлении, занимает осевую часть Центральной Карской возвышенности с островами Визе и Ушакова. К югу от параллели 80° с. ш. в ядре геоантиклинали, видимо, присутствует блок кристаллических пород архея — нижнего протерозоя, предполагаемый по характеру сейсмической записи на профиле МОВ ОГТ 94002А (рис. 2). Сейсмическая скорость пород комплекса составляет 6,4 км/с (зондирование МПВ 0994). К северо-западу и юго-востоку геоантиклинальная зона Визе–Ушакова сменяется геосинклинальными зонами, которые в границах листа U-41–44 представлены лишь небольшими по площади фрагментами структур.

Предполагаемая зона краевого и передового прогибов имеет прерывистый характер, прослеживаясь в виде ступени шириной 30–65 км вдоль границы палеозойских складчато-орогенных блоков с блоком докембрийской

платформы. Зона характеризуется заметным увеличением глубин верхних кромок магнитных аномалий: с 2,0–5,3 км в пределах блока докембрийской платформы (западная часть листа U-41–44) до 6,7–8,8 км (рис. 7). В современном географическом плане зона, приблизительно, протягивается вдоль центральной и западной частей желоба Св. Анны.

Позднепротерозойская–раннепалеозойская складчатая область. На северо-западе листа U-41–44, где континентальный склон, оконтуренный изобатой 3500–3600 м, образует выступ в направлении глубоководной океанической котловины, в фундаменте плиты предполагается блок позднепротерозойских–раннепалеозойских складчатых структур. По геофизическим данным в пределах блока намечается серия разломов северо-западного и близмеридионального направления. Вдоль границы с древней платформой можно предположить наличие структуры типа передового прогиба, выраженной зоной максимальных глубин (от 9,5 до 12,5 км) верхних кромок магнитных объектов. Ширина зоны от 10 до 30 км. По геофизическим данным (геофизический разрез 2062, отображающий распределение вдоль профиля и на глубину плотностных неоднородностей), разломы, ограничивающие рассматриваемую структуру скорее всего падают на восток-северо-восток.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

В вертикальном разрезе недислоцированных платформенных комплексов Баренцево-Карского региона установлены осадочные и вулканогенно-осадочные образования в возрастном интервале от нижнего–среднего палеозоя до кайнозоя включительно.

Сведения о строении платформенного чехла на большей части площади района базируются на данных сейсмических исследований и сопоставлении с геологическими данными сопредельных районов. Поэтому при тектонических построениях на акватории правомерно выделение лишь крупных структурно-формационных комплексов, отражающих этапы развития окружающих платформы складчато-орогенных поясов.

Особенность осадочного чехла рассматриваемой площади связана с формированием его в различных структурно-формационных областях: в пределах докембрийской платформы (западная половина листа U-41–44) и в пределах молодой эпигерцинской платформы (восточная половина листа U-41–44).

Рассматриваемый район расположен на сочленении трех региональных структур: Баренцевская плита, Карская плита, континентальный склон СЛО (табл. 10).

Субрегиональными структурами, в пределах которых располагается площадь листов U-41–44, являются: Шпицбергенская антеклиза и Восточно-Баренцевская синеклиза как части севера Баренцевской плиты; Северо-Карская антеклиза — северная часть Карской плиты; моноклиза (флексура) континентального склона.

Тектоническое районирование осадочного чехла (лист U-41–44)

Ранг структур		Наименование структур										
Надпорядковые	Транс-региональные	Восточно-Европейская платформа									Евразийский бассейн СЛО	
	Региональные	Баренцевская плита					Карская плита				Моноклиза (флексура) континентального склона (X)	
	Суб-региональные	Шпицбергенская антеклиза		Восточно-Баренцевская синеклиза (VII)			Северо-Карская антеклиза (VIII)					
I порядка		Сводовое поднятие ЗФИ (I)			Восточно-Баренцевская впадина (VII.1)			Северо-Карское сводовое поднятие (VIII.1)			Зона поднятий (X.1)	Зона впадин (X.2)
II порядка		Александровское поднятие (I.1)	Вильчевская впадина (I.2)	Сальминское поднятие (I.3)	Впадина Святой Анны (VII.1.1)	Поперечное поднятие (VII.1.2)	Северо-Восточная впадина (VII.1.3)	Поднятие Визе-Ушакова (VIII.1.1)	Западно-Ушаковская впадина (VIII.1.2)	Впадина Воронина (VIII.1.3)	Не выделены	

Шпицбергенская антеклиза

Представлена в пределах листа восточным флангом сводового поднятия ЗФИ (структура первого порядка), в пределах которого выделены Александровское поднятие, Вильчевская впадина, Сальминское поднятие (структуры второго порядка). Все структуры второго порядка протягиваются с площади листа U-37–40 и представлены восточными флангами.

Мощность платформенного чехла на восточном фланге Александровского поднятия колеблется от 2,0 до 4,2 км (в локальных отрицательных структурах), в пределах Сальминского поднятия — 2,0–3,5 км, на окончании Вильчевской впадины — 4,0–5,0 км. Указанные значения мощностей предполагаются по сейсмическим и гравитационным данным, а также по положению верхних кромок магнитных тел в кровле фундамента.

В результате общего сводового поднятия блока ЗФИ, отложения Вильчевской впадины могут быть инверсированы с образованием плакантиклиналей и, возможно, локальных приразломных складчатых дислокаций. На юге триасовый (позднепалеозойский–триасовый?) структурный ярус перекрыт плитными комплексами юры и мела. В настоящее время юрские и нижнемеловые отложения образуют моноклизу на южном и юго-восточном крыле сводового поднятия ЗФИ, по причине чего на некоторых схемах [2] выделяется Вильчевская моноклиза, объединяющая одноименную впадину и Сальминское поднятие.

Северо-Карская антеклиза

В границах листа представлена Северо-Карским сводовым поднятием (структура первого порядка), орографически совпадающим с Центральной Карской возвышенностью между желобами Св. Анны и Воронина. На юге (за пределами листа), между 76° – 78° в. д., антеклиза смыкается с Северо-Сибирским порогом, который рассматривается как раннекиммерийская складчато-блоковая структура на продолжении Новоземельской островной гряды [9]. На юго-востоке, также за границей района, Северо-Карская антеклиза граничит с Северо-Карской синеклизой.

В пределах Северо-Карского сводового поднятия выделяются поднятие Визе–Ушакова и впадины Западно-Ушаковская и Воронина (структуры второго порядка).

Поднятие Визе–Ушакова в общих очертаниях отвечает геоантиклинальной зоне палеозойского орогена и характеризуется мощностью платформенного чехла от 4–5 до 2–3 км. Впадины Западно-Ушаковская и Воронина с мощностью платформенного чехла 5–8 км пространственно отвечают геосинклинальным зонам фундамента. На границе поднятия Визе–Ушакова с Западно-Ушаковской впадиной по геофизическим данным (крупный гравитационный минимум) оконтурена линейная структура наибольшего прогибания, имеющая северо-восточное–близширотное простирание и тектонические ограничения. Подобная же структура прослеживается вдоль северной границы Северо-Карского сводового поднятия. Верхняя часть осадочного выполнения этой грабенообразной структуры

представлена кайнозойскими осадками. Граница поднятия Визе–Ушакова с впадиной Воронина (фрагмент разлома северо-восточного направления) характеризуется в границах листа U-41–44 крупным гравитационным минимумом.

Можно констатировать, что в пределах Северо-Карской антеклизы фиксируются как структуры субмеридионального (Уральского) направления, так и система грабенообразных структур восток-северо-восточного простирания, отвечающих Арктическому тектоническому плану.

Восточно-Баренцевская синеклиза

Пространственно фрагменту этой структуры первого порядка отвечает (в общих очертаниях) желоб Св. Анны. Фундамент синеклизы гетерогенный, образованный разнородными структурами на границе древней и молодой (палеозойской) платформ. Структура хорошо выделяется областью спокойного отрицательного магнитного поля, на границах которого с запада и востока по торцевым обрамлениям магнитных аномалий трассируются тектонические нарушения. Следует отметить, что в северо-западной части ($68^{\circ}00'$ в. д., $81^{\circ}30'$ с. ш.) желоба Св. Анны по магнитному полю выделяются приповерхностные магнитные аномалии, свидетельствующие о проявлении здесь процессов молодого магматизма с образованием даек и силлов основного состава.

Структурами второго порядка являются впадины Св. Анны и Северо-Восточная (попадает на площадь листа крайним окончанием — небольшой блок у пересечения 80° с. ш. и 64° в. д.), разделенные Поперечым поднятием к юго-востоку от о. Грем-Белл.

Мощность платформенного чехла во впадине Св. Анны составляет 3–5, редко до 6 км. В юго-восточном блоке структуры, где платформенный чехол перекрывает краевую зону палеозойского орогена, суммарная мощность осадочных комплексов, вероятно, может достигать 6–7 км за счет слабо дислоцированных пермско-триасовых отложений передового прогиба. Мощность осадочных отложений Северо-Восточной впадины (к югу от листа U-41–44) колеблется от 5,5–7,5 км, до 9,5–10 км там, где структура наложена на передовой прогиб палеозойского орогена. Мощность платформенного чехла на Поперечном поднятии колеблется от 2,8 до 3,6 км.

Моноклиза (флексура) континентального склона

В северной части листа U-41–44 мезозойские структуры Баренцевской и Карской плит срезаны субширотными структурами континентального склона, представленными моноклизой, в разрезе которой преобладают отложения кайнозойского (поздне мелового–кайнозойского) структурного яруса.

В границах листов U-41–44 структурами первого порядка являются зоны впадин и поднятий, которые уверенно выделяются в магнитном поле по линейным аномалиям субширотного направления. Зона предсклоновых

впадин в пределах рассматриваемой площади картируется в виде полосы шириной от 100–150 км на востоке, уменьшаясь до 50–75 км на западе. Впадинам отвечает полоса отрицательных значений аномального магнитного поля средней напряженностью 20 нТл. Зона поднятий представляет собой чередование положительных валообразных и разделяющих их отрицательных структур пологого северо-западного и близширотного простирания, ограниченных разломами. Площади поднятий отвечает положительное магнитное поле. Изолированное поднятие, картируемое внутри склонового прогиба ($82^{\circ}20'–83^{\circ}101'$ с. ш., $73^{\circ}10'–84^{\circ}00'$ в. д.), вытянуто вдоль бровки шельфа. Оно перекрыто нижнемеловыми отложениями и характеризуется своеобразным, значительно расчлененным рельефом морского дна, сходным с поднятием Визе–Ушакова.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Наиболее значимыми дизъюнктивными дислокациями на площади листов U-41–44 являются заложенные в позднем докембрии–раннем палеозое субмеридиональные зоны долгоживущих глубинных разломов, установленные по геофизическим данным. На геологической карте эти зоны являются генерализованными границами разновозрастных структурно-формационных областей, а на тектонической схеме — границами субрегиональных структур.

В юго-западной части желоба Св. Анны прослежена зона поздне-докембрийских нарушений шириной до 25–27 км (профиль МОГТ 94002А–94002Б, интервалы 0,0–500; 2800–3190 м). Отмечаются три сближенных разлома в центральной–восточной частях зоны, секущих позднепротерозойские образования и, западнее, нарушение, захватывающее нижнюю часть среднего(?) палеозоя. Направление зоны нарушений установлено по пересечению ее сейсмическим профилем МОГТ 94001А (инт. 4700–5500 м), пройденным в северной части листов Т-41–44, где ширина ее увеличивается до 40 км. В северо-западной части желоба Св. Анны к этой зоне нарушений приурочены выходы мезозойских интрузий основного состава.

Вторая региональная зона нарушений прослежена в юго-восточной части желоба Св. Анны, далее — западнее о. Ушакова и, возможно, трассируется в север-северо-восточном направлении до бровки континентального склона. Зона приурочена к поднятиям кристаллического фундамента (поднятие Визе–Ушакова) и условно может считаться границей Баренцевской и Карской плит. К югу от района работ (северная часть листов Т-41–44) зона прослежена по восточной части сейсмического профиля МОГТ 94001А (инт. 6700–7600 м). На этом участке ширина зоны составляет около 40 км. Она представлена серией сближенных субвертикальных нарушений, прослеженных на глубинах 3,5–6,0 км. Возраст нарушений условно можно считать ранне-среднепалеозойским (затухают в нижней части сейсмокомплекса со скоростями $V_T = 5,1$ км/с). В южной части листов U-41–44 зона прослежена по восточному окончанию сейсмического профиля МОГТ 94002А–94002Б (инт. 100–900 м), пройденному по $80^{\circ}00'$ с. ш. Ширина

зоны остается неизменной и составляет 40 км. Зона представлена серией сближенных нарушений, прослеженных на глубинах до 2,0 км. Возраст большей части нарушений можно считать позднедокембрийским, но отмечаются и более молодые, предположительно, позднепалеозойские—раннетриасовые разломы.

Глубинные разломы между разновозрастными и разнородными структурами фундамента Баренцевской и Карской плит прослеживаются по картам аномального гравитационного поля и различным вариантам схем его районирования, скорректированным по модельным глубинным разрезам, сейсмическим разрезам МОГТ и зондированиям КМПВ. Указанные материалы сопоставляются с общими представлениями о геологической структуре Уральского подвижного пояса и окраины Европейской докембрийской платформы (рис. 7).

В пределах блока континентального склона наиболее значимой дизъюнктивной структурой близширотного направления, разделяющей региональные структуры, является зона разломов, пересекающая в северной части площадь листов U-41—44 (между 82—83° с. ш.). Южная часть зоны проходит параллельно бровке континентального склона. Ширина зоны колеблется от 30 км в западной части до 50—55 км — в восточной. Указанная структура резко отличается по своим геофизическим характеристикам от дизъюнктивных структур Шпицбергенской и Северо-Карской антеклиз (Схема трансформаций магнитного и гравитационного полей — ГФО, прил. 12). В геологическом плане разлом контролирует заложение грабенообразной структуры СЛО в платформенном чехле, являясь типичным листрическим сбросом (вернее, серией из 10—12 сближенных сбросов). Судя по предполагаемым выходам нижнемеловых отложений на континентальном склоне в северо-восточной части листов U-41—44, суммарная амплитуда смещений составляет не менее 1000 м. Возраст формирования структуры — не древнее раннего мела.

Более или менее четко выраженными являются разломы на границах геоантиклинальных и геосинклиналильных зон фундамента, субмеридиональный разлом 66° в. д., определивший заложение Поперечного поднятия между впадинами Св. Анны и Северо-Восточной, а также близширотная зона разломов вдоль бровки современного шельфа, смыкающаяся на западе с разломом северо-восточного направления в пределах древней платформы.

Разломы, ограничивающие геоантиклинальную зону Визе—Ушакова, прослеживаются, видимо, до глубин 12—15 км (геофизические разрезы, отображающие распределение плотностных и магнитных неоднородностей в фундаменте и платформенном чехле). Разломы, рассекающие отдельные блоки и покровы, фиксируются до глубин 6—10 км, часть из них прослеживается и в комплексах платформенного чехла.

На окраине архейского—позднепротерозойского блока докембрийской платформы (в границах листа U-41—44) разломы имеют в основном северо-восточное направление (торцевое к главным структурообразующим направлениям в фундаменте молодой, палеозойской, платформы), контролирующее заложение позднепротерозойских авлакогенов и грабенов.

Разломы фрагментарно проявляют себя в нижнем, палеозойском—триасовом, структурном ярусе платформенного чехла, но для пород плитного, юрского—мелового яруса, как правило, являются скрытыми.

На континентальном склоне близширотные разломы являются границей склонового прогиба и определяют внутреннюю линейную структуру склонового поднятия, обрамляющую прогиб с севера. Судя по геофизическим данным, большинство разломов склонового поднятия выходят на поверхность и имеют крутые падения.

На островах арх. ЗФИ в связи с фрагментарностью коренных выходов и значительной площадью ледников разрывные нарушения прослежены в единичных точках. В восточной части о. Грэм-Белл, вдоль северного склона горы Кользат установлен взброс с амплитудой поднятия южного борта 60—70 м, где приведены в соприкосновение фаунистически охарактеризованные верхнеюрские отложения ганзинской свиты и нерасчлененные отложения васильевской и тегетгофской свит верхнего триаса—нижней юры. Наличие серии северо-западных нарушений косвенно подтверждается внедрением даек и цепочками малых интрузий указанного направления на островах Грэм-Белл и Земля Вильчека.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 построена по аналитическому принципу в соответствии с методическими рекомендациями и указаниями, регламентированными как применительно к островной части площади [29], так и для акватории [17].

Исходным материалом для построения карты послужили: батиметрическая основа 1 : 1 000 000, составленная ГлавНИВЦ МПР РФ в 2000 г.; навигационные карты масштаба 1 : 500 000 ГУНиО МО РФ издания 1996 г.; данные авиадесантных гравиметрических работ [64]; данные набортного профилирования и эхолотирования, полученные в рейсе НИС «Профессор Логачёв» в 1994 г. [82]; сейсмоакустического профилирования по рейсам 2000 и 2001 гг. НИС «Академик Карпинский» [83]; эхолотирования с помощью системы «SIMRAD ER 60», проведённого в рейсе НИС «Вильнюс» в 2006 г.

Большая часть листа занята акваторией — Баренцева и Карского морей, Северного Ледовитого океана. На западе в пределах листа располагаются восточные острова арх. ЗФИ — Грэм-Белл, Земля Вильчека, Ева-Лив, Ла-Ронсьер и серия мелких островов. На востоке одиноко дрейфует о. Ушакова, причем «дрейфует» в почти прямом смысле, поскольку на различных картах его местоположение обозначается по-разному. В данной работе место острову определено в соответствии с навигационной картой.

Амплитуда колебаний высотных отметок превышает 4 км. Максимальная глубина акватории составляет 3548 м в крайней северо-восточной точке листа. Принимая во внимание максимальную высотную отметку земной поверхности, составляющую 606 м (о. Вильчека, купол Тиндаля), перепад высот в пределах листа составляет 4154 м, т. е. вертикальная расчленённость рельефа весьма высокая.

На врезке к геоморфологической карте представлена орографическая схема в масштабе 1 : 5 000 000, на которой проведено выделение орографических элементов, совпадающих с крупными морфоструктурами региона. Орографическое деление выполнено на основе морфологических особенностей рельефа, границы проведены по структурным линиям земной поверхности. Названия взяты из существующих орографических схем [16] и дополнены новыми, т. к. не все элементы рельефа выделялись ранее.

В данной работе предпринята попытка охарактеризовать рельеф этой сложной разноплановой поверхности с единой системно-морфологической позиции, хотя некоторые отступления от строгой систематики при-

шлось допустить. В настоящее время не существует легенды, учитывающей особенности сочленения структур суша—море, в связи с чем приходится рассматривать строение земной поверхности суши и акватории раздельно, но, по возможности, в рамках одной системной классификации.

Поскольку акватория занимает подавляющую часть площади листа, описание рельефа земной поверхности начнём с его подводной части.

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

Ввиду недостаточной и неравномерной изученности района, ведущую роль в геоморфологических построениях играл анализ морфологии дна акватории, а историко-генетическое обоснование выделенным элементам рельефа проведено в некоторой степени условно.

Морфология рельефа и морфоструктурное районирование

Площадь предлагаемых к рассмотрению листов уникальна в геоморфологическом и морфоструктурном отношении. Она включает в себя область сочленения Баренцево-Карского шельфа с океанической котловиной Нансена. В пределах описываемой части шельфа располагаются частично или полностью крупные формы рельефа (морфоструктуры): жёлоб Св. Анны, поднятия ЗФИ и Центрально-Карское, Северо-Восточная Баренцевоморская ступень.

Центральное положение на описываемой территории занимает жёлоб Св. Анны. Он в значительной степени определяет строение района в морфологическом и структурно-геологическом плане. Жёлоб протягивается в субмеридиональном направлении на 240 км, уходя за южную границу района, и имеет несколько асимметричное строение, поскольку его килевая линия, не всегда явно прослеживаемая, сдвинута к востоку относительно оси жёлоба. В морфологии бортов жёлоба наблюдается определённая симметрия. На геоморфологическом профиле, построенном по широте $80^{\circ}40'$, отмечается заметное совпадение по глубинам основных линий выпуклых и вогнутых перегибов, предположительно фиксирующих уровни стояния древних бассейнов. Этот факт указывает на существенную роль эрозионных и абразионных процессов в формировании желоба Св. Анны, хотя заложение его происходило, вероятно, по тектонически ослабленной зоне. Верхняя граница жёлоба рисуется по чётко выраженной линии выпуклого перегиба от 300 м на севере до 200 м на юге. Верхние, примыкающие к бровке части борта, имеют максимальную крутизну до 4° , ниже по склону, к подошве, происходит выполаживание бортов до 1° . Профиль бортов преимущественно выпуклый в верхней части и вогнутый в области подошвы.

Днище жёлоба представляет собою низменную террасированную равнину с уклоном к северу, в сторону глубоководной котловины. Условно границы разноуровневых террасовидных поверхностей в южной части жёлоба проводятся по линиям вогнутых перегибов; в северной, приустьевой

части — по небольшим уступам высотой до 10 м, хорошо наблюдаемым на профилограммах [82]. В днище жёлоба на фоне пологоволнистой поверхности наблюдаются разрозненные разноориентированные локальные возвышенности линейно-вытянутой, изометричной или неправильной формы, оконтуренные на карте по тыловому шву и имеющие относительную высоту до 25 м.

Западный борт жёлоба Св. Анны сопрягается со склоном поднятия ЗФИ. На стыке этих морфоструктур по некоторым профилям прослеживается террасовидная площадка, которую можно рассматривать как основание поднятия.

Поднятие ЗФИ разбивается на ряд локальных структур, надводная часть которых в большинстве своём увенчана ледовым куполом. Локальные поднятия имеют общее подножие, представляющее собою слабонаклонную поверхность в интервале глубин 150–200 м. Борта жёлоба и склоны островных поднятий рассекаются трогообразными долинами глубиной 50–100 м и шириной до 3 км, выработанными, вероятно, стекающими с суши ледниками.

Выделяется три типа склонов отдельных островных поднятий: 1 — от береговой черты протягивается прибрежная слабонаклонная терраса шириной от 2 до 20 км, ниже которой прослеживается склон средней крутизны с комплексом террас, выполаживающийся к подножию (северный и южный склоны о. Грем-Белл); 2 — нетеррасированный склон поднятия, переходящий в борт жёлоба-пролива (о. Ла-Ронсьер); 3 — крутой склон-уступ, протягивающийся вплоть до килевой линии жёлоба-пролива (восточный склон о. Земля Вильчека).

Островные поднятия разделены между собою желобами-проливами, отдельные переуглублённые участки которых достигают глубин, соизмеримых с глубинами днища жёлоба Св. Анны (особенно характерны такие котловины для западной части архипелага). Днища желобов-проливов либо плоские, без чётко выраженной килевой линии, с хорошо прослеживаемой линией вогнутого перегиба (пролив Берёзкина), либо наклонные, с явно выраженной килевой линией, обычно асимметрично располагающейся относительно бортов (пролив Моргана).

Прибрежные террасы и склоны поднятий часто осложняются отдельными выступами, гребнями, пиками — подводными продолжениями даек, фиксируемых на суше. Иногда такие выходы наблюдаются и вдали от островов и представляют большую опасность для судовождения.

На юго-западе бровка жёлоба срезает полого-холмистую поверхность Северо-Восточной Баренцево-морской ступени (равнины, возвышенности в терминологии различных исследователей; однозначного определения эта структура не имеет). Со стороны поднятия ЗФИ она ограничивается линией вогнутого перегиба на глубинах 190–220 м. Поверхность этой морфоструктуры субгоризонтальная, пологоволнистая, осложняется отдельными локальными поднятиями до 120 м относительной высоты и впадинами глубиной до 100 м.

На востоке борт жёлоба Св. Анны сопряжён со склоном Центрально-Карского поднятия, разделённого в пределах описываемой территории

ваемой площади на несколько подводных возвышенностей с плоскими вершинными поверхностями, расположенными на глубинах 30–50 м. Одна из возвышенностей имеет надводное завершение — о. Ушакова, представляющий собой низменную, слабовыпуклую, изометричную в плане поверхность, не превышающую нескольких десятков метров над уровнем моря.

Значительная часть поверхности дна к северу от 82-го градуса представляет собой чётко выраженный на описываемом отрезке континентальный склон (уступ Брусилова), переходящий на самом севере в субгоризонтальную поверхность котловины Нансена.

Континентальный склон на всём протяжении имеет отчётливо наблюдаемую верхнюю границу по линии выпуклого перегиба на глубинах 500–700 м. Бровка шельфа опускается вниз в приустьевой части жёлоба Св. Анны согласно общему уклону днища жёлоба. Несмотря на явное проявление континентального склона как единой морфоструктуры, морфология его поверхности неоднородна. Наряду с довольно крутыми участками, достигающими уклона в 6–6,5°, есть участки более пологие, с крутизной в 1,5°, располагающиеся на продолжении желобов Св. Анны и Воронина (за восточной рамкой листа), представляя собой, вероятно, конусы выноса рыхлого осадочного материала этих магистральных долин.

Отличающийся по морфологическим характеристикам блок вырисовывается на востоке континентального склона (в пределах листа). На фоне равномерного погружения склона к северу здесь отмечается сектор, представляющий собой чередование слабонаклонных либо горизонтальных ступенчатых террас, разделяемых склонами средней крутизны (1,5–2,0°). Площадки террас осложнены локальными возвышенностями обычно изометричной формы, до 5 км в сечении, и неглубокими (до 100 м) впадинами до 20 км протяженностью. Северо-западный фланг описываемого сектора опоясывает гребнеобразная структура, рассекаемая ложбинами на три сегмента длиной 30–40 км каждый, являющаяся, возможно, отражением близповерхностно расположенных изверженных пород (даек?). Возникновение этого блока связано, вероятно, с тектоническими (неотектоническими) движениями земной поверхности, направленными либо вертикально и приведшими к возникновению структуры типа горста, либо латеральным перемещением блока пород вниз по континентальному склону под суммарным воздействием эндогенных и экзогенных факторов.

В интервале глубин 2700–3200 м располагается континентальное подножие, верхняя и нижняя границы которого определяются линиями вогнутого перегиба. Севернее, с глубины 3200 м и далее до хр. Ломоносова (за рамкой планшета) протягивается ложе глубоководной котловины Нансена. Это слабонаклонная монотонная равнина, хотя однообразие её поверхности, возможно, объясняется слабой изученностью.

Генезис и возраст рельефа

Переходя к описанию генетических категорий рельефа и их возрастным соотношениям, отметим, что в силу недостаточного количества фактического материала для описываемой площади, многие характеристики

даются условно, по аналогии с соседними, более изученными районами, либо исходя из анализа батиметрии и морфологии описываемых элементов.

В соответствии с инструктивными требованиями, цвет как основное изобразительное средство карты отдан генетическим категориям рельефа. Поверхности одного генезиса, располагающиеся на разных глубинах, различаются интенсивностью цвета — более низким батиметрическим поверхностям соответствуют более тёмные тона. Границами генетически однородных поверхностей служат структурные линии — гребневые, килевые, выпуклых и вогнутых перегибов, морфоизографы, которые вместе со структурными точками определяют морфологию рельефа. Возраст отдельных поверхностей рельефа указывается в легенде к геоморфологической карте.

Наложённая косая штриховка указывает на происхождение поверхностей преимущественно в субаэральных условиях и развивающихся под воздействием процессов денудации.

На карту, кроме поверхностей (граней), вынесены элементы рельефа, как выражающиеся в масштабе карты (выделяются контурами), так и не выраженные (обозначаются условными знаками).

В соответствии с принятой в геоморфологии системой, выделяются основные категории рельефа: тектоногенно-денудационный, конструктивно-денудационный, тектоногенно-аккумулятивный, аккумулятивный рельеф и переходные (промежуточные) разности.

Тектоногенно-денудационный рельеф распространён на описываемой площади ограниченно, ввиду практически повсеместного развития на поверхности дна и на суше плейстоцен-голоценового осадочного чехла. Данный тип рельефа представлен крутыми склонами и ступами островных поднятий, обусловленными препарировкой активных в новейшее время разрывных нарушений. К этой же категории рельефа отнесены наиболее крутые верхние части бортов жёлоба Св. Анны (в интервале глубин 200–300 м), а также крутые участки континентального склона, поверхность которых совпадает с плоскостью разрывных нарушений и ими обусловлена.

К конструктивно-денудационному типу рельефа относятся склоны литоморфных холмов и гряд, представляющих собою выходы на поверхность морского дна устойчивых к разрушению коренных пород.

К тектоногенно-аккумулятивному типу рельефа нами отнесены поверхности, первоначальное возникновение которых обусловлено тектоническими разрывными нарушениями, по наклонным плоскостям которых, либо ступеням сбросов, они и были заложены. В процессе дальнейшего преобразования рельефа эти поверхности перекрывались осадками в период от олигоцена до голоцена, однако эти процессы лишь частично замаскировали природу их образования.

К этой генетической категории нами отнесены террасовидные поверхности приустьевой части жёлоба Св. Анны, наклонные поверхности континентального склона средней крутизны и террасовидные площадки в пределах континентального склона и его подножия.

Денудационный рельеф не имеет широкого распространения на шельфе. Денудационные поверхности континентального склона миоцен-голоценового возраста по своим морфометрическим характеристикам близки к структурно-денудационным, однако не имеют отчётливо выраженной структурной природы. К этому же типу относятся склоны, выработанные при участии различных агентов денудации, таких как эрозия, абразия, экзарация. Абразионные и абразионно-денудационные склоны прослеживаются на глубинах до 200 м. Вдоль тылового шва подножия бортов жёлоба Св. Анны протягиваются абразионно-эрозионные склоны. Сквозные экзарационные склоны троговых долин прослеживаются на глубинах от 0 до 350 м.

Абразионные террасы, бенчи, склоны, возникшие в субаэральных условиях, имеют незначительное развитие у побережья островов.

Эрозионные и эрозионно-денудационные склоны, возможно, возникли в субаэральных условиях при трансгрессивно-регрессивных колебаниях уровня моря и в дальнейшем, в результате быстрого погружении дна, сохранили морфологические параметры, несколько модифицированные в субаквальных условиях.

Экзарационные склоны троговых долин по времени их формирования можно подразделить на три генерации: наиболее древние, устья которых располагаются на глубинах 300–350 м, возникли, вероятно, в среднем неоплейстоцене; троговые долины, устья которых располагаются на глубинах 200–250 м, условно отнесены к верхнему неоплейстоцену; троговые долины, являющиеся подводным продолжением современных выводных ледников, имеют голоценовый возраст.

Денудационно-аккумулятивный и аккумулятивно-денудационный рельеф. К данной категории рельефа отнесены склоны, подножия поднятий и террасы, образованные в результате воздействия на поверхность противоположных факторов. При преобладающей роли процессов денудации образуются склоны большей крутизны, а если же преобладает фактор аккумуляции, которая, как правило, накладывается на денудационные процессы, то в результате выравнивания поверхностей при осадконакоплении создаются более пологие, вплоть до субгоризонтальных, формы.

К этой же категории рельефа отнесены и абразионно-аккумулятивные склоны, располагающиеся ниже чисто абразионных, с которых осадки в процессе разрушения смещаются вниз по наклонной поверхности.

Поверхностями, возникшими под воздействием денудационно-аккумулятивных процессов, представляются полого наклонённые к северу террасовидные поверхности днища жёлоба Св. Анны, первоначальным происхождением обязанные абразионно-денудационной деятельности моря, но выровненные процессами аккумуляции.

Пологие склоны подводных долин на глубинах, не превышающих 200 м в пределах поднятий ЗФИ и Центрально-Карского, возникли в субаэральных условиях в поздненеоплейстоценовое время, хотя в их формировании также участвовали процессы эрозии и аккумуляции.

Аккумулятивный рельеф. Поверхности, в становлении которых основную роль играли процессы аккумуляции, довольно широко

развиты на площади листа. Сюда относятся подножия подводных возвышенностей, днища впадин и котловин, подводные равнины, созданные в результате морской седиментации, гравитационного сноса, отложений временных и мутьевых потоков, ледниковые отложения и различные сочетания вышеперечисленных факторов. Эти поверхности различаются по батиметрическому положению и возрасту формирования.

В результате процессов аккумуляции образованы подножия островных поднятий и подводных возвышенностей на глубинах 150–200 м и подножия бортов жёлоба Св. Анны. Процессы аккумуляции играли ведущую роль и в образовании континентального подножия, выполненного осадками, выносимыми по желобам и под действием гравитации сносимыми вниз по склону.

К данной генетической категории рельефа относятся субгоризонтальные поверхности подводных равнин на глубинах 220–300 м, днища переуглублённых впадин, в которых отмечаются максимальные мощности голоценовых осадков. Процессы аккумуляции играли ведущую роль в формировании днища глубоководной котловины. Выполнена она, преимущественно, морскими осадками до момента возникновения ледового панциря, а также осадками, приносимыми подводными течениями вплоть до настоящего времени.

Подводные ледниковые формы отложений, вероятно, имеют место на поверхности дна, но однозначно их выделить не удалось. Более древние из них сглажены поздними процессами денудации и аккумуляции. Более молодые отложения поздневалдайского времени можно было бы, вероятно, наблюдать на небольших глубинах вблизи островов, куда по возможностям судовождения подход судов крайне затруднён, поэтому один из самых интересных объектов исследований (граница суша–море) остается пока наименее изученной.

Возраст элементов рельефа морского дна определен в значительной степени условно ввиду крайне малого количества датировок абсолютного возраста отложений на данной площади. Поэтому время заложения как аккумулятивных, так и денудационных поверхностей даётся на основании косвенных признаков — по аналогии со сходными морфологически и генетически соседними площадями, где имеются определения абсолютного возраста, а также путём реконструкции условий формирования рельефа и привязки к определенным геологическим периодам. Чередующиеся периоды трансгрессий и регрессий моря в кайнозой привели к формированию абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных поверхностей. Наиболее низкие из них связываются с самыми древними уровнями стояния бассейна, а высокие — с более поздними. При определении возраста рельефа принималась концепция истории развития региона, предложенная Е. Е. Мусатовым [77].

Современный облик рельеф региона начал приобретать в конце палеогена. В это время начал формироваться склон Евразийского суббассейна, т. е. возраст поверхностей континентального склона в пределах исследуемой площади можно определить как позднеолигоцен-голоценовый, поскольку формирование его продолжается и ныне.

Видимо, к олигоценовому времени относится образование сводовых поднятий морского дна, в том числе и поднятия ЗФИ. С активизацией неотектонических движений в миоцене связано интенсивное расчленение поднятия. К этому времени можно отнести возникновение подводных возвышенностей с их крутыми склонами и подножиями, а также образование глубоких впадин между воздымающимися островами — предшественниками современных желобов-проливов. Однако современный облик последних сформирован под воздействием ледниковых и водно-ледниковых процессов различных стадий сартанского оледенения и последующей морской аккумуляции, что позволяет считать их возраст поздннеоплейстоцен-голоценовым.

В миоцене начинает формироваться континентальное подножие, являющееся областью накопления сносимого под воздействием гравитационных, оползневых процессов и флювиальных потоками осадков, транспортируемых по глубоководным желобам и континентальному склону. В это же время начинают закладываться внутришельфовые желоба — Св. Анны и Воронина, по которым и происходит вынос осадков к континентальному подножию.

С неоплейстоценовым временем связано возникновение форм рельефа, обусловленных деятельностью ледников. Большинство из них, созданных древними оледенениями, уничтожено более молодыми ледниковыми процессами.

С последним, поздннеоплейстоценовым, оледенением связано возникновение троговых долин, бухт, заливов на глубинах до 150 м, а также денудационно-аккумулятивных террас на глубинах выше 150 м.

В поздннеоплейстоценовое время сформировался комплекс террасированных поверхностей днища жёлоба Св. Анны.

С голоценовым временем связывается образование прибрежных террас, пляжей, бенчей; голоценом обозначается поздний возраст формирования практически всех рельефообразующих поверхностей.

РЕЛЬЕФ СУШИ

Основной отличительной особенностью, характеризующей рельеф арх. ЗФИ и о. Ушакова, является оледенение. Ледники покрывают более 85 % суммарной площади островов. Отдельные острова практически полностью покрыты льдом — острова Ева-Лив, Фреден, Аделаиды, Ушакова, более 95 % площади которых занимают ледники. Общую картину нарушают лишь мелкие острова — Клагенфурт, Мак-Культа и др., лишённые ледникового покрова. А также отдельно выделяется о. Грэм-Белл, имеющий наибольший на этом листе ледниковый купол и в тоже время наибольшую площадь свободной ото льда суши.

Ведущим типом оледенения является покровное. Основные формы ледников — щиты и купола, располагающиеся на плато и возвышенностях, а также выводные ледники в долинах и понижениях. На стыке этих двух форм распространена переходная разность — ледники оседания, исходными формами которых часто являются кары и цирки.

Анализ схемы мощности ледников, построенный по данным радиолокационного зондирования [73], показывает, что максимальные величины ледового покрова (до 300 м) приурочены к относительно выровненным поверхностям подледного рельефа, где они образуют изометричные купола (острова Грэм-Белл, Ушакова). Выводные ледники и площади оседания здесь занимают сравнительно меньшую площадь и приурочены в основном только к подножиям склонов.

Описание рельефа дается по дневной поверхности, без снятия ледового покрова, т. е. ледники воспринимаются как геологические тела, обладающие определенными параметрами.

На геоморфологической карте в пределах арх. ЗФИ и о. Ушакова выделены следующие генетические категории рельефа: структурно-денудационный, денудационный, денудационно-экзарационный, аккумулятивно-денудационный и аккумулятивный.

Конструктивно-денудационный рельеф достаточно широко развит на территории арх. ЗФИ. На островах Земля Вильчека, Гохштеттера, Клагенфурт выделяются пологоволнистые отпрепарированные поверхности базальтовых плато или силлов с крутыми, часто обрывистыми склонами, спускающимися почти до уреза воды, от которой они отделены узкой полоской пляжа. Относительные превышения обрывов могут быть более 50 м.

Дайки выражены в рельефе в виде отпрепарированных гребней и гряд. Особенно широко они развиты на о. Грэм-Белл. Ширина гребней и гряд от первых метров до 20 м, высота 20–30 м, а протяженность гряд может достигать нескольких километров.

К этому типу рельефа относятся поверхности нунатаков, выступающие из-под ледникового покрова в центральных возвышенных участках о. Земля Вильчека. Время формирования их — неоген—голоцен.

Денудационный рельеф на архипелаге представлен в виде пологонаклонных денудационных слабохолмистых равнин и локальных денудационных возвышенностей. Равнины развиты на абсолютных высотах 20–40 м. На равнинах достаточно явно выражена речная сеть, зачастую приобретающая древовидный рисунок; русло блуждает по широкому днищу, образуя множество проток. Глубина вреза достигает 30 м. Возвышенности приурочены к выходам коренных пород, перекрытых чехлом делювиальных отложений. Относительные превышения составляют от 20 до 40 м. На о. Грэм-Белл эти поверхности выработаны в осадочных породах мезозоя. Время формирования — неоплейстоцен—голоцен.

Денудационно-экзарационные формы рельефа представлены цирками, карами и троговыми долинами, возникшими в процессе ледникового выпахивания. Преобладающая часть этих форм скрыта под ледниковым покровом. На дневной поверхности наблюдаются лишь кары в верховьях подледных троговых долин, расчленяющих склоны структурно-денудационных плато. По троговым долинам спускаются к морю выводные ледники, выходящие далее за пределы береговой черты. Время формирования данных поверхностей рельефа — поздний неоплейстоцен—голоцен.

На свободной ото льда суше выделяются денудационные склоны гор и предгорий. Склоны образованы под воздействием обвально-осыпных и оползневых процессов. На карте миллионного масштаба их отразить не удалось.

Аккумулятивно-денудационный рельеф представлен прибрежными бенчами (полосами осушки), террасами низких уровней (от 5 до 40 м) и морскими террасами средних уровней (от 40 м). Поверхности образованы преимущественно за счет абразионно-аккумулятивных процессов, происходящих вдоль береговой линии.

Полосы осушки выделены на севере о. Греэм-Белл. Их ширина может достигать нескольких километров. Время формирования — голоцен.

Террасы низких уровней распространены на большинстве островов и представлены серией из нескольких уровней, число которых доходит до четырех. Ширина террас сильно варьирует от первых до сотен метров. В масштабе карты невозможно показать не только весь комплекс террас, но, зачастую, даже и отдельную террасу. Во всяком случае, повсюду, где на карте показан аккумулятивно-абразионный тип берега, присутствует терраса голоценового возраста либо комплекс террас от позднего неоплейстоценового до голоценового возраста.

Морские террасы средних уровней выражены фрагментами поверхностей морского генезиса неоплейстоцен-голоценового возраста, в настоящее время рамываемых временными водотоками. Выделены в северной части о. Греэм-Белл.

Аккумулятивный рельеф представлен тремя подтипами: ледниковым, водно-ледниковым и атмосферной аккумуляцией.

Ледниковые формы — морены, ограниченно развиты на архипелаге. Формы ледниковой аккумуляции встречаются только у края выводных ледников и нунатаков, где чаще всего представлены боковыми моренами и гораздо реже — конечными. Причиной этого является вынос моренного материала в моря, где он и отлагается в днищах троговых долин. Наибольшее распространение морены получили на о. Земля Вильчека. Время формирования — голоцен.

Водно-ледниковый подтип представлен флювиогляциальными полями (зандрами). Зандры развиты на уплощенных наклонных поверхностях, примыкающих к ледникам, и наиболее широко распространены на островах Земля Вильчека и Греэм-Белл. Площадь их незначительна, так как приледниковые участки быстро осваиваются речной сетью и зандровые поля практически не сохраняются. Время формирования — голоцен.

К аккумулятивному типу рельефа относятся также отложения, созданные атмосферной аккумуляцией — ледники, с описания которых, как наиболее характерной особенности данного региона, начат данный раздел. Созданные процессами атмосферной аккумуляции формы рельефа — это поверхности покровных ледников, ледниковых куполов, выводных ледников и ледниковых площадей оседания. Время формирования — голоцен.

ПОДЛЁДНЫЙ РЕЛЬЕФ

По данным радиолокационного зондирования составлена схема архипелага со снятым ледовым покровом, представленная в зарамочном оформлении к геоморфологической карте в масштабе 1:1 500 000.

Анализ схемы показывает, что подлёдный рельеф имеет большую степень расчленённости, чем надлёдный, что указывает на интенсивность неотектонических процессов и активное проявление процессов эрозии до наступления ледникового периода. Разность высот подлёдного рельефа превышает 700 м (переуглублённые впадины подо льдом в пределах контуров островов располагаются ниже уровня моря).

По характеру подлёдного рельефа острова архипелага можно разделить на две группы: острова Грэм-Белл, Фреден, Гофмана, Ла-Ронсьер и резко отличный от них о. Земля Вильчека. Для первой группы островов характерна слабая расчленённость, абсолютные высоты, не превышающие 150 м. Часть их поверхности располагается ниже уровня моря, т. е. контуры островов без ледового покрова отличаются от изображенных на современных картах — острова Ева-Лив и Фреден подо льдом распадаются на два острова каждый, а остров Грэм-Белл пересекается глубоко вдающимися подлёдными заливами.

Подлёдный рельеф о. Земля Вильчека имеет высокую степень расчленённости. Наивысшая точка его поверхности превышает 400 м; в его пределы попадает и максимальная подлёдная глубина, превышающая 200 м. Высокие уровни поверхности подлёдного рельефа острова соответствуют площадям распространения меловых силлов долеритов, играющих роль экрана и препятствующих разрушению менее стойких нижележащих мезозойских отложений. В юго-восточной части острова прослеживается линейно-вытянутая впадина глубиной более 200 м, сходная с переуглублёнными участками, отмечаемыми в желобах-проливах на продолжении выводных ледников. Возможно, происхождение и этой впадины связано с эродирующей деятельностью древнего (довалдайского) ледника, выпахивающего рыхлые отложения по тектонически ослабленной зоне северо-северо-западного направления. Северо-западное окончание впадины фиксируется симметрично расположенным заливом на противоположной стороне острова. Ещё одно линейно-вытянутое заливообразное понижение расположено несколько восточнее описанного. Эти понижения, вероятно, первоначально тектонического генезиса, разделяют поверхность острова на отдельные блоки.

Предлагаемая морфометрическая схема подводного рельефа позволяет яснее представить геологическое строение архипелага.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Архипелаг Земля Франца-Иосифа, как и другие крупные архипелаги Баренцева и Карского морей (Шпицберген, Северная Земля), является обособленным краевым сводовым поднятием, расположенным в области перехода к глубоководной океанической котловине Нансена — структуре Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. История геологического развития перечисленных архипелагов различна, но основные этапы являются сходными для всего Баренцево-Карского региона.

В современном геологическом плане площадь листов U-41–44 располагается на сочленении четырех структурно-формационных областей (СФО), которые в тектоническом плане отвечают либо субрегиональным структурам, либо структурам I порядка и существенно отличаются по строению складчатого фундамента, мощности и строению осадочного чехла, вещественному составу, характеру магматизма. Части СФО, отвечающие более мелким структурам, выделены в качестве структурно-фациальных зон (СФЗ) и подзон (СФПЗ). К числу выделенных СФО относятся:

- СФО ЗФИ (Александровская, Вильчековская и Сальминская СФЗ);
- Восточно-Баренцевская СФО (Восточная СФЗ; СФПЗ Св. Анны, Поперечная, Северо-Восточная);
- Северо-Карская СФО (СФЗ Визе; СФПЗ Западная, Визе–Ушакова, Воронина);
- СФО континентального склона (СФЗ Северная и Южная).

Наименования СФО и СФЗ даны в соответствии с Легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000 (2003 г.). СФО континентального склона и входящие в ее состав СФЗ выделены авторами настоящей записки.

Ранний этап заложения СФО начался в конце позднего протерозоя–раннего палеозоя и продолжался в среднем и позднем палеозое. В мезозойскую и кайнозойскую эпохи произошло окончательное формирование современного структурно-тектонического плана региона. Выделяемые СФО хорошо выражены в геофизических полях и прослеживаются на островах арх. ЗФИ, Северо-Карском сводовом поднятии (острова Визе и Ушакова), прилегающем шельфе и на континентальном склоне.

Сопоставление и корреляция картографируемых подразделений разных структурно-формационных подразделений, отражающие различия в истории их геологического развития, приведены на рис. 8. Индексы структурно-формационных подразделений соответствуют индексам тектонических структур на схеме тектонического районирования.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ–ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАПЫ

Поздний архей–ранний протерозой. Гетерогенный фундамент северной части Баренцевской и Карской плит представлен разнородными структурами древней Восточно-Европейской платформы добайкальской (позднекарельской?) стабилизации и обрамляющих ее складчатых поясов (авлакогенов) байкальского возраста. В основании фундамента (раздел «Глубинное строение» гл. «Тектоника») выделяются слои, образованные гранулит-базитовыми (базальтовый слой) и кристаллическими комплексами гнейсогранитного и гнейсодиоритового состава.

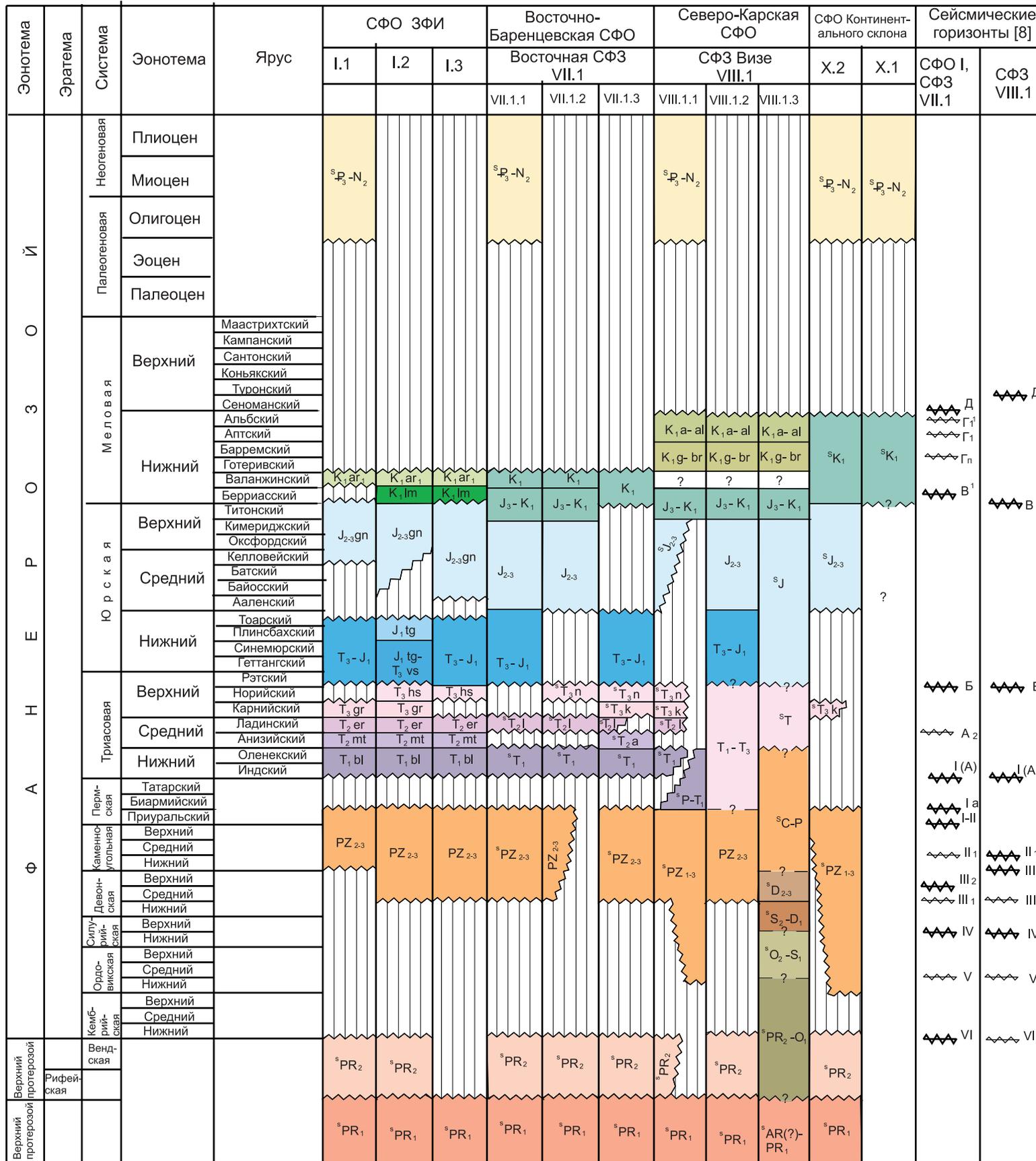
В целом, можно предположить, что описываемый отрезок геологической истории района характеризовался глубоким погружением с формированием метаморфических пород (архей–начало раннего протерозоя) и последующим неравномерным воздыманием с массовым внедрением интрузий базитового состава (ранний протерозой).

В конце раннепротерозойской эры в пределах северной и восточной частей СФО ЗФИ (включая континентальный склон), а также СФЗ Визе, возможно, сформировались поднятия, служившие областью сноса для позднепротерозойских отложений в районе северной части Баренцева и Карского морей.

Поздний протерозой–ранний палеозой. В позднепротерозойскую (рифейскую) эру в результате проявления готского–раннебайкальского циклов складчатости происходит формирование складчатого обрамления кристаллического блока фундамента. На юге арх. ЗФИ, а также к югу, западу и востоку от архипелага во впадинах рельефа, в условиях мелководного открытого морского бассейна накапливаются терригенные осадки нагурской серии — аргиллиты, алевролиты и кварцевые песчаники в тонком переслаивании. На поднятиях кристаллического фундамента (поднятие Поперечное в южной части желоба Св. Анны) мощность верхнепротерозойских отложений составляет 0,8–1,0 км, увеличиваясь во впадинах до 3 км. На отдельных участках поднятий верхнепротерозойские отложения в разрезе отсутствуют и палеозойские осадки ложатся непосредственно на метаморфические толщи нижнего протерозоя (Сальминское поднятие, юго-восток поднятия Визе, континентальный склон).

Приведенные материалы свидетельствуют о проявлении цикла байкальской складчатости, охватившей южное обрамление сводового поднятия ЗФИ, южную часть желоба Св. Анны и западную часть Северо-Карского сводового поднятия. В позднем протерозое и в начале палеозоя указанные районы представляли собой архипелаг крупных островов, вытянутых в субширотном направлении и разделенных проливами шириной до 70 км с глубинами 1,5–2,0 км. Метаморфические толщи кристаллического фундамента определяли состав области сноса при формировании верхнепротерозойских–нижнепалеозойских отложений восточной части Вильчековской впадины, желоба Св. Анны, северной части Северо-Восточной впадины.

Для Северо-Карского поднятия аналогом верхнепротерозойских отложений ранее принимался разрез флишеидной толщи о. Большевик



- Сотношение геологических подразделений:
- Стратиграфические согласные
 - ~ Стратиграфические несогласные
 - ~?~ Неопределенные (соотношения не ясны)
 - ~ Стратиграфические перерывы
 - III.1 Индексы структурно-формационных зон
 - V.A.4.1 Индексы структурно-формационных подзон
 - Г Опорные отражающие горизонты (границы сейсмокомплексов)
 - III₁ Отражающие горизонты (границы сеймоподкомплексов)

Рис. 8. Схема корреляции картографируемых подразделений.

арх. Северная Земля [5]. Однако определения изотопного возраста детритовых цирконов, полученные в 2007 г. Henning Lorenz, David G. Gee (университет Упсала, Норвегия) и Antonio Simonetti (Университет Альберта, Канада), заставляют по-новому взглянуть на историю геологического развития арх. Северная Земля. В пробах из предположительно рифей-вендских пород детритовые цирконы имеют возраст от 1927 до 471 млн лет, причем из 134 зерен 53 датируются вендом (34 зерна) и ранним кембрием, что исключает рифей-вендский возраст вмещающих пород. Возраст детритовых цирконов из кембрийских, ордовикских и девонских отложений архипелага последовательно удревняется от рифейского в кембрийских отложениях до архейского — в девонских.

Полученные в последние годы определения возраста детритовых цирконов из метаморфических толщ Северного Таймыра [72] укладываются в интервал 520–860 млн лет, что исключает как их раннепротерозойский–среднерифейский возраст, так и представление о Северном Таймыре как об области сноса для венд-кембрийских отложений арх. Северная Земля. Приведенные сведения позволяют предположить, что областью сноса для формирования нижнепалеозойских (кембрий–ордовик) отложений арх. Северная Земля могла служить восточная часть Северо-Карского поднятия. Возможно, поднятие включало в себя континентальный склон Брусилова (в современном плане) и доходило до северо-западных границ арх. Северная Земля. Поднятие существовало длительное время, последовательно поставляя материал рифейского возраста — в кембрийские отложения, рифей-раннепротерозойского — в ордовикские отложения и существенно архейского — в девонские отложения арх. Северная Земля.

На сопредельных территориях к югу от Северо-Карского поднятия нерасчлененные верхнепротерозойские–нижнекембрийские отложения установлены в северной части северного острова арх. Новая Земля. Отложения представлены л о м о н о с о в с к о й толщей (PR₂–C₁lm), сложенной филлитами с подчиненным количеством интенсивно пиритизированных полевошпат-кварцевых метапесчаников и метаалевролитов. Возраст толщи определяется находками позднепротерозойских микрофоссилий. В перекрывающих ломоносовскую толщу отложениях м е н д е л е в с к о й толще определены среднекембрийские трилобиты [8]. Мощность ломоносовской толщи составляет 1550–2450 м.

Судя по преимущественно глинистому первичному составу пород и интенсивной пиритизации, осадконакопление происходило в застойных глубоководных бассейнах с сероводородным заражением.

С завершением готского(?) цикла складчатости связано проявление северо-сульмениевского мигматит-плагиогранитового комплекса на юго-западе северного острова арх. Новая Земля. Комплекс представлен иньекциями, согласными жилами и секущими телами, локализованными в кристаллических сланцах и амфиболитах нижнего рифея. Комплекс развит на площади около 5 км². Возраст пород комплекса определяется как добайкальский на основании изотопных датировок цирконов — 1300 ± 90 млн лет (Pb-Pb метод, ВСЕГЕИ), хотя имеются и определения 598 ± 26 млн лет и 618 ± 18 млн лет (U-Pb метод по цирконам, Хьюстон, США). В жилах

пегматитов на контакте с вмещающими породами присутствуют мусковит, турмалин, флюорит с высоким содержанием иттрия (до 1%), пирит, халькопирит. Минерализация, по мнению Е. А. Кораго, является наложенной и связана с проявлением раннемезозойского этапа активизации [22].

На рубеже позднего докембрия – раннего палеозоя обширное пространство центральной, северной и северо-восточной частей Баренцевского шельфа и сводового поднятия ЗФИ представляет собой средне-низковысотную горную страну, служившую областью сноса для обрамляющих ее с запада, севера и востока морских бассейнов Скандинавско-Шпицбергенского и Уральского подвижных поясов. Рельеф горной страны, видимо, представлял собой сочетание гряд и разделяющих их впадин близмеридионального простираения с близизометричным плато на месте карельских блоков типа срединных массивов (СФО ЗФИ).

В кембрийскую эпоху на сопредельных территориях в районах арх. Северная Земля и северной части арх. Новая Земля существовал единый морской бассейн с умеренными глубинами, в котором происходило накопление преимущественно терригенных темноцветных глинисто-алевритовых, реже песчаных, толщ. В пределах СФО ЗФИ располагалась низкая денудационная равнина, разделявшая Свальбардскую платформу и блок Северной Земли, где происходило осадконакопление.

В Северо-Карской СФО (поднятие Визе–Ушакова) наличие кембрийских отложений можно предполагать только в восточной части в переходной зоне к желобу Воронина (лист U-45–48) в составе нерасчлененных палеозойских отложений. Мощность предполагаемых палеозойских отложений на указанном участке составляет 8,5 км, постепенно уменьшаясь к западу до 5,5 км, что происходит, возможно, за счет выклинивания нижнепалеозойской (кембрий-ордовикской) части разреза.

В ордовикскую эпоху *сводовое поднятие ЗФИ* с прилегающим шельфом продолжало служить областью сноса для центральной и южной областей Баренцева моря и западной части Карского моря (восточная часть Северо-Карской СФО). На дневную поверхность были выведены позднепротерозойские толщи складчатого фундамента, а на отдельных участках (Вильчековская СФЗ) и блоки метаморфических образований раннего протерозоя – архея(?) кристаллического фундамента.

К западу от сводового поднятия ЗФИ осадконакопление могло происходить в северной части Северо-Шпицбергенской СФЗ, где в локальных мелководных водоемах накапливались маломощные толщи органогенных известняков [7].

Для арх. Северная Земля ордовикская эпоха является переломной. На рубеже кембрия и ордовика в результате проявления начальных этапов каледонской складчатости происходит общее поднятие и смена фациальных условий накопления осадков от морских к континентальным. На о. Октябрьской Революции в аренигское время накапливается толща грубозернистых светлых песчаников с прослоями гравелитов, конгломератов, глинистых доломитов, туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов (кружилихская свита) мощностью 200–250 м.

В позднеаренигское—ашгиллское время в центральной и северной частях острова происходит накопление пестроцветных (красноцветных, зеленоцветных, сероцветных) толщ песчаников, алевролитов, доломитов, органических известняков с пластами гипсолитов. Отмечаются маломощные покровы (0,5–3,0 м) эффузивов кислого—среднего состава и пласты туфов мощностью 0,5–5,5 м.

Специфической особенностью средне-верхнеордовикских отложений является гематитизация красноцветных разностей пород, которая проявляется в лимонит-гематитовом цементе, наличии маломощных прослоев оолитовых гематитовых руд. Для площадей развития ордовика характерно значительное количество проявлений лимонит-гематитовых руд гидротермального, контактово-пневматолитового, вулканогенно-осадочного генезиса.

Наличие многочисленных трещин усыхания, псевдоморфоз гематита по галиту указывает на формирование осадков в континентальных условиях (прибрежно-морские, застойные засоленные лагуны, заливы, озера).

На рубеже среднего и позднего ордовика в восточной части о. Октябрьской Революции (район оз. Смутное) произошло внедрение близповерхностных интрузий сиенит-порфиров, сиенит-диоритов смутнинского комплекса с изотопным возрастом $445-456 \pm 15$ млн лет [44].

Анализ мощностей ордовикских отложений о. Октябрьской Революции (центральная и северная часть острова — мощность 1500–1600 м; южная часть острова — 510–580 м) показывает, что область сноса находилась к северу, захватывая и о. Комсомолец (в современном плане).

По неопубликованным данным Н. Logenz (2007 г.), в отложениях ордовика присутствуют детритовые цирконы с возрастными 453–471 и 439–447 млн лет, что может указывать на размыв интрузий смутнинского комплекса.

Силурийская эпоха знаменуется наиболее интенсивной в палеозойское время обширной трансгрессией, развитой в Карском море и южной части Баренцева моря. В пределах арх. ЗФИ продолжало существовать обширное поднятие, которое охватывало все структурно-формационные зоны (Франц-Виктория, Александровскую, Вильчевскую, Сальминскую, Св. Анны, западную часть Визе). Предполагаемое осадконакопление могло происходить только в восточной части Северо-Карского поднятия.

Аналогом разреза могут служить силурийские отложения западной части арх. Северная Земля, сложенные органическими, водорослевыми, строматолитовыми известняками темно-серой и серой окраски с прослоями глинисто-доломитистых известняков. К востоку, в среднем течении р. Матусевича, в разрезе появляются красноцветные мергели и алевролиты с прослоями гипсов. Мощность силурийских отложений колеблется от 320 м в западной части арх. Северная Земля (с исчезновением верхней части разреза) до 1050 м в центральной части о. Октябрьской Революции.

В районе центральной части арх. Новая Земля в силуре происходит накопление валунно-галечных конгломератов мощностью до первых сотен метров, а на севере архипелага силурийские отложения представлены ритмичной флишеподобной толщей мощностью до 2000 м (отложения

континентального склона?). Анализ фаций указывает на перенос обломочного материала с юга на север и наличие области сноса в центральной части архипелага. В ранне-среднесилурийское время в южной части северного острова завершился этап внедрения согласных и секущих маломощных интрузий основного состава. Вмещающими породами являются метатерригенные породы верхнего протерозоя. Возраст комплекса является спорным, поскольку изотопные датировки (К-Аг метод) по валовому составу амфиболитов сильно различаются: от 408 ± 28 до 445 ± 31 млн лет, а также, по другим данным, 495 ± 8 и 588 ± 8 млн лет. По мнению А. Е. Кораго [22, 35], формирование русановского комплекса предпочтительнее связывать с позднебайкальской эпохой активизации, отчетливо проявленной на о. Вайгач и севере Пай-Хоя.

В восточной части арх. Шпицберген на о. Эдж в позднеордовикское—раннесилурийское время формируется толща (до 945 м) органогенных, водорослевых известняков с прослоями доломитовых и глинистых известняков [2].

Из приведенных материалов можно сделать вывод, что в силурийскую эпоху намечаются две различные структурно-формационные области накопления осадков. Для северной части Баренцева и Карского морей осадконакопление происходило в морских тепловодных водоемах нормальной солености, окружавших поднятия суши. Для южной формационной области (западная часть п-ова Таймыр, северная и южная части арх. Новая Земля, Тимано-Печорская синеклиза) характерен глинисто-терригенный состав вмещающих пород. Области сноса находились, предположительно, к югу от указанных районов и не влияли на формирование силурийских осадков северной и центральной частей Карского и Баренцева морей. Отмечается общая закономерность увеличения мощности силурийских отложений с запада на восток независимо от фациального состава разреза (карбонатный, глинисто-терригенный). На арх. Северная Земля в указанном направлении мощность увеличивается от 320 м на о. Пионер до 1050 м в центре о. Октябрьской Революции. В Тимано-Печорской синеклизе наблюдается увеличение мощности от 500 м на западе до 1500 м — на востоке [54, 25].

Девонская эпоха. В раннедевонское время в пределах восточной части Шпицбергенской антеклизы продолжало существовать единое поднятие, включающее в себя северо-восточную часть арх. Шпицберген и сводовое поднятие ЗФИ. Возможное накопление нижнедевонских осадков могло происходить к западу от ЗФИ в пределах впадины Виктория, косвенным подтверждением чего являются единичные находки микрофоссилий D_{1-2} в верхнедевонских отложениях на акватории [7]. В пределах сводового поднятия ЗФИ и его юго-восточного обрамления на рубеже раннего—среднего девона на завершающих этапах каледонской складчатости произошло заложение локальных впадин (Вильчековская СФЗ, Северо-Восточная СФПЗ). На этих участках в мелководных опресненных водоемах происходит формирование континентальных отложений с прослоями липтобиолитовых (кутикуловых) углей, что подтверждается многочисленными находками окатанных обломков таких углей среди размытых нижнеюрских(?)

конгломератов на о. Грэм-Белл. Среднедевонский возраст углей установлен на основании выполненных в 1998 г. И. Б. Волковой определений хитиновых остатков *Artropoda* [73]. Аналоги таких углей известны в среднедевонских отложениях Кузбасса (барзасситы) и Воркуты. Формирование липтобиолитовых углей происходило в условиях умеренного гумидного климата.

В южной части арх. Шпицберген в пределах Медвежинско-Надеждинского поднятия формируется позднедевонская пестроцветная песчаная толща мощностью 330–450 м с пластами и линзами каменного угля и базальными конгломератами в основании.

В северной части арх. Новая Земля в раннем девоне накапливается толща разнообразных известняков (органогенно-обломочных, водорослевых, глинистых), пестроцветных в верхней части. Отмечаются прослой доломитов, алевролитов, аргиллитов. В разрезе среднего девона преобладают черные аргиллиты, алевролиты с прослоями, линзами и олистостромами серых известняков. В позднем девоне формируется вулканогенно-осадочная толща, представленная алевролитами, песчаниками с редкими мало мощными покровами базальтов, прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников, конгломератов. Мощность девонских отложений колеблется от 2800 до 3300 м, увеличиваясь с востока на запад [8].

На арх. Северная Земля девонские отложения широко развиты в западной и центральной частях стровов Октябрьской Революции, Комсомолец и почти полностью слагают о. Пионер. Они представлены всеми тремя отделами девонской системы и образуют четкий трансгрессивно-регрессивный цикл смены формаций от мелководной морской карбонатно-терригенной к терригенной прибрежно-морской, лагунной, лагунно-дельтовой. Для всего разреза девона характерно наличие пластов (до 7–8 м мощностью) стратиформных медистых песчаников дельтовой фации, а в верхнем девоне отмечается значительное количество обломков обугленной древесины [44].

Приведенные данные показывают, что континентальные угленосные формации в северной части Баренцева и Карского морей приурочены к среднему–позднему девону и располагались вблизи от областей сноса, либо во впадинах в пределах области сноса. Состав обломков из пород нижней части разреза (валуны и гальки в конгломератах) девона в целом должен соответствовать составу пород области сноса. В западной части о. Октябрьской Революции в основании разреза девона установлен горизонт гравелитов и конгломератов с обломками фаунистически охарактеризованных силурийских пород. По данным Н. Lorenz, D. G. Gee (2007 г.), возраст детритовых цирконов из проб эмских (D_1) отложений в центре о. Октябрьской Революции колеблется от 2014 до 572 млн лет, что указывает на поступление в размыв пород указанного возраста. Областью сноса могла служить северная часть Северо-Карского сводового поднятия, которое в девонскую эпоху включало в себя континентальный склон, южную часть котловины Нансена (в современном плане) и доходило до западных границ арх. Северная Земля.

В каменноугольную – пермскую эпохи сводовое поднятие ЗФИ прекратило свое существование как долгоживущая область сноса,

поставляющая материал в северную и центральную части Баренцева моря и в западную часть Карского моря. В восточной части арх. ЗФИ (листы U-41–44) осадконакопление происходило во всех структурно-формационных зонах. На поднятиях (Александровское, Северо-Карское, Поперечное) в визейское–серпуховское время на заболоченных приморских равнинах накапливались терригенные угленосные осадки, аналогичные дежневской толще о. Земля Александры [7]. Во впадинах (Вильчековская, Св. Анны, Воронина) в условиях открытых морских тепловодных бассейнов, возможно, происходило карбонатное осадконакопление.

В среднекарбонатовый век в пределах Александровской СФЗ снова сформировалось единое довольно обширное поднятие, которое охватило весь север арх. ЗФИ от о. Земля Александры до о. Ева-Лив. На остальной части площади накапливались карбонатные осадки, подтверждением чего являются многочисленные находки обломков карбонатных пород на островах архипелага с фаунистическими остатками от визейского (C_1) до сакмарского ярусов (P_1). Наличие средне-верхнепалеозойских отложений подтверждается и присутствием миоспор древних палинокомплексов D_{2-3} , C , P_1 , P_{1-2} , установленных в верхнетриасовых–нижнеюрских породах о. Грем-Белл (определения Л. А. Фефиловой, 2007 г.).

В касимовское–ассельское время (C_3 – P_1) на всей площади происходит накопление органогенных известняков кропоткинской толщи. На поднятиях мощность осадков была крайне незначительна (83 м по скв. Нагурская на о. Земля Александры), а во впадинах, предположительно, значительно больше. Осадконакопление происходило в среднеглубинных или мелководных теплых морях с минимальным поступлением глинистого материала, что указывает либо на удаленность области сноса, либо на равнинный характер суши.

В позднеассельское–вятское время (P_1 – P_3) на сочленении Александровской и Вильчековской СФЗ (листы U-37–40) сформировалось локальное поднятие, на котором периодически происходили излияния базальтов (изотопный возраст ксенолитов базальтов из эруптивных брекчий палеовулкана скал Неприступных на о. Солсбери составляет 288 и 252 млн лет). Возможно, излияния происходили и на других островах северной части архипелага.

В восточной части Северо-Карского сводового поднятия предполагаются выходы на поверхность дна нерасчлененных пермских–нижнетриасовых осадков. В пределах листа U-41–44 мощность их минимальна и составляет около 150 м, увеличиваясь до 1200 м в северо-восточном направлении в сторону желоба Воронина.

На рубеже позднего девона–раннего карбона к западу от арх. ЗФИ (северная часть Северо-Шпицбергенской СФЗ) произошло внедрение интрузий мусковитовых гранитов, гранодиоритов с абсолютным возрастом $344,3$ – $369,1 \pm 3$ – 4 млн лет [7]. Определения возраста детритовых цирконов из раннекаменноугольных песчаников дежневской свиты (скв. Нагурская, глубина 1776,0 м), выполненные в изотопном центре ВСЕГЕИ в 2007 г., показали наличие в области сноса пород раннепротерозойского, рифейского, вендского, кембрийского и позднедевонского–раннекаменноугольного

возраста. Можно предположить, что поставщиками цирконов позднего девона—раннего карбона были вышеуказанные интрузии к западу от арх. ЗФИ. Магматические комплексы кембрийского возраста в западном и центральном секторах Арктики не установлены, в связи с чем можно предположить, что между архипелагами ЗФИ и Северная Земля, возможно, существовало обширное долгоживущее поднятие, частью которого являлись Северо-Карское поднятие и южная часть котловины Нансена. Именно на этом гипотетическом поднятии могли существовать магматические кембрийские породы. Поступление цирконов раннепротерозойского—вендского возраста происходило из ближней области сноса, на что указывает обилие (57%) зерен данного возраста.

На западном побережье северной части арх. Новая Земля в раннем карбоне формировались существенно карбонатные отложения, сменившиеся карбонатно-терригенными в среднем карбоне—ранней перми. Осадконакопление происходило в условиях мелководного шельфа. На восточном (Карском) побережье в раннем карбоне накапливались углеродистые глинисто-кремнистые и глубоководные карбонатные осадки, а затем (среднекарбонный—раннепермский века) — преимущественно терригенные. На рубеже позднепермского—раннетриасового веков в восточной части Баренцева моря отмечается активизация магматической деятельности, которая проявилась в центральной части арх. Новая Земля внедрением даек габбро-долеритов на участке бухты Безымянная и кварцевых долеритов на м. Желания с возрастом 255 и 246 млн лет, соответственно.

На арх. ЗФИ данному этапу активизации, возможно, отвечают излияния базальтов с уже упоминавшимся возрастом 252 млн лет. На Северо-Карском поднятии, в районе о. Ушакова, по данным обработки материалов аэромагнитной съемки выявлена серия близповерхностных (глубина залегания верхних кромок — 0,5–1,1 км) тел основного состава, локализованных скорее всего в отложениях верхнего карбона.

На арх. Северная Земля герцинский этап тектоно-магматической активизации проявился внедрением крупных массивов биотитовых гранитов и лейкогранитов кропоткинского комплекса в рифей-вендские (о. Большевик) и кембрий-нижеордовикские (о. Октябрьской Революции) отложения. Калий-аргоновые датировки валовых проб гранитоидов и монофракций минералов укладываются в возрастной интервал 285–360 млн лет [5]. Внедрение гранитоидных массивов сопровождалось поднятием и привело к выведению архипелага из области осадконакопления.

Среднекарбонные—верхнепермские (московский — казанский яруса) осадки на арх. Северная Земля установлены на локальных участках островов Большевик, Октябрьской Революции, Комсомолец. Отложения представлены кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, полимиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, углистых аргиллитов. Отмечаются остатки древесины, коры, листьев, семян растений, а на о. Октябрьской Революции встречаются окаменелые стволы деревьев размером до 1,5 м. На о. Комсомолец среди терригенных пород встречены линзы и прослои ракушняковых песчаных

известняков, что указывает на смену условий осадконакопления с юга на север от континентальных к прибрежно-морским. Мощность отложений незначительна и составляет 30–80 м.

Исходя из характеристики каменноугольных–пермских осадков арх. Северная Земля, можно предполагать терригенный или карбонатно-терригенный состав отложений на площади Северо-Карского поднятия. Подтверждением этого могут служить малые скорости ($V_{пл} = 5,2$ км/с), установленные для всего разреза нижнего палеозоя по материалам ВВЭ «Север-87 [60].

МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП

На рубеже раннего мезозоя история геологического развития Баренцевского и Карского регионов резко различаются. Баренцевский регион становится областью устойчивого накопления (включая сводовое поднятие ЗФИ) со значительным удалением от области сноса. В Карском регионе осадконакопление смещается в северную и центральную части Карского моря с преимущественной областью сноса в районе островов арх. Северная Земля. Происходит резкая смена условий осадконакопления со сменой климата и карбонатные, терригенно-карбонатные осадки палеозоя сменяются преимущественно терригенными отложениями мезозоя.

В раннетриасовую эпоху (индский, оленекский века) в восточной части Александровской СФЗ (о. Ева-Лив) формируется толща полимиктовых серых песчаников с прослоями и конкрециями песчанистых известняков с глауконитом, мелкими окатанными зернами каменного угля. Мощность толщи в северной части желоба Св. Анны составит 230 м. В западной части арх. ЗФИ (о. Земля Александры, скв. Нагурская) накапливается толща темно-серых до черных аргиллитов мощностью до 660 м с прослоями и конкрециями глинистых известняков и слюдястых песчаников. Областью сноса являлась, очевидно, северная часть Северо-Карской СФО. С востока на запад происходила смена фациальных условий осадконакопления от мелководных прибрежно-морских до умеренно глубоководных морских.

В центральной и южной частях желоба Св. Анны нижнетриасовые отложения присутствуют повсеместно. Отмечается резкое уменьшение их мощности до полного выклинивания в западной части Северо-Карского сводового поднятия. Сходная геологическая ситуация прослежена и в переходной зоне от Восточно-Баренцевской к Сальминской СФЗ, где отложения нижнего триаса отсутствуют. Мощность отложений нижнего триаса изменчива и колеблется от 640 м (северная часть Северо-Восточной СФЗ, листы Т-41–44) до 2120 м в центральной части Поперечного поднятия. Средняя мощность осадков составляет 700–900 м и постепенно уменьшается к северу. Таким образом, областью сноса для желоба Св. Анны и восточной части арх. ЗФИ в раннетриасовую эпоху являлись Северо-Карское и Сальминское поднятия.

Возраст детритовых цирконов из отложений нижнего триаса (о. Ева-Лив), определенный в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, также косвенно указывает на наличие двух областей сноса. Около 42 % зерен

имеют возраст 295–361 млн лет, что хорошо согласуется с возрастом гранитоидов кропоткинского комплекса на арх. Северная Земля. С возрастом 252–258 млн лет (26% определений) хорошо согласуется возраст ксенолитов базальтов из эруптивных брекчий палеовулкана скал Неприступных на о. Солсбери (арх. ЗФИ). Таким образом, в западную область сноса могли входить не только Сальминское поднятие, но и отдельные участки центральной части арх. ЗФИ.

Среднетриасовая эпоха. В анизийский век вся западная часть арх. ЗФИ с прилегающим шельфом (Северо-Шпицбергенское поднятие, ступень Франц-Виктория, западная и северная части Александровского поднятия) образует единую сушу, с которой происходил снос в южном, юго-восточном и восточном направлении [7]. В восточной части архипелага формируется темноцветно-сероцветная толща аргиллитов и алевролитов с прослоями углистых песчаников и известняков. Мощность толщи составляет 723 м (о. Греэм-Белл, скв. Северная).

В восточной части Александровской СФЗ выходы пород анизийского яруса приурочены к краевой части антиклинальной структуры и прослежены на акватории и островах Гофмана, Ла-Ронсьер, Фреден. Полная мощность верхней части разреза составляет 220 м.

В позднеанизийское время в северо-западной части Вильчековской впадины на границе с Александровским поднятием происходят локальные излияния базальтов (ксенолиты базальтов с возрастом 240 млн лет).

В СФПЗ Св. Анны анизийские отложения развиты только в западной части желоба, постепенно выклиниваясь к центру в сторону Северо-Карского поднятия.

Таким образом, в анизийском веке западная и центральная части арх. ЗФИ являлись областью сноса. На востоке областью сноса служила суша, объединявшая Северо-Карское сводовое поднятие и восточную часть желоба Св. Анны. Подтверждением такому предположению являются возраст детритовых цирконов 244–264 млн лет (возможный снос с арх. ЗФИ), 315 млн лет (гранитоиды арх. Северная Земля) и 440–640 млн лет (предположительно, снос с востока Северо-Карской СФЗ).

В л а д и н с к и й век происходит обширная трансгрессия моря, которая охватила все сводовое поднятие ЗФИ с прилегающим шельфом. В западной части (листы U-37–40) областью сноса служило Северо-Шпицбергенское поднятие и северная часть ступени Франц-Виктория. Для восточной части архипелага областью сноса являлось Северо-Карское сводовое поднятие, которое охватывало северо-восточную часть желоба Св. Анны, континентальный склон Брусилова и южную часть котловины Нансена (в современном плане). В восточной части архипелага (скв. Северная, о. Греэм-Белл) в разрезе ладинского яруса преобладают темноцветные аргиллиты с прослоями алевролитов, реже — песчаников. В верхней части разреза ладинских отложений присутствуют фосфатно-карбонатно-глинистые конкреции, не характерные для разреза западной и центральной частей архипелага. Состав поглощенных катионов глинистых пород показывает, что в ранне-среднеладинское время осадконакопление происходило в морских засоленных водоемах, реже в мелководных

натриевых лагунах. В позднеладинское время отложения накапливались в мелководных (не глубже 200 м) морских бассейнах нормальной солености. В восточной части из области сноса поступало большое количество органического материала, что привело к накоплению фосфатов в глинисто-карбонатных конкрециях.

В пределах листов U-41—44 отложения ладинского яруса (ермаковская свита) присутствуют во всех структурно-формационных зонах, за исключением Северо-Карского сводового поднятия, где осадконакопление происходило только на участках наибольшего прогибания. Мощность отложений колеблется от 707 м в скв. Северная до 730 м в северной части желоба Св. Анны и до 1000 м — в его южной части. На границе с Северо-Карским поднятием ладинские отложения выклиниваются. На сопредельной площади листов T-41—44 мощность ладинских отложений более изменчива (от 520—710 до 1300 м).

Карнийский век. На рубеже среднего и позднего триаса в связи с регрессией моря в пределах сводового поднятия ЗФИ единый бассейн седиментации разделился на несколько локальных, окруживших блоки суши.

Северная часть Александровской СФЗ от о. Земля Александры до о. Ева-Лив являлась единым поднятием, снос с которого происходил в юго-восточном направлении. В западной части этого поднятия (м. Лудлов, о. Земля Александры) происходят излияния базальтов с изотопным возрастом 227 ± 4 млн лет. В восточной части Александровской СФЗ карнийские отложения приурочены к зоне сочленения с Вильчековской СФЗ, узкой полосой обрамляя поднятие с юго-востока (от северной части о. Земля Вильчека в север-северо-восточном направлении). Областью сноса являлась центральная часть Александровского поднятия и, возможно, северо-восточная часть желоба Св. Анны и северная часть Северо-Карского поднятия.

Для разреза карния в восточной части архипелага характерны разнозернистые серые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и маломощными седиментационными брекчиями. Углистость пород возрастает снизу вверх по разрезу до появления в верхней части прослоев углей мощностью 0,2—0,45 м. Анализ состава поглощенных катионов глинистых пород из скв. Хейса показывает, что в центральной части Вильчековской СФЗ осадконакопление происходило преимущественно в мелководных морских засоленных водоемах, а в позднекарнийское время — в закрытых лагунах натриевого типа. В восточной части Вильчековской СФЗ (северная часть островов Вильчека и Грэм-Белл) формирование осадков происходило в мелководном морском бассейне нормальной солености, а верхней угленосной части — в континентальных условиях прибрежно-морской равнины. Изучение изотопного состава детритовых цирконов из карнийских отложений о. Винер-Нейштадт (восточная часть листов U-37—40) показывает наличие в области сноса пород, содержащих цирконы с возрастными 241—261 млн лет (36%), 294—343 млн лет (32%), 510 млн лет (12%) и 610—1400 млн лет (20%). Набор детритовых цирконов, в целом, говорит о единстве состава области сноса карнийских и раннетриасовых отложений, поскольку в обоих случаях резко преобладают цирконы позднепалеозой-

ского возраста. При сохранении общего количества цирконов кембрийского и рифей-вендского возраста отмечается повышение доли последних в карнийских породах по сравнению с нижнетриасовыми, что указывает на некоторое воздымание области сноса (Александровское поднятие).

В северной части СФПЗ Св. Анны карнийские отложения присутствуют только в западной части желоба, постепенно выклиниваясь в северо-восточном направлении. В южной части желоба Св. Анны в карнийский век осадконакопление происходило на локальных участках в Северо-Восточной СФПЗ и на западном склоне Северо-Карского поднятия. Очевидно, большая часть Поперечного поднятия являлась низкогорной сушей, с которой происходил снос практически во всех направлениях.

Отдельно следует рассмотреть вопрос о наличии карнийского бассейна седиментации, располагавшегося к северу от Александровского поднятия (листы U-37–40, U-41–44) и включавшего в себя континентальный склон Брусилова и южную часть котловины Нансена в современном плане. По данным интерпретации геофизических материалов, от средней части континентального склона до его подножия, в разрезе присутствуют толщи эвапоритов (см. гл. «Стратиграфия»). Для южной части котловины Нансена можно предполагать морской тип разреза, хотя мощность 2400 м в целом соответствует всему разрезу триаса в пределах арх. ЗФИ. Областью сноса при формировании карнийской осадочной толщи в южной части котловины Нансена являлась, несомненно, вся Александровская СФЗ.

Норийский век ознаменовался незначительной трансгрессией, которая захватила Вильчековскую СФЗ, а к востоку от арх. ЗФИ (листы U-41–44) — южную часть СФПЗ Св. Анны. В северо-восточной части Вильчековской впадины в разрезе нория преобладают разнозернистые сероцветные глинистые песчаники с подчиненным количеством темноцветных алевролитов и аргиллитов с брекчиевидной текстурой. Верхняя часть разреза (72 м) сложена темно-серыми аргиллитоподобными глинами с плотными глинисто-доломитовыми конкрециями, что свидетельствует о формировании осадков в морских застойных засоленных водоемах. Мощность отложений по скв. Северная незначительна за счет размыва его верхней части и составляет всего 269 м. В южной части СФПЗ Св. Анны норийские отложения по сейсмическим данным прослежены практически до западного склона Северо-Карского поднятия. В пределах Поперечного поднятия (северная часть листов T-41–44) мощность норийских осадков колеблется от 430 до 470 м, постепенно увеличиваясь к северу в центральной части желоба Св. Анны до 700–850 м. Очевидно, что областями сноса для норийских осадков в СФПЗ Св. Анны являлись Северо-Карское поднятие и северная часть самого желоба. Для Вильчековской СФЗ областью сноса служило Александровское поднятие. В составе детритовых цирконов по-прежнему преобладают зерна позднепалеозойского возраста, но полностью исчезают кембрийские возраста, увеличивается доля цирконов вендского возраста и становится существенной примесь цирконов ранне-среднерифейского и нижнепротерозойского возраста. Другими словами, в размыв начинают поступать более древние породы по сравнению с карнием, что говорит о последовательном воздымании области сноса.

Рэтский – тоарский века. Рэтский век характеризуется континентальными условиями формирования осадков. С активизацией тектонической деятельности связаны излияния базальтов в западной части Александровской СФЗ и внедрение интрузий основного состава. Отложения рэтского возраста, выделенные в васильевскую свиту, сохранились только в пределах Вильчековской впадины. Свита представлена пестроцветными песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, многочисленными отпечатками флоры, повсеместным присутствием угольной крошки и маломощными прослоями бурых углей. Осадки сформированы в пресноводных водоемах и опресненных прибрежно-морских бассейнах в условиях гумидного климата [7].

На рубеже позднего триаса – ранней юры происходит существенная перестройка палеотектонических и палеогеографических условий. Большая часть сводового поднятия ЗФИ становится обширной сушей, на отдельных участках которой в геттангский и синемюрский века образуются маломощные коры выветривания. Продолжается внедрение интрузий основного состава.

Плинсбахский и тоарский века связаны с началом трансгрессии. В центральной части архипелага в пределах Вильчековской СФЗ формируется толща светлых песков с прослоями конгломератов, гравелитов, серых глин, маломощных углей. В гальках конгломератов отмечаются окремненные известняки с фауной карбона и перми, окатанные одиночные кораллы, гранитоиды, кислые эффузивы, метаморфические сланцы, базальты. Областью сноса являлось скорее всего стабильное Александровское поднятие, на отдельных участках которого были выведены на дневную поверхность указанные типы пород [7].

В пределах листов U-41–44 нерасчлененные рэтские – нижнеюрские отложения формировались в Вильчековской и Северо-Восточной впадинах, а также по западному борту желоба Св. Анны, обрамляя выходы пород Александровского поднятия. На о. Грэм-Белл в разрезе преобладают белесо-серые, охристо-бурые пески с прослоями плотных серых и бурых песчаников, темноцветных глин. Отмечаются караваеобразные конкреции известковитых песчаников и единичные прослои конгломератов. Для нижней части разреза характерны конкреции пирита, а для верхней – тонкие прослойки углистого материала. Осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях, периодически сменявшихся континентальными, реже – застойными морскими с сероводородным заражением. Область накопления была нестабильной и в ней происходили локальные поднятия, размывы и перемывы слаболитифицированных песчаных осадков, чем объясняется смешение палинокомплексов от позднего нория до ранней юры.

Для Вильчековской СФЗ областью сноса являлось Александровское поднятие и, возможно, северо-восточная часть СФПЗ Св. Анны. Северо-Карское и Поперечное поднятия могли поставлять материал для формирования осадков в Северо-Восточной СФПЗ и в западной части СФПЗ Св. Анны.

Изотопные исследования цирконов из рэтских—нижнеюрских отложений о. Грэм-Белл, выполненные в Центре изотопных исследований Музея естественной истории г. Стокгольм, показали существенные отличия в их возрастном наборе по сравнению с более древними триасовыми толщами. Во-первых, продолжается увеличение доли раннепротерозойских и рифейских цирконов и впервые появляются цирконы архейского возраста, то есть налицо продолжающееся воздымание области сноса. Во-вторых, для осадков описываемого возрастного интервала характерно присутствие цирконов с возрастом от 225 до 503 млн лет, в то время как для триаса были характерны преимущественно позднепалеозойские цирконы. Отмечаются также единичные зерна цирконов вендского возраста. Приведенные факты указывают на расширение состава области сноса.

Как уже отмечалось ранее, в западном и центральном секторах Арктики не установлено магматических пород кембрийского возраста. Учитывая приведенное обстоятельство, можно предположить, что источником сноса могла служить гипотетическая суша, располагавшаяся в районе континентального склона между архипелагами ЗФИ и Северная Земля, включая северную часть Северо-Карского поднятия. В геологическом строении этой суши могли участвовать и магматические породы ордовика, аналогичные породам смутнинского комплекса арх. Северная Земля. Цирконы из магматических пород позднепалеозойского возраста и из протерозойских образований могли по-прежнему поступать с Александровского поднятия. Косвенным подтверждением такого предположения является возрастной спектр детритовых цирконов из раннеюрских отложений о. Солсбери (лист U-37—40), расположенного на значительном удалении от Северо-Карского поднятия, но в непосредственной близости от Александровского. Возраст цирконов из пробы, изученной в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, ограничен интервалами 200—400 и 700—2800 млн лет, а раннепалеозойские и венд-кембрийские датировки полностью отсутствуют. Тенденция к увеличению количества зерен древних цирконов по мере приближения к границе Александровского поднятия прослеживается даже на сравнительно небольшом расстоянии на о. Грэм-Белл. Так, содержание рифей — позднеархейских цирконов заметно меньше на юго-востоке острова по сравнению с его северной частью (24 и 34 %, соответственно). В верхней части разреза рэтских—нижнеюрских отложений на юго-востоке о. Грэм-Белл заметно повышено (25 % против 11—16 %) количество цирконов индского и карнийского возрастов. Поступление цирконов триасового возраста могло происходить с Северо-Карского поднятия, где, возможно, развиты аналоги габбро-долеритов ближнеостровского комплекса (арх. Северная Земля) с возрастом 225 ± 15 млн лет.

Позднеархейское время—титонский век характеризуются трансгрессией, в ходе которой отложения формировались преимущественно во впадинах (прогибах). В пределах Вильчевковской СФЗ в разрезе отложений этого возраста могут отсутствовать нижняя, средняя или верхняя части, что связано с различием во времени формирования отдельных участков юрской впадины и с предмеловым размывом.

На площади листов U-41–44 средне-позднеюрские осадки развиты в юго-восточной части Вильчековской СФЗ, в центральной (осевой) части СФПЗ Св. Анны, а также в северной части Северо-Карского поднятия и на континентальном склоне.

В юго-западной части площади листа U-41–44, на м. Хефера (о. Земля Вильчека) в батский–титонский века формируется толща серых алевролитов и коричнево-серых, охристых глин мощностью до 200 м. Для верхней части разреза характерны конкреции фосфоритов, прослой глауконит-лептохлоритовых песков, костей рептилий, остатков древесины, общая загипсованность пород. Формирование осадков происходило в мелководных морских водоемах с глубинами не более 200 м с постепенным обмелением и переходом к засоленным морским лагунам с кратковременными перерывами осадконакопления. Для Восточно-Европейской платформы поздняя юра–ранний мел являются региональным уровнем формирования фосфоритовых месторождений. Специфической особенностью фосфоритов арх. ЗФИ нужно считать присутствие в их составе примесей боросиликатов и силикатов редкоземельных элементов, характерных для массивов щелочных пород. Эти же породы могли служить первичным источником фосфора.

На м. Ламон о. Земля Вильчека (к северо-востоку от м. Хефера) разрез верхнеюрских отложений (ранняя–средняя волга) отличается существенно песчанистым составом и увеличением мощности верхней части разреза до 270 м. Для разреза характерны пласты песчаников с гигантскими шаровыми конкрециями песчано-карбонатного состава. Формирование осадков происходило в прибрежно-морских условиях, возможно, в дельтовой части не очень крупной реки. Однообразный песчанистый состав разреза свидетельствует о компенсированном прогибании, хотя скорость осадконакопления была незначительной и составляла 4,1 см за 1000 лет [74].

В восточной части Вильчековской СФЗ (о. Грезм-Белл, гора Кользат) в позднеоксфордское –поздневолжское время формируется толща разнотернистых песков и известковистых песчаников мощностью всего до 43 м. В нижней части разреза присутствуют конкреции фосфоритов, что указывает на формирование осадков в прибрежно-морских условиях. В средней части толщи отмечается пачка (20 м) кимериджских черных глин и битуминозных аргиллитов, характерных для сравнительно глубоководных застойных водоемов. В верхней части снова появляются пески и песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов в низах пачки и органогенные известняки — в верхах. Приведенный разрез свидетельствует о практически полном макроцикле трансгрессии–регрессии моря.

Областью сноса для Вильчековской впадины, несомненно, служило Александровское поднятие, в пределах которого на дневную поверхность могли быть выведены метаморфические толщи протерозоя, осадочные породы среднего–верхнего палеозоя и разновозрастные магматические породы.

В средне-позднеюрскую эпохи активизация ранних этапов альпийской складчатости проявилась в западной и центральной частях Вильчековской СФЗ внедрением интрузий основного и среднего состава (ферсмановский

и рубининский комплексы). В восточной части Вильчековской впадины происходит внедрение интрузий основного состава нормального и субшелочного рядов, радиологический возраст которых укладывается в интервал 147–153 млн лет.

При формировании средне-верхнеюрских отложений СФПЗ Св. Анны областью сноса служила центральная часть Северо-Карского сводового поднятия и восточная часть Александровской СФЗ. Мощность отложений колеблется от 120 до 410 м, что хорошо соотносится с мощностью средне-верхнеюрских осадков восточной части арх. ЗФИ.

На континентальном склоне (листы U-41–44, северо-восточная часть) под чехлом мел-палеогеновых осадков выделяется сейсмокомплекс со скоростями 2,9–3,76 км/с [62], соотносимый по данным бурения в южной части Баренцева моря со средне-верхнеюрскими отложениями [6]. Мощность сейсмокомплекса (1040 м) резко увеличена в зоне предсклоновых прогибов, что формально подтверждает возможность заложения котловины Северного Ледовитого океана в юрское время.

Меловой период. К началу раннемеловой эпохи в пределах арх. ЗФИ и прилегающего шельфа уже не существовало единого бассейна седиментации и осадконакопление происходило на локальных участках в юго-восточной части Вильчековской СФЗ, Северо-Восточной СФПЗ и по юго-западному борту желоба Св. Анны. В целом для площади характерен терригенный тип разреза, за исключением отдельных участков на юго-западе площади листа U-41–44, где в верхней части разреза присутствуют континентальные угленосные отложения, вулканогенно-осадочные породы и коры выветривания.

В берриасский–валанжинский века в открытых мелководных бассейнах и в прибрежно-морских условиях накапливается толща светлых разнородных песков с линзами гравийников и прослоями известковистых песчаников и серых алевроитов (ламонская свита). Отложения не выдержаны по мощности и литологическому составу. Мощность отложений на островах арх. ЗФИ колеблется от 90 до 180 м. На отдельных участках отложения раннемелового возраста залегают на верхнеюрских осадках со стратиграфическим (о. Земля Вильчека), а то и с угловым несогласием (о. Бергхауз), что подтверждает активизацию тектонической деятельности на рубеже поздней юры–раннего мела. На севере о. Грэм-Белл меловые осадки залегают на нерасчлененных отложениях верхнего триаса–ранней юры, а далее к северу на акватории со стратиграфическим несогласием перекрывают весь средний и верхний триас. На юго-востоке о. Грэм-Белл (к северу от горы Кользат) установлено угловое несогласие между среднеюрскими и меловыми породами, хотя литологически отложения практически неразличимы (светлые желтовато-серые пески с прослойками угольной крошки).

В пределах листов U-41–44 площадное развитие меловые отложения имеют на Северо-Карском сводовом поднятии, включая восточную часть СФПЗ Св. Анны и континентальный склон. Возраст их меняется от нерасчлененных отложений титона–берриаса до апта–альба. По литологическому составу осадки, предположительно, близки к отложениям из разреза

на м. Ламон (о. Земля Вильчека, арх. ЗФИ). Мощность нижнемеловых отложений в Северо-Карской СФО колеблется от 130 до 410 м.

В поздневаланджинское время в юго-восточной части Вильчековской СФЗ на локальных участках формируется толща континентальных угленосных отложений, туфов, туфопесчаников, глинистых кор выветривания. Формирование толщи происходит в условиях гумидного климата с достаточно длительными перерывами осадконакопления. На юге о. Земля Вильчека мощность вулканогенно-осадочной толщи составляет 90–100 м, хотя не исключено, что отложения имели более значительную мощность и площадь распространения, но не сохранились в процессе последующей эрозии.

Областью сноса в раннем мелу служила, в первую очередь, юго-восточная часть Александровской СФЗ, а для Северо-Карского поднятия — отдельные выступы палеозойско-триасового платформенного чехла. Кроме того, практически во всех СФЗ могли существовать мелкие участки суши, служившие локальными областями сноса. Примером этого может служить о. Гохштеттера, где на самом острове закартированы верхнеюрские отложения, а на акватории к югу от острова и на низкой морской террасе — нижнемеловые туфопесчаники, «вложенные» в размытые юрские отложения.

В позднемеловой век в связи с началом обширной регрессии практически вся площадь листов U-41–44 является единым обширным поднятием. Осадконакопление могло происходить на юго-востоке Северо-Карского поднятия (СФПЗ Воронина) за пределами описываемой площади, где в донных осадках выявлены нерасчлененные ранне-позднемеловые палинокомплексы. Аналогом могут служить отложения из разрезов о. Визе (альбский–туронский ярусы) и о. Большой арх. Острова Арктического Института (сеноманский–туронский ярусы). На о. Визе в разрезе преобладают зеленовато-серые пески с прослоями алевритов, скоплениями угольной крошки и шаровыми конкрециями (3–4 м в диаметре) известковистых песчаников с обломками окремненной древесины. В верхней части пачки в песчаниках найдены отпечатки пеллеципод, известных из отложений тулона низовьев р. Енисей [43]. Формирование континентальных и прибрежно-морских осадков происходило в условиях гумидного климата. Видимая мощность отложений составляет 13–14 м, а скорость осадконакопления в сеномане — 0,28 см/тыс. лет, что крайне мало для осадков указанной фациальной принадлежности. Очевидно, либо область сноса была удаленной, либо представляла собой низкую денудационную равнину.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

На рубеже позднемезозойской — раннекайнозойской эпох произошло общее воздымание Баренцевоморского шельфа, в том числе и сводового поднятия ЗФИ. Морские бассейны, связанные с развитами мезозойских геодепрессий, отмирают. В пределах листов U-41–44 осадконакопление происходило в южной части котловины Нансена, захватывая северную часть желоба Св. Анны и Северо-Карского сводового поднятия. В северной части Северо-Карской СФО формируется прогиб,

выполненный раннепалеогеновыми осадками, что подтверждается находками фораминифер датского яруса в донных отложениях, отобранных на бровке желоба Св. Анны. Мощность отложений колеблется от 90 до 180 м, постепенно увеличиваясь с востока на запад.

На островах арх. ЗФИ к нижнему палеогену условно можно отнести валунные, глыбовые конгломераты с восточной части о. Греэм-Белл. Абсолютный возраст отобранного из валунов трахибазальта составляет 108 млн лет. Кроме того, в районе горы Кользат отмечается засорение ранне-среднеюрских пород палинокомплексами палеоцена. На островах арх. ЗФИ формировались пляжевые и прибрежно-морские отложения, в то время как формирование раннепалеогеновых осадков в СФПЗ Св. Анны происходило на локальных участках низменной приморской равнины (опресненные, солоноватоводные водоемы). Учитывая смену фациальных условий с запада на восток, можно предположить, что областью сноса было Северо-Карское поднятие. Морские условия осадконакопления сохранялись только в южной части котловины Нансена.

В позднемезозойскую—раннекайнозойскую эпохи (маастрихтский—зеландский века) произошла активизация тектонической и магматической деятельности, выразившаяся внедрением интрузий основного состава возрастом 68 ± 4 и 60 ± 4 млн лет (скв. Северная, о. Греэм-Белл).

Позднемеловая—раннепалеогеновая фаза становления Баренцево-Карского региона характеризуется региональным поднятием территории и почти повсеместным осушением его северной окраины. Море отступило в пределы материкового склона. Поднятие территории являлось единым для Западного и Центрального секторов Арктики. Для арх. Северная Земля и северной части п-ова Таймыр позднемеловой—раннепалеогеновый века характеризуются площадным развитием каолинит-монтмориллонитовых кор химического выветривания мощностью до 1–5 м, являющихся промежуточными коллекторами промышленных россыпей золота.

В эоцене морская седиментация сохранялась во внешних районах континентальной окраины, но не исключено и шельфовое осадконакопление в условиях незначительного повышения уровня Мирового океана. Обнаружение палеоценовых, а также эоценовых осадков на сопредельной территории — в осадочном чехле хр. Ломоносова [13] предполагает существование в палеогене крупного морского бассейна в пределах современного континентального склона и океанической котловины.

Олигоцен характеризуется контрастным изменением палеогеографической обстановки, вызванным очередной фазой воздымания окраин. Это привело к росту уже существующих сводовых поднятий (ЗФИ, Шпицберген и др.) и прилегающих к ним областей. Падение уровня океана со второй половины олигоцена сопровождалось в пределах Баренцево-Карского региона врезанием долин и образованием палеоречной сети.

Начало миоцена характеризуется медленным воздыманием территории, однако в конце миоцена усиливается амплитуда поднятия окраины. На фоне одновременного падения уровня Мирового океана в её пределах происходит врезание речных долин, а на континентальном склоне и его

подножии формируются довольно мощные проградационные комплексы и конусы выноса, наращивающие площадь шельфа.

С плиоцена континентальная окраина характеризуется разнонаправленными колебательными движениями с тенденцией к погружению. В позднем плиоцене район охватила незначительная по масштабам погружения трансгрессия — на северо-востоке арх. ЗФИ (о. Гофмана) залегает маломощная сугробовская толща глинисто-алевролитового состава, возраст которой датируется поздним плиоценом [73].

В эоплейстоцене продолжалось формирование основных морфоструктур в границах современной акватории. На арх. ЗФИ началось формирование устойчивых ледяных полей.

Неоплейстоцен на рассматриваемой площади начинается с обширной трансгрессии, происходит общее погружение территории примерно на 200 м. Однако отложения, сформированные в это время, были практически полностью уничтожены последующей денудацией.

Во второй половине среднего неоплейстоцена во время максимального оледенения (днепровско-московское, сакмарско-тазовское) наступила регрессия. Море отступило до отметок 200–250 м. На арх. ЗФИ, о. Ушакова и на поднятых участках шельфа сформировались ледовые щиты.

В позднем неоплейстоцене и голоцене происходило чередование эпох оледенений и межледниковий со сменой гляциальной и экзарационной деятельности перигляциальной и постгляциальной седиментацией.

Микулинская (казанцевская) трансгрессия в начале позднего неоплейстоцена охватила не только акваторию, но и сухопутную часть территории. Ледники на архипелагах уменьшились вплоть до полного исчезновения. На современном шельфе формировался плащ морских и ледово-морских осадков.

Ранневалдайское (зырянское) оледенение привело к образованию покровного ледника, не выходящего за пределы архипелага. В конце среднего валдая во время наступившей трансгрессии на островах архипелага были сформированы террасовые уровни на отметках до 150 м.

Последующее поздневалдайское (сартанское) оледенение на архипелаге проявилось в формировании ледового покрова, охватившего все острова. Гляциоэвстатическая регрессия этого времени достигала отметок 120–140 м. Трансгрессия, начавшаяся на шельфе 12–15 тыс. лет назад, привела к формированию комплекса террас на отметках до 70–100 м. В это же время происходило осаждение ледниково-морских осадков. Их формирование происходило на стадии дегляциации; освобождающиеся массы воды и переносимые ими продукты таяния ледников в процессе эрозионно-экзарационной деятельности способствовали возникновению на склонах поднятий троговых долин.

Границы распространения последнего (поздневалдайского) оледенения являются наиболее дискуссионными в научной среде. Максимальные границы распространения оледенения в исследуемом районе проходят по границе континентального склона, а минимальные не выходят за пределы арх. ЗФИ. Полученные нами данные о возрасте террас на о. Грезм-

Белл (рис. 5), интерпретация гряд в центральной части желоба Св. Анны как структурно-денудационных, выделение вдоль бортов желоба нерасчлененных морских образований (в них могут присутствовать как ледниково-морские, так и ледово-морские отложения) не позволяют провести максимальную границу оледенения по бровке континентального склона. Нам представляется более реальным выделение палеозалива в северной части желоба Св. Анны и двух центров оледенения — на поднятии арх. ЗФИ и поднятии о. Ушакова. Возможно и соединение этих оледенений в одно, но уже южнее, на листах Г-41—44, тем более, что в северной части этих листов на акватории выделяются конечно-моренные комплексы.

Голоценовый этап характеризуется чередованием холодных и тёплых периодов. На ранней стадии голоцена происходило потепление и распад ледникового покрова. В холодные периоды отступление моря сопровождалось оледенением, ограниченным островной сушей. Последующие потепления вызывали таяние ледников, повышение уровня моря и формирование террас на отметках 35–60, 20–26, 15–18 и 3–5 м. В это же время значительная роль в формировании осадков отводится айсбергам. По материалам гидролокации бокового обзора [82], айсберговые борозды выпаживания устанавливаются на современных глубинах до 250 м.

Особенность гляциальных шельфов в период трансгрессии и распада ледникового покрова заключается в сравнительно быстром проникновении моря по впадинам в глубь ледника. Происходит так называемая «рассекающая дегляциация». Быстрое таяние ледового покрова приводит к образованию многочисленных потоков, насыщенных взвесью. Высокоплотные потоки не только выносят взвешенные частицы к континентальному склону на севере, но и, обладая значительной эродирующей способностью, приводят к образованию переуглублённых впадин в межостровных проливах.

Голоценовый этап отличается от предшествующих высокой биопродуктивностью. Присутствие гидротроилита, повышенное содержание $S_{орг.}$ и обилие бентосных фораминифер, а также микрофауны свидетельствуют об активном поступлении в осадки планктонного вещества и развитии процессов сульфатредукции.

Наиболее благоприятными для развития микроорганизмов были условия среднего голоцена (около 7–5 тыс. лет назад, время климатического оптимума). Морские льды занимали площадь в два раза меньшую, чем в настоящее время. Предполагается, что пакового льда в Северном Ледовитом океане не было, а существовали только сезонные льды.

После климатического оптимума голоцена произошло некоторое похолодание климата во время суббореального периода. Возросла ледовитость, появились паковые льды.

Конец первого—начало второго тысячелетия нашей эры отмечает существованием потеплением климата («эпоха викингов», между 750 и 1200 гг.).

Далее наступает похолодание, получившее название «малого ледникового периода», продолжавшееся до середины XIX в. В это время увеличилась ледовитость СЛО, покровные ледники снова начинают наступление на свободные ото льда поверхности островов.

И, наконец, с конца XIX в. начинается последнее потепление климата. В связи с этим потеплением многие арктические острова, покрытые многолетними льдами, изменили свои очертания или исчезли. Постоянно меняют контуры береговой линии и многие острова арх. ЗФИ.

До настоящего времени сохраняется и активная неотектоническая деятельность, способствующая увеличению контрастности рельефа, отмечается сейсмическая активность по бортам жёлоба Св. Анны и на континентальном склоне [4].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На островной суше в пределах площади листа U-41–44 установлены проявления природного газа, бурых углей, железа, титана, ванадия, алюминия, фосфоритов, поделочных камней, выявлены шлиховые ореолы золота, пункты минерализации и геохимические аномалии черных, цветных и благородных металлов.

На акватории морскими геологическими работами в донных отложениях отмечены проявления углей, пункты минерализации железо-марганцевых руд, а также шлиховые и геохимические ореолы.

Сведения о полезных ископаемых складчатого фундамента и нижних ярусов осадочного чехла практически отсутствуют.

Наиболее значимыми являются проявления фосфоритов, обогащенных редкими землями, и комплексное проявление углей и латеритов на юге о. Земля Вильчека. В связи с указанными проявлениями прогнозируются, как минимум, мелкие и средние месторождения титана, ванадия, скандия, редких земель, фосфоритов и поделочных камней.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Видимых проявлений **нефти** и **газа** на исследуемой территории не установлено. Тем не менее, для исследуемой площади имеется ряд признаков, указывающих на перспективность территории в отношении нефтегазоносности:

- частичное расположение в пределах северной периферии Западно-Баренцевской и Восточно-Баренцевской нефтегазоносных провинций;
- благоприятное строение геологического разреза и наличие локальных структур, перспективных для нефтегазонакопления;
- наличие газопроявлений в параметрической скв. Северная на о. Грэм-Белл;
- присутствие нефтепроявлений (проявление Ганза на юго-западе о. Вильчека, лист U-37–40) в непосредственной близости от западной рамки листа U-41–44;
- повышенная битуминозность всех горных пород арх. ЗФИ;
- признаки нефтегазоносности по данным газово-геохимических исследований донных отложений акватории;

— комплекс геофизических признаков, свидетельствующих о наличии участков накопления и миграции углеводородов.

Архипелаг ЗФИ и желоб Св. Анны располагаются в пределах Баренцевской плиты, где традиционно выделяются [8, 81] ордовикско-верхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-барремский и нижнемеловой нефтегазоносные комплексы.

На описываемой площади три нижних НГК в редуцированном виде могут присутствовать в составе нерасчлененных палеозойских отложений (сейсмокомплекс со скоростями $V_T = 5,1-5,5$ км/с) в восточной части арх. ЗФИ и в желобе Св. Анны. Глубина залегания кровли палеозоя на изученной сейсмопрофилями площади изменяется от 3 до 4,2 км от поверхности дна, а мощность колеблется от 0,4–1 км на юго-востоке желоба Св. Анны до 3,8–5,6 км на юго-западе исследуемой площади. Состав пород, предположительно, терригенно-карбонатный, реже — угленосный (средний девон) и терригенно-карбонатно-кремнистый (верхняя пермь). Палеозойские отложения на арх. ЗФИ и в желобе Св. Анны перекрыты отложениями нижнего—среднего триаса, а на площади Северо-Карского поднятия — меловыми осадками. В качестве коллекторов могут выступать песчаные и рифогенные карбонатные отложения, региональными покровками которых являются глинистые толщи триаса. По данным изучения каменноугольных отложений, вскрытых скв. Нагурская, содержание битумоида «А» в них не превышает 0,01 %, в то время как в обломках органических позднепалеозойских известняков из мезозойских конгломератов установлено 0,12 % битума (табл. 11) и жидко-капельная нефть. В отчете по обработке материалов опорного профиля 4-АР [81] предполагается, что в пределах Александровского поднятия, северо-восточная часть которого входит в площадь описываемого листа U-41–44, могут присутствовать палеозойские нефтегазоносные комплексы.

Триасовый НГК на арх. ЗФИ хорошо изучен по материалам бурения параметрических скважин и в ходе проведения тематических и геологосъемочных работ.

В процессе бурения параметрической скв. Северная на о. Грэм-Белл видимых нефте- и газопроявлений обнаружено не было. По данным промысловой геофизики, повышенной газоносностью характеризуются нижние горизонты триасовой толщи в интервале 1930–3225 м, которые были подвергнуты испытанию и опробованию в процессе бурения и после его окончания. Результаты опробования Северной параметрической скважины показали непостоянный газовый состав различных частей разреза, в котором чередуются песчаники, алевролиты и аргиллиты. Во вскрытом разрезе намечается четкая вертикальная зональность и выделяются три толщи, отличающиеся своеобразием газового режима и расчлененные непроницаемыми глинистыми породами. Состав водорастворенных газов в зависимости от глубины залегания изменяется от углеводородного до азотного и азотно-углеводородного (табл. 12). По данным испытания и опробования скважины, газопроявления (№ 7) были установлены на следующих глубинах (м): 1930–1943; 1949–1990; 2015–2032; 2585–2749; 2872–2964; 3148–3224. Пробы газа из нижнего объекта содержат (%): 79 — метана;

Состав растворимых и частично растворимых битумов в докайнозойских породах архипелага ЗФИ

Система	Отдел	Свита, индекс	Количество проб	Наименование пород	Содержание		Вещественный класс битума
					С _{орг.} , %	Битумы (ХБА), %	
Меловая	Нижний-верхний	K _{1-2ar}	20	Базальты	0,05–2,52	0,003–0,024	Асфальт–асфальтит
Юрская	Нижний-верхний	J _{1-3gn}	5	Темноцветные алевролиты, песчаники	0,38–3,86	0,005–0,14	Асфальт, мальта
			2 о. Грэм-Белл	Битуминозные сланцы, глины	41,5–45,9	0,12–0,7	Мальта, гуминокерит
	Нижний	J _{1-3tg}	5	Глины, алевриты	0,93–5,86	0,07–0,17	Мальта, керит
Триасовая	Верхний	T _{3vs}	29	Песчаники	0,1–0,83 (1 пр.–13,56)		Мальта, асфальт
			12	Песчаники, известняки, аргиллиты	0,1–3,29	0,0024–0,05	Асфальтит (1 проба–нефть)
			34	Песчаники, алевролиты, аргиллиты	0,44–4,88	0,004–0,20	Асфальт, асфальтит, мальта
	Средний	T _{2er}	131	Аргиллиты, алевролиты	0,3–1,94 (1 пр.–11,1%)	0,01–0,032	Нет данных
			2 Желоб Франц-Виктория	Аргиллиты	2,68	0,019–0,032	Мальта
			29	Аргиллиты–алевролиты	0,24–1,53	0,003–0,058	Нет данных
Нижний	T _{1bl}	12	Алевролиты, аргиллиты	1,13–1,28	0,04–0,06	Нет данных	
		38	Аргиллиты	0,75–3,56	0,002–0,049	Нет данных	

Система	Отдел	Свита, индекс	Количество проб	Наименование пород	Содержание		Вещественный класс битума
					С _{орг.} , %	Битумы (ХБА), %	
Каменно-угольная Вендская	Верхний, нижний	С _{1,3}	5	Известняки, песчаники	0,16	0,005–0,049	Включения жидких битумоидов
Магматические породы							
	J ₁ –K ₁		26	Габбро-долериты, базальты	0,05–1,0	0,0025–0,0063	Асфальт, асфальтит, реже мальта и керит

14,3 — азота; 4,23 — тяжелых углеводов; 0,07 — гелия. Подобные газы свойственны осадочным нефтегазоносным областям. В пробах газа из верхнего объекта содержится (%): 48,9 — азота, 39,6 — метана, 10,4 — водорода, 0,44 — тяжелых углеводов, 0,17 — углекислого газа и 0,07 — гелия. В пробах газа из прочих объектов преобладает азот (от 68 до 98 % с увеличением вниз по разрезу) [85].

По результатам обработки и обобщения материалов бурения параметрической скв. Северная было показано, что «...триасовые отложения по условиям формирования обладают высоким нефтематеринским потенциалом. Разрез характеризуется чередованием песчано-алевритовых пачек с хорошими коллекторскими свойствами и пачек алеврито-глинистых пород с высоким содержанием ОВ преимущественно сапропелевого типа, что создает благоприятные условия для формирования залежей углеводородов. Учитывая степень термодинамического воздействия и характер изменения коллекторских свойств горных пород, скопления нефти можно ожидать в верхнетриасовых отложениях, распространенных в интервале глубин 400–2000 м. Нижние горизонты осадочного чехла в интервале 2000–4000 м перспективны для поисков залежей горючего газа, которые, очевидно, будут связаны с трещинными коллекторами» [85].

Мощность триасового НГК в пределах восточной части арх. ЗФИ изменяется от 1–1,5 км на Александровском поднятии до 3–3,5 км в Вильчековской впадине. В желобе Св. Анны мощность триасовых отложений с запада на восток уменьшается от 3 до 1,6 км.

Юрско-барремский НГК на описываемой площади развит преимущественно в пределах Вильчековской впадины, имеет мощность около 1 км и сложен песчаными нижнеюрскими, глинисто-аргиллитовыми средне-верхнеюрскими, существенно песчаными отложениями берриаса–валанжи-

Результаты анализа газа по скважине Северная [85]

Средний состав газа (объемные %)	Интервал опробования (м)						
	1930–1943	1949–1990	2015–2032	2060–2070	2535–2749	2872–2964	3148–3224
CH ₄	39,58	9,62	5,50		0,027	0,22	79,0
C ₂ H ₆	0,256	0,200	0,173		0,0009	0,016	3,55
C ₂ H ₄	0,197	0,148	0,161		0	0	0
C ₃ H ₈ +C ₃ H ₆	0,013	0,032	0,025		0,0004	0,007	0,39
C ₄ H ₁₀ (i)	0,0005	0,004	0,001		0	0,004	0,106
C ₄ H ₁₀ (n)	0,01	0,023	0,012		0	0,013	0,142
C ₅ H ₁₂ (i)	0,0001	0,0003	0		0	0	0,032
C ₅ H ₁₂ (n)	0,0003	0,001	0		0	0.	0,012
O	0,4	0,15	0,2		11,4	0	0,6
CO ₂	0,17	0,2	0,1		0,3	0,15	0,25
H ₂	10,40	22,18	19,32		0	0,068	0,028
N ₂ (по разности)	48,9	68,44	74,51		88,27	98,52	14,3
He	0,07	He обн.	He обн.		He обн.	He обн.	0,07
Газовый фактор (см ³ /л)	890	850	450	115	335		
Коэффициент сухости (CH ₄ /сумма Т.У)	83,0	14,5	14,8		20,8	5,5	18,6
Коэффициент насыщенности углеводородами (CH ₄ +Т.У)/ N ₂	0,82	0,15	0,08		0,0003	0,003	5,8
Число проб	3	5	1	1	1	4	4

Примечание. Концентрация гелия менее 0,05% на хроматографе не фиксируется. Хроматография газов проводилась на хроматографе «Цвет-1». Повышенные концентрации УВ-газов проверены на хроматографе ЛХМ-8-МД.

на и континентальными угленосными образованиями готерива—баррема. Возможно, к югу песчаный состав раннемеловых отложений становится более глинистым, о чем свидетельствует состав ДКМ на акватории к югу от островов Земля Вильчека и Грээм-Белл. Потенциально нефтематеринскими породами признаются богатые органическим веществом верхнеюрские черноцветные глинистые отложения. Одновременно средне-верхнеюрские глины и аргиллиты могут служить покрышками относительно нижнеюрских песчаников, являющихся потенциальными коллекторами.

В желобе Св. Анны юрско-барремский НГК в полном объеме может присутствовать только в бортах, в то время как в центральной его части меловая составляющая НГК либо размыта, либо просто не формировалась.

На площади арх. ЗФИ ловушками для углеводородов могут служить локальные положительные структуры, линзовидные выклинивающиеся алеврито-песчаные пачки, трещиноватые породы, тектонически экранированные участки. Миграция битумов возможна по многочисленным разрывным нарушениям и вдоль контактов итрузивных тел. Доказательством наличия скоплений углеводородов является Ганзинское проявление, где жидко-капельная нефть приурочена к брекчиям в зоне разлома, секущей дайку и приуроченной к своду мелкой антиклинали в триасовых отложениях. В желобе Св. Анны скопления УВ могут быть приурочены к пологим антиклинальным структурам (валы?), зафиксированным, в частности, на сейсмопрофилях к востоку от о. Грээм-Белл.

Отличительной особенностью всех горных пород арх. ЗФИ является повышенная битуминозность, изучением которой занимались ПМГРЭ, ВНИГРИ и ВНИИОкеангеология [73]. Содержания **битумов** в мезозойских осадочных породах колеблются от 0,001 до 0,17 %, а наиболее высокие количества битумов характерны для аргиллитов и алевролитов юрского возраста (табл. 11). В большей части проб присутствуют твердые битумы, представленные классами асфальта и асфальтита, реже — керита. В отдельных пробах с о. Грээм-Белл установлены жидко-вязкие битумы класса малът—нефтей, сохранившиеся от выветривания. В верхней части юрских отложений на горе Кользат В. М. Безруковым отмечены прожилки гуминокерита мощностью до 1 см. В песчаниках битумы присутствуют либо совместно со вторичным карбонатным цементом, либо на участках выщелоченного цемента. Отмечается неоднократная и неоднородная пропитка пород битумом, иногда встречаются гнезда размером до 5 мм. В ряде случаев в битумах отмечены трещины усыхания. Как правило, количество битумов в песчаниках контролируется их близостью к разломам и дайкам, по которым возможен подток углеводородов. Верхнеюрские отложения по среднему содержанию $C_{орг}$ (7,2 %) и наличию первично-миграционных малът и асфальтов в количестве не меньше 0,07 % могут рассматриваться как нефтематеринские. Заражены битумами и позднепалеозойские кремненные органогенные породы из валунов, найденных на островах арх. ЗФИ [73].

В магматических породах содержания битумов ниже, чем в осадочных, и колеблются от 0,003 до 0,024 %. Битумы представлены преимущественно

асфальтами, асфальтитами, реже — керитами и низшими антраксолитами. Жидко-вязкие битумы класса малът установлены в долеритах восточной части о. Грэм-Белл. Битумы образуют пленки и натеки в порах и трещинах долеритов, реже отмечаются в интерстициях между породообразующими минералами. Отмечается увеличение содержаний битумов в интенсивно измененных и трещиноватых породах. Для даек характерны повышенные количества битумов в миндалекаменных апикальных частях тел. Повсеместно битумы связаны с наложенной карбонатизацией и выделяются на последних этапах ее становления. Затвердевание битумов до асфальтитов и низших керитов является следствием остывания и активного химического и биологического выветривания. Случаи появления антраксолитов свидетельствует и о наличии достаточно высоких температур.

Характер распределения ароматических углеводородов в изученных битумах из осадочных и магматических пород арх. ЗФИ указывает на то, что все они являются продуктами изменения нефтей, генетически связанных с сапропелевым органическим веществом, возможно, с незначительной добавкой гумусового материала. Стадия катагенетической преобразованности этого материнского органического вещества вряд ли существенно выше стадии МК₂.

Изложенный материал по фактам присутствия битумов в коренных породах арх. ЗФИ, безусловно, указывает на разгрузку нефтяных залежей, находящихся или находившихся на глубине. Необходимо отметить, что повышенная битуминозность всех пород района связана скорее всего с интенсивным поднятием Шпицбергенской антеклизы, которое привело к латеральной миграции нефти из сопредельных прогибов и ее окислению

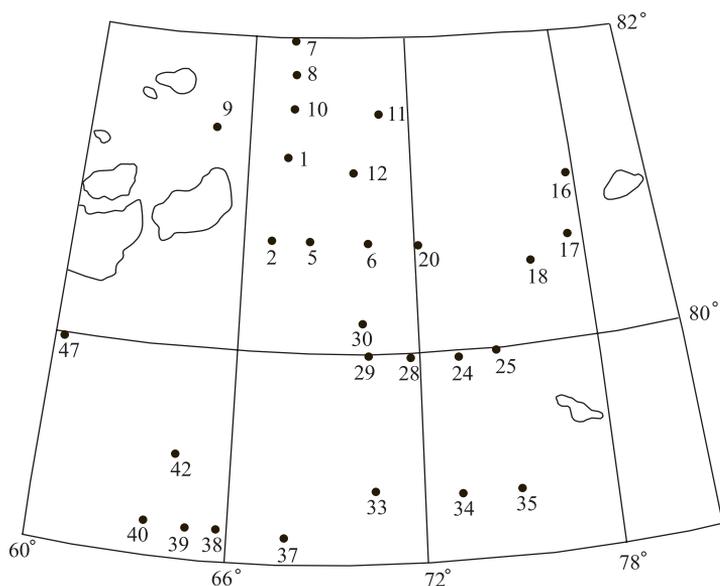


Рис. 9. Схема расположения донных станций с отбором проб на газово-химический, битуминологический и микробиологический анализы.

кислородом воздуха и серноокислыми соединениями. Указанный процесс отрицательно сказывается на перспективах нефтеносности, так как приводит к значительным потерям запасов нефти [7].

Значительный объем битуминологических, микробиологических и газовых анализов проб верхнеплейстоцен-голоценовых отложений из донных отложений желоба Св. Анны и плато Ушакова был выполнен после рейса НИС «Профессор Логачев» в 1994 г. Битуминологический анализ проб из донных отложений на юго-востоке желоба Св. Анны был выполнен

Геохимическая характеристика некоторых проб донных

Номер станции	Интервал опробования, см	C _{орг.} , %	Углеводородные газы, об.%				
			Этан	Этилен	Пропан	Бутан	Изобутан
1			–	–	–	–	–
5			0,0004	0,0005	–	–	–
6			0,0001	–	–	–	–
7			0,0001	–0,0001	–	–	–
8			0,0001	–	0,0021	–	–
9			–	–	–	–	–
10			–	–	–	–	–
12			0,0001	–	0,0005	0,0010	–
16			0,0002	–	0,0012	0,0024	–
18			0,0002	–	0,0012	0,0021	0,0003
20			0,0002	–	0,0005	–	–
28			–	–	–	–	–
30			0,0001	–	0,0003	0,0007	–
35			0,001	–	–	–	–
37			0,0001	–	–	–	–
38			0,0001	–	0,0001	–	–
39			0,0001	–	0,0001	–	–
40			0,0001	–	0,0001	–	–
47			0,0001	–	0,0001	–	–
194	45–70	1,45					
	110–130	1,4					
196	60–80	1,46					
	180–200	1,68					
	270–290	1,82					
199	110–130	0,49					
	155–175	1,03					
	245–265	1,27					

непосредственно в рейсе НИС «Академик Карпинский» в 2001 г. (рис. 9). Результаты исследований по некоторым станциям приведены в табл. 13. Содержания битумов в донных осадках на акватории колеблются от 0,007 до 0,06 % ХБА. Установлено, что поступление УВ-газов и активизация жизнедеятельности УВ-окисляющих бактерий наиболее характерны для проб из донных станций 8, 12, 16, 17, 18, 30, 39, 40, 47, причем для станций 16, 17, 18 вероятно эпигенетическая природа битумоидов. В пробе со ст. 16, отобранной из интервала осадков 1,9–2 м, развиты глины с

Таблица 13

осадков из района желоба Святой Анны [82, 83]

Гелий	ХБА, вес. %	Групповой состав, вес. %				
		Масла	Смолы		Асфальтены	Асфальто- геновые кислоты
			Бензольные	Спирто- бензольные		
—	0,015	21,4	39,3	28,5	7,2	3,6
0,015	0,013	—	—	—	—	—
—	0,007	22,8	34,5	29,1	13,6	—
0,013	0,009	—	—	—	—	—
—	0,016	—	—	—	—	—
0,039	0,060	19,6	32,6	40,8	7,0	—
0,021	0,012	—	—	—	—	—
—	0,004	—	—	—	—	—
0,007	0,060	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
0,022	0,023	—	—	—	—	—
0,020	0,046	—	—	—	—	—
—	0,013	—	—	—	—	—
—	0,013	—	—	—	—	—
—	0,011	16,3	40,5	33,0	10,2	—
0,033	0,007	—	—	—	—	—
—	0,012	—	—	—	—	—
—	0,022	19,5	41,8	28,7	9,8	—
—	0,023	18,6	36,7	36,2	8,5	—
	0,007	38,3	25,6	22,2	6,5	7,4
	0,008	36	26,7	29	3,4	4,9
	0,011	38,9	21,4	29,5	3,8	6,4
	0,011	38,2	27	25,9	1,8	7,1
	0,015	37,7	28,7	22,9	4,4	6,3
	0,006	45,7	23,5	18,7	5,3	6,8
	0,011	42,5	26,9	19,6	4,3	6,7
	0,01	43,9	21,8	23,9	3,8	7,6

$C_{орг} = 2,01\%$ и выходом ХБА = 0,06%. Порода обладает высоким битумоматеринским потенциалом, а извлеченный из нее ХБА, скорее всего, имеет сингенетичное происхождение. Не исключено, что на данном участке дна распространены битуминозные глинистые сланцы типа верхнеюрских баженовитов [37] Западной Сибири. Проба со ст. 17 на фоне невысокого значения $C_{орг}$ (0,33%) имеет повышенное содержание ХБА (0,034%), что свидетельствует об эпигенетичности битумоида. В пробах 5, 7 и 23 обнаружен этилен. Отмечается закономерное повышение содержания ХБА с глубиной положения пробы в колонке, что в совокупности с составом указывает на обогащение миграционными формами битумов из коренных пород [82].

Геологическое строение Северо-Карского поднятия, северная часть которого входит в площадь листа U-41–44, изучено очень слабо. На юге, по данным сейсморазведки, от восточного борта желоба Св. Анны к о. Ушакова и южнее его происходит выклинивание триасовых и юрских отложений с одновременным увеличением мощности палеозоя до 6–8 км. На указанной площади палеозойские отложения перекрыты непосредственно меловыми терригенно-угленосными отложениями. Состав пород и строение разреза палеозоя, предположительно, сходно с разрезом арх. Северная Земля, в котором присутствуют перспективные в отношении нефтеносности ниже-среднепалеозойские толщи [81], а на площади архипелага установлены нефтепроявления, связанные с девонскими отложениями. К северу от о. Ушакова вплоть до бровки континентального склона в разрезе сохраняются средне-верхнеюрские отложения, залегающие на палеозойских образованиях.

Геологическое строение континентального склона изучено только геофизическими методами. В разрезе западной части предполагается наличие позднепалеозойских (1,5–3,2 км), верхнетриасовых (1,6–2 км) и кайнозойских (0,4–1,6 км) отложений. Мощность позднепалеозойских отложений увеличивается с севера на юг, в то время как мощности мезокайнозойских толщ — уменьшаются [7].

На геолого-геофизическом разрезе (интерпретация гравиметрических и магнитометрических данных) по оси желоба Св. Анны (70° в. д.), на континентальном склоне условно выделяются юрско-меловые рыхлые отложения (мощность 2–2,5 км), маломощные (0,6 км) позднепалеозойские–триасовые образования и около 4 км складчатых толщ верхнего протерозоя–палеозоя, залегающих на кристаллическом фундаменте. По направлению от бровки к подножию континентального склона в данном разрезе уменьшается вплоть до выклинивания мощность юрско-меловых отложений и складчатого фундамента.

По материалам, приведенным в гл. «Стратиграфия», благоприятными для нефтегазонакопления представляются олигоцен-плиоценовые отложения, в разрезе которых чередуются глины, кремнистые илы и, реже, алевритистые глины и глинистые пески и песчаники. Мощные (до 1,6 км) садочные комплексы кайнозойского этапа развития на континентальном склоне глубоководных океанических впадин выделяются в качестве перспективного НГК третичного возраста [10].

В восточной части на континентальном склоне на глубинах 1200–2000 м от поверхности воды выделяется ступень, геологический разрез которой сходен с разрезом, характерным для района к северу от о. Ушакова. По сейсмическим данным, на ступени сверху вниз залегают 0,9 км меловых отложений; около 1,6 км — средне-верхнеюрских и 2,9 км палеозойских образований.

По геофизическим данным, на площади листа U-41–44 имеются зоны размагничивания и разуплотнения пород, что характерно для процессов миграции над залежами углеводородов. Наиболее интенсивно указанные процессы развиты к северо-востоку и юго-востоку от о. Ушакова.

УГОЛЬ

Угленосность в описываемом районе связана с девонскими, нижнекаменноугольными, верхнетриасовыми, нижнеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

Природа *девонских* углей на арх. ЗФИ не ясна, поскольку в коренном залегании девонские отложения не установлены. На о. Грэм-Белл обнаружены многочисленные гальки размером от 5 до 20 см плотных, вязких, варообразных углей, являющихся аналогом углей месторождения Барзасс (Кузнецкий бассейн). Своеобразный состав и микроструктура растительных фрагментов, по заключению И. Б. Волковой, указывают на среднедевонский возраст угольных галек. Угли соответствуют кутиколовым липтобиолитам и богхедам буроугольной стадии литификации [73].

Угленосные отложения *нижнего карбона*, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями каменного угля, вскрыты параметрической скв. Нагурская на о. Земля Александры. При бурении скважины в шлам с глубины 1805–1810 м, 1830–1835 м и 1890–1895 м в большом количестве отмечались обломки размером до 5×7 мм углистого аргиллита и мелкие обломки матового полосчатого каменного угля. На наличие пластов угля в приведенных интервалах указывает резкое уменьшение плотности пород, скоростных параметров, магнитной восприимчивости и электрического сопротивления по данным скважинного каротажа. Углистое вещество характеризуется высокой отражательной способностью витринита — от 3,78 до 4,99%, что по шкале преобразований гумусовых углей соответствует антрацитовый стадии. Не исключено присутствие сходных угленосных отложений в разрезе верхнего палеозоя и на площади листа U-41–44.

Угленосность отложений *позднего триаса* зафиксирована в скв. Хейса и Северная, а также в естественных обнажениях. В скважине Северная единичные маломощные (0,3–0,5 м) прослой углистых аргиллитов, содержащих слойки и линзочки каменных углей, зафиксированы в интервале глубин 1415,6–1421,6 м.

В основании *рэтских* верхнетриасовых и плинсбахских *раннеюрских* существенно песчаных отложений на западе и востоке о. Грэм-Белл часто отмечаются маломощные (менее 0,3 м) линзы и прослой угля и углистых аргиллитов, угольная крошка, лигнитизированные стволы и углисто-

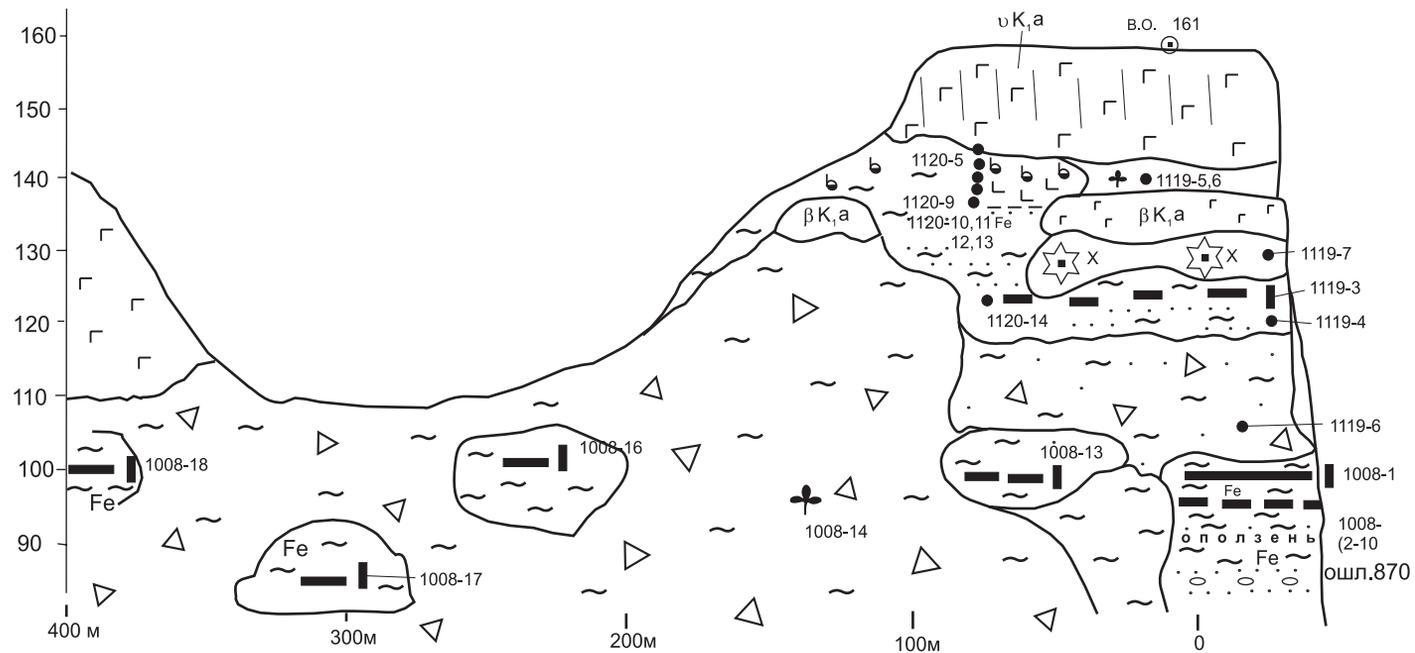
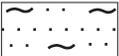
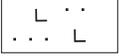


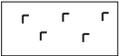
Рис. 10. Геологическое строение разреза комплексного проявления Персей.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Породы армитиджской свиты (R_1ar_1)

	Глинистые пески
	Глины со щебнем магматических пород
	Угольные пласты
	Латериты
	Туфы базальтов
	Обломки окаменелой древесины

Интрузии армитиджского комплекса

	Долерито-базальты
	Столчатые габбро-долериты
	Горный хрусталь, агаты, халцедоны

Места отбора проб и их номера

	Бороздовые пробы
	Точечные пробы

сажистые примазки по напластованию. Скопление щебня углей на площади 10×20 м отмечено на востоке п-ова Холмистый в долине руч. Урал. Позднетриасовые—раннеюрские угли имеют отражательную способность витринита от 0,29 до 0,48%, что отвечает степени углефикации B_2 и B_3 буроугольной стадии метаморфизма и погружению не глубже 500–700 м. По вещественному составу угли относятся к гелитолитам, а в микрокомпонентном составе резко преобладает витринит. В углях отмечены включения пирита, кальцита, битумов, иногда спор, пыльцы, водорослей и смол. Накопление углей происходило аллохтонным способом при нестабильном уровне грунтовых вод за счет древесной растительности с присутствием хвойных. Отличительной чертой позднетриасовых—раннеюрских углей арх. ЗФИ является повсеместно повышенная германиеность (от 20 до 230 г/т в угле по данным атомно-эмиссионного анализа). Коэффициент угленосности верхнетриасовых и раннеюрских отложений не превышает 0,5%, качество углей низкое, в связи с чем практической значимости они не имеют [73].

Наиболее значительной угленосностью характеризуются *нижнемеловые* отложения арх. Земля Франца-Иосифа и Северо-Карского поднятия.

В пределах площади листа U-41–44 углепроявления раннемелового возраста установлены на юге о. Земля Вильчека. Наиболее значительным является *проявление Персей* (№ 28 на КЗПИ), расположенное на северо-восточном берегу одноименного залива (рис. 10). Проявление обнаружено в 2000 г. В. А. Дымовым и Е. М. Макарьевой.

На северном склоне в. о. 161 м в интервале высот от 145 до 80 м вскрыты песчано-глинистые угленосные отложения и фрагменты кор выветривания раннемелового возраста. Поисковыми маршрутами выявлено три угольных пласта. Верхний пласт мощностью около 2 м располагается на высоте 130 м. Средний пласт мощностью 4 м прослежен по простиранию на 440 м на высотных отметках от 96 до 100 м. Нижний пласт прослежен фрагментарно на уровне 85 м и, предположительно, имеет мощность около 2 м. Кора выветривания имеет мощность 9–10 м, из которых верхние 2 м — туфы и базальты, превращенные в латеритные глины, под которыми залегают переслаивающиеся с песками и глинами пласты лимонита (сухарные глины). В углях, окремненной древесине и глинах ранее были установлены повышенные содержания иттрия. Угленосная толща пересечена двумя пластовыми интрузиями раннемелового возраста, из которых нижняя является более молодой, высокотемпературной и сложена афанитовыми базальтами. В кровле нижней интрузии присутствуют обильные крупные поры (до 0,5 м), выполненные горным хрусталем и агатами. Качество друз и жезд позволяет рекомендовать их в качестве камнесамоцветного сырья.

Угли опробованы бороздовыми и точечными пробами, для которых выполнены углепетрография, технический анализ углей, полуколичественный спектральный анализ, определение содержаний TR масс-спектрометрическим методом, определение содержаний Ge и Sc атомно-эмиссионным методом. Полученные данные показали, что угли по совокупности технических свойств относятся к бурым, хотя по показателю отражения витринита приближаются к длиннопламенным (0,59–0,6). Марка углей

Таблица 14

**Результаты углепетрографических исследований раннемеловых углей
(проявления Персей и Ламон на юге о. Земля Вильчека)**

№ п/п	Номер пробы	R _{о,г} , %	Содержание групп мацералов в ОВ, %				ΣОК, %	ММ, %	Тип угля
			Vt	Sv	I	L			
<i>Проявление Персей</i>									
1	1008-1	0,6036	79	6	14	1	18	7	Фюзинито-гелитит
2	1008-5	0,6054	100	0	0	0	0	2	Гелит
3	1008-13	0,5894	66	2	16	16	17	30	Липоидо-фюзинито-гелитит
4	1008-16	0,5946	100	0	0	0	0	2	Гелит
5	1008-17	0,5974	100	0	0	0		0	Гелит
6	1008-18	0,5962	100	0	0	1	0	5	Гелит
<i>Проявление Ламон</i>									
7	1225-9	0,4724	Углистая порода						
8	2713-10	0,5276	48	2	48	2	50	22	Гелито-фюзинито-микстогумит

Определения выполнены В. И. Вяловым и Г. М. Волковой (ВСЕГЕИ).

Таблица 15

**Результаты технического анализа раннемеловых углей
проявлений Персей и Ламон (юг о. Земля Вильчека)**

Показатели качества углей	Номер пробы			
	Персей			Ламон
	1008-1	1008-16	1008-18	2713-10
W _{аs} , %	11,1	11,8	10,4	8,0
W _t , %	22,3	12,2	11,7	8,3
W _{max} , %	23,6	22,4	21,6	15,0
A ^d , %	26,2	5,2	10,9	6,1
V ^{daf}	47,0	40,7	44,9	48,7
S _t ^d , %	0,57	0,79	0,92	0,25
Q _s ^r , МДж/кг	13,69	20,60	19,26	24,22
Q _t ^r , МДж/кг	12,39	19,12	17,86	22,68
P ^d , %	0,0176	0,0011	0,0016	0,0007
Полукокс: (Sk) ^d	72,1			
Смола: T _{sk} ^d /T _{sk} ^{daf}	3,9/4,3			
Пироген. Вода: W _{sk} ^d	10,2			
Газ: G _{sk} ^d	13,8			
R _{о,г}	0,6036	0,5946	0,5962	0,5276
ΣОК	18	0	0	50
Марка угля	3 БВ			

Определения (кроме R_{о,г} и ΣОК, определенных углепетрографией) выполнены в Региональном лабораторном центре ОАО «Южморгеология» (отв. исполнитель — Г. Ю. Овчаренко) и в базовом лабораторном центре по углю ВНИГРИуголь (исполнитель Е. Г. Амарский — определение продуктов полукоксования).

Содержания (г/т) элементов-примесей в золе углей армитиджской свиты (по данным ГДП-1000)

Элемент	Минимально-промышленное содержание в золе, г/т	Мыс Ламон	Северо-восточный берег зал. Персей										Море
			Запад						Восток				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		2713-10	2626-1	2711-6	1119-1	1119-36	1008-1	1008-3	1008-5	1008-16	1008-18	1008-17	631-1
		Верхний пласт				Средний пласт		Нижний пласт	Средний пласт		Нижний пласт		
Ba		600	800	1000	300	400	—	6000	—	—	200	600	200
Be	36	60	40	60	5	10	2	4	2	4	3	4	2
P		—	600	800	300	<300	—	1000	<400	—	400	<400	<300
Ti	1944	6000	10 000	>10 000	100 000	50 000	>10 000						10 000
Mn		150	300	150	300	300	—	200	—	—	400	300	1000
Pb		1	1	1	20	15	12	50	5	12	15	6	15
Cr		—	3	3	10	70	80	80	80	100	80	80	50
Ga	19–54	—	6	3	10	4	20	20	15	10	12	12	7
Nb	70	—	20	10	50	10	15	300	12	15	25	25	20
Sn	200	—	1	1	7	2	3	20	2	2	4	<2	3
Ge	50	—	3	2	2	2	1	<2	100 (82)	10 (<1)	20	30	1,5
Ni		2	10	80	5	40	80	4	500	60	80	150	10
V	224	6	50	30	200	200	600	500	1500	1500	600	1500	100
Cu	100	3	15	10	30	30	100	150	80	100	200	100	30
Ag	0,2	—	0,1		<0,1	<0,05	—	<0,03	<0,03	—	0,2	<0,03	0,04
La		—		80	—	—	50	30	30	50	50	50	<500

Y		500 (29,1)	800	>1000 (236,7)	100 (87,2)	100 (40,9)	30	25	20	80	80	60	40
TR	340	Не опр.			(290)	(129)	Не опр.						(106)
Zn	500	–	20	50	50	50	200	200	80	150	300	100	30
Zr	670	300	500	500	700	300	150	1000	150	200	300	400	150
Co		3	6	50	<5	10	50	6	200	50	80	300	10
Sr		3000	5000	2000	<200	<200	–	<100	–	–	400	500	200
Sc	2–9	50 (4,6)	60	60 (15,4)	50 (5,71)	100 (10,9)	15	15	15	20	15	20	20
Yb		Не опр.			10	10	3	<0,5		10	3		<10
Li		Менее 300			Менее 100		20	<10		12	<10		100
Mo	100	Менее 2			Менее 3		1	<2	3	4	4	<2	<2
Th		Менее 200			Не опр.		Менее 100				100	300	Не опр.
Зольность, %		6	Нет данных			17,6	43	27,9	40	7	12,7	9,2	Нет данных

Примечание. Для Y, TR, Ge, и Sc в скобках — данные количественных определений непосредственно в углях. Пробы с 1–3 проанализированы в 2001 г. в лаборатории Северо-Западного территориального геол. упр.; пробы 4, 5, 12 проанализированы в 2007 г. в лаборатории СЗФ «Невскгеология»; пробы 6–11 проанализированы в 2007 г. в лаборатории ВСЕГЕИ. Пробы 1–5 и 12 — точечные; 6–11 — бороздовые. Минимально-промышленные содержания приведены в соответствии с разработками ВСЕГЕИ.

**Содержания (г/т) скандия, германия и редких земель в углях и фосфоритах архипелага ЗФИ (лист U-41–44)
по данным атомно-эмиссионного (Sc) и масс-спектрометрического (TR, Ge) методов**

№ п.п.	Номер пробы	Географическая привязка	Элементы																		
			Sc	Ge	Редкие земли																
					Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	
Угли																					
К ₁	1119-1	СВ берег зал. Персей	5,71	0,29	87,2	37,7	68,2	8,21	32,6	8,34	1,64	9,81	1,85	12,0	2,84	8,84	1,29	8,26	1,23	290	
	1119-36		10,9	0,16	40,9	14,0	27,1	3,62	16,4	4,24	1,09	5,24	0,9	5,81	1,28	3,91	0,51	3,4	0,49	129	
		В-631-1	Акватория к югу от о. Грэм-Белл	14,0	0,26	24,4	14,8	30,7	3,61	14,5	3,05	0,75	3,41	0,6	4,05	0,82	2,24	0,36	2,16	0,35	106
Фосфориты																					
J ₂	1112-5	Остров Земля Вильчека, м. Хефера	74,8	2,8	295	84,7	203	16,9	76,7	17,2	4,9	25,5	3,73	24,3	6,01	19,6	3,01	19,5	3,31	803	
	1114-2		77,1	1,34	401	104	312	29,0	131	33,5	9,16	45,2	6,8	44,5	10,2	31,5	4,44	26,3	3,99	1193	
	1115-7		38,6	1,16	166	41,2	125	11,9	53,9	13,9	3,75	16,6	2,6	16,9	4,2	13,5	2,09	12,6	2,11	486	
J ₃	1007-35		46,2	2,18	327	200	292	40,5	159	34,5	8,79	42,0	6,41	40,3	8,63	24,6	3,28	19,9	2,89	1210	
	1007-36		23,1	1,64	807	352	377	58,3	244	49,8	14,6	76,8	12,6	85,2	20,0	60,1	8,62	54,0	7,66	2228	
	1007-42		55,7	0,88	416	233	239	29,8	117	22,7	6,81	33,7	5,05	31,9	8,21	25,3	3,77	24,4	4,09	1201	
	1007-43		74,2	0,96	408	252	312	40,0	159	32,1	8,75	43,1	6,18	39,0	9,11	28,0	3,89	24,9	4,14	1370	
	1007-46		53,6	2,09	524	360	554	74,8	298	59,4	15,1	73,5	10,4	62,5	13,6	37,2	4,98	29,8	4,37	2122	
	1007-48		42,9	1,39	293	210	344	44,3	177	35,8	9,43	42,3	6,19	35,4	7,63	21,5	2,88	16,8	2,49	1249	
	Среднее для J ₃	49,3	1,53	462	268	353	48	192	39	11,1	52	7,8	49	11,2	32,8	4,6	28,3	4,3	1563		
J ₃	1009-36	Остров Земля Вильчека, м. Ламон	23,7	1,78	467	181	359	44,1	181	38,9	9,97	48,7	7,56	49,0	11,2	33,1	4,46	24,4	3,28	1463	

Прогнозные ресурсы (P_3) попутных компонентов в углях проявления Персей

Попутные компоненты		TiO ₂	V ₂ O ₅	Th	Y ₂ O ₃	TR ₂ O ₃	Sc
Количество проб		7			3	2	3
Параметры	Мощность (м)	8	8	8	2	2	2
	Площадь (км ²)	1					
	Вес угля (млн т) при уд. весе 1,5 т/м ³	12	12	12	3	3	3
	Среднее содержание в углях (г/т)	>5950	785	14	310	578	11
Ресурсы (тыс. т)		>71	9,43	0,168	0,93	1,73	0,033

Примечание. Содержания титана, ванадия и тория пересчитаны с учетом зольности по борзодовым пробам (№ 5–11 в табл. 15); содержания иттрия, суммы редких земель и скандия приведены по данным количественных определений (пробы 3–5 в табл. 16).

определяется как 3 БВ. По вещественному составу угли относятся к гелитам, фюзинито-гелитам и липоидо-фюзинито-гелитам. Показатели качества углей приведены в табл. 14 и 15.

Непосредственно опробованная часть проявления имеет площадь 200×400 м, а общая площадь, сохраняющая все черты геологического строения, составляет около 1 км², что при суммарной мощности пластов 8 м и удельном весе углей 1,5 т/м³ дает прогнозные ресурсы около 12 млн т угля.

Содержание элементов-примесей неоднородно по разрезу угленосных отложений и по латерали (табл. 16, 17). В западной части проявления, расположенной непосредственно под высокотемпературной интрузией, зольность углей выше, а в золе углей и в самих углях повышены фоновые содержания практически всех элементов, за исключением Ge и Th. Здесь же установлены ураганные для проявления содержания Ge, Ni, Co (проба 1008-5) и Nb, Sn, Zr (проба 1008-13). Нужно отметить обогащение германием, торием и ванадием двух нижних пластов угля, а также повышенные концентрации иттрия и скандия в верхнем пласте.

Концентрации ряда элементов значительно превышают минимально-промышленные (разработки ВСЕГЕИ для положительной оценки углей как сырья для попутного получения металлов), в связи с чем для них были подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_3 (табл. 18). Ресурсы подсчитаны на весь объем угля для TiO₂, V₂O₅, Th, а для TR₂O₃, Y₂O₃, Sc — только для верхнего пласта. Подсчет прогнозных ресурсов попутных компонентов в углях показывает, что на проявлении Персей в связи с углями возможно прогнозировать мелкие месторождения редких земель, скандия, ванадия и титана.

Перспективы проявления повышаются в связи с его комплексным характером.

Углепроявление Ламон (№ 25) установлено в 2001 г. Е. М. Макарьевой и В. А. Дымовым на берегу к югу от м. Ламон (о. Земля Вильчека). На пляже были обнаружены высыпки углей и каолинизированных туфов с высокими

содержаниями титана, ванадия и редких земель. В 2006 г. высыпки углей среди песков ламонской свиты на низкой морской террасе были прослежены В. А. Дымовым на расстоянии 300 м. Ранее угли были зафиксированы в верхней части опорного разреза позднеюрских—раннемеловых отложений [74], на расстоянии 1 км к северу от высыпок углей на пляже, что хорошо согласуется с общим падением пород к югу. Таким образом, по фрагментарным выходам, угленосная толща прослежена по простиранию на 1,3 км. Показатели качества углей приведены в табл. 14 и 15. В углях проявления Ламон высоких содержаний попутных компонентов не установлено (табл. 16 и 17). Проявление требует дополнительного изучения.

Обломки углей и обугленной окаменелой древесины зафиксированы в донно-каменном материале к востоку и югу от о. Грэм-Белл. Содержания элементов-примесей в одной из проб угля из ДКМ приведены в табл. 16 и 17.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Подгруппа представлена проявлениями титана, пунктами минерализации железомарганцевых конкреций и вторичными литогеохимическими ореолами марганца и хрома.

Высокие концентрации титана, как уже говорилось, установлены в углях комплексного проявления Персей (№ 28). Непосредственно выше угленосных отложений залегают кора выветривания мощностью около 10 м, из которых верхние 2 м представляют собой латериты по базальтам и туфам. В латеритах, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (табл. 19), содержится в среднем 4,7% TiO_2 , 0,07% ванадия, 25% трехокси железа и до 26% трехокси алюминия (кремневый модуль — 0,7—0,8). Столь же высокие содержания титана и ванадия отмечаются и в прослоях песчаных охристых глин, составляющих до 10% угленосных отложений (суммарная мощность до 5 м). По данным рентгеноструктурного анализа, основными минералами глинистой фракции (<0,002 мм) в латеритах являются иллит (20%) и каолинит (80%). Кроме основных глинистых минералов, присутствуют также кварц, гетит, гематит, ферригидрит, тосудит и галлуазит. Глинистая фракция охристых глин состоит из иллита (2%), каолинита (22%), смектита (76%) с примесью кварца и гетита. Самостоятельных минералов титана и ванадия в составе глинистой фракции не обнаружено. Содержание черных рудных минералов в искусственном шлихе из латеритов не превышает 1% при их крайне малых размерах и неправильных формах выделения. В искусственном шлихе из охристых глин присутствуют ильменит и титаномагнетит размерностью менее 0,1 мм. Россыпные концентрации не превышают 1 кг/м³. Вопрос формы нахождения титана и ванадия в глинистых корах выветривания требует доработки.

Содержания элементов-примесей для большинства элементов близки к кларковым в глинах либо ниже последних (табл. 20). Исключениями

Химический состав (вес. %) кор выветривания проявлений Персей и Ламон

Окислы и элементы	Персей							Ламон				
	1120-1	1120-2	1120-8	2711-3д	Среднее	1008-3	1008-6	2713-4	2713-5	2713-6	Среднее	2713-8
SiO ₂	32,8	31,6	27,9	29,64	30,48	55,4	50,1	32,4	35,51	31,80	33,23	44,23
Al ₂ O ₃	25,6	21,4	20,6	24,56	23,10	19,8	17,9	24,68	21,95	24,64	23,56	22,64
TiO ₂	5,7	4,0	4,7	4,53	4,70	4,0	3,9	6,04	6,43	6,44	6,30	4,66
Fe ₂ O ₃	21,7	26,4	27,7	23,61	24,85	7,4	8,9	17,00	21,64	15,86	18,17	14,66
MnO	0,09	0,05	0,07	0,13	0,09	0,03	0,01	0,29	0,15	0,22	0,22	0,13
MgO	0,54	0,87	0,77	0,37	0,63	1,73	1,62	0,61	0,76	0,60	0,66	0,85
CaO	0,82	0,77	0,69	1,47	0,94	1,46	1,51	1,25	0,43	1,55	1,08	0,61
Na ₂ O	<0,05			<0,2	<0,09	0,9	1,09	0,54	0,69	0,51	0,64	0,77
K ₂ O	0,14	0,35	0,24	0,06	0,20	0,51	0,34	0,10	0,20	0,09	0,13	0,73
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,08	0,80	0,28	0,4	0,2	1,13	0,14	1,78	1,02	0,12
nnn	12,2	14,4	17,2	15,20	14,75	8,3	14,1	16,60	11,65	16,60	1,49	10,30
Сумма	99,7	100	99,9	100,47	100,02	99,9	99,8	100,29	99,56	100,10	99,98	99,69
V	0,081	0,066	0,073	Не определялось	0,073	0,047	0,052	Не определялось				
Cr	0,017	0,013	0,012		0,014	0,012	0,009					
Ba	0,047	0,024	0,02		0,030	0,025	0,027					
Породы	Латериты					Охристые глины		Каолинизированные игнимбриты и туфы			Туфо-песчаники	

**Содержания (г/т) элементов-примесей
в породах кор выветривания проявлений Персей и Ламон**

Элементы	Кларк в гли- нах	Персей			Ламон
		Латериты	Прочие породы	Охристые глины	Каолини- зированные туфы
Mn	700	370	380	300	430
Ni	70	37	30	100	7
Co	19	<10	10	45	5
Ti	4000	22 000	5200	>10 000	>10 000
V	150	465	380	1000	67
Cr	90	33	47	70	5
Mo	1,5	3	2	<2	<2
Zr	200	430	280	129	<100
Nb	13,6	40	20	15	13
Cu	55	90	70	100	15
Pb	15	18	8	5	1,7
Ag	0,07	<0,05	0,03	<0,03	<0,1
Zn	95	87	54	90	37
Sn	6,0	5	2	2	1
Ge	2,2	2,8	1	<2	<2
Ga	30	15	20	20	5,3
Be	3	2	2	0,9	7
Sc	12	33	15	15	<15
La				30	
Y	26	22	10	23	<30
Li	55	30	15	10	<30
Sr	260	200	<200	<100	1700
Ba	550	200	<200	100	600
Число проб		3	5	2	3

Примечание. Полуколичественный спектральный анализ выполнен в 2007 г. в лаборатории СЗФ «Невскгеология» для проб проявления Персей и в 2001 г. в лаборатории СЗТГУ для проб проявления Ламон.

являются концентрации Ti, V, Zr, Cu, Sc, заметно превышающие кларковые. Содержания титана, ванадия и скандия приближаются к рудным, в связи с чем для этих элементов подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P₃ (табл. 21) для латеритов и охристых глин. Ресурсы титана и ванадия подсчитаны по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (табл. 19), а скандия — по результатам приближенно-количественного анализа. Подсчет показывает, что в связи с корами выветривания на проявлении Персей прогнозируются средние месторождения титана и ванадия, а также мелкое месторождение скандия. Перспективность кор

выветривания на указанные металлы остается проблематичной до выяснения формы их нахождения и технологии извлечения. В отличие от глинистых кор выветривания других участков архипелага, высоких содержаний редкоземельных элементов в корях выветривания проявления Персей не установлено.

Высокие содержания титана и ванадия (табл. 19) приурочены к каолинизированным туфам, высыпки которых отмечены на пляже к югу от м. Ламон (№ 25).

Осадочные хемогенные сидеритовые руды в виде маломощных (0,05–0,25 м) прослоев и мелких (от 2 до 10 см) конкреций характерны для прибрежно-морских верхнетриасовых и нижнеюрских отложений. На некоторых участках руды составляют около 5 % объема породы. Верхнетриасовые отложения содержат прослой глин и песков, насыщенных пирит-марказитовыми конкрециями, содержащими 0,1 % никеля, 0,01 % кобальта, 0,1 % цинка, 0,0002 % серебра и 0,01 г/т золота. Указанные образования являются литологической особенностью отложений верхнего триаса–ранней юры и в качестве полезных ископаемых не рассматриваются [73].

Мелкие конкреции (1–2,5 см) и корки лимонита (1×2×9 см) отмечены в донно-каменном материале из желоба Св. Анны (№ 8, 9, 10, 16, 22, 23, 32, 37, 39) и у восточного берега о. Грэм-Белл. Иногда в центре конкреций присутствует каолинит. В составе таких лимонитовых корок установлено более 10 % трехоксида железа, 0,5 % окиси марганца, 300 г/т мышьяка, 70 г/т Мо.

Вторичные литогеохимические ореолы **марганца** (№ 4, 30) установлены в донных отложениях северной и южной частей желоба Св. Анны (от 1000 до 6000 г/т при фоне 400 г/т). Геохимическая аномалия **хрома** (300 г/т при фоне 90 г/т) зафиксирована в донных отложениях у восточного борта желоба Св. Анны (№ 24).

Таблица 21

Прогнозные ресурсы Ti, V и Sc в корях выветривания проявления Персей

Параметры	TiO ₂		V ₂ O ₅		Sc	
	1*	2*	1*	2*	1*	2*
Мощность (м)	2	5	2	5	2	5
Площадь (км ²)	1					
Объем породы (млн м ³)	2	5	2	5	2	5
Вес породы (млн т) при уд. весе 2,5 т/м ³	5	12,5	5	12,5	5	12,5
Содержание полезного компонента	4,7 %	4,0 %	2606 г/т	1785 г/т	33 г/т	15 г/т
Ресурсы (тыс. т) Итого	235	500	13,03	22,3	0,165	0,188
Ресурсы (тыс. т) ВСЕГО	725		35,33		0,353	

Примечание. 1* — латериты; 2* — охристые глины угленосной толщи.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Подгруппа представлена пунктами минерализации, шлиховыми ореолами и геохимическими аномалиями меди, свинца, молибдена и мышьяка.

Медь. Единичные зерна халькопирита, окислов меди и галенита (№ 6, 15) установлены в протолочках из раннеюрских песчаников на п-ове Холмистый (север о. Грэм-Белл). В шлиховых пробах из пляжевых отложений о. Фреден (№ 3) и из донных отложений юго-восточной части желоба Св. Анны (№ 40) отмечены единичные знаки азурита и малахита.

Свинец образует слабоконтрастные (30–70 г/т при фоновом содержании 18 г/т) вторичные геохимические ореолы в донных отложениях на западном склоне желоба Св. Анны к север-северо-востоку и юг-юго-востоку от о. Грэм-Белл (№ 2, 31). На суше субмеридиональный вторичный геохимический ореол свинца и серебра (№ 13) зафиксирован в центральной части п-ова Холмистый [73]. Содержание Pb составляет 30 г/т при фоновом значении 11 г/т, а Ag — до 2 г/т при среднем содержании 0,01 г/т. Отмечается пространственная связь пунктов минерализации галенита и меди с ореолом свинца в рыхлых отложениях.

Молибден образует субширотный вторичный геохимический ореол (№ 12) с содержаниями до 50 г/т при фоновом содержании 1,3 г/т в рыхлых отложениях северной части о. Грэм-Белл [73]. Вторичные геохимические ореолы молибдена (№ 4, 29) зафиксированы в донных отложениях северо-западной и южной частей желоба Св. Анны. Содержания Mo достигают 10–20 г/т при обычных концентрациях 1–2 г/т. Повышенные содержания молибдена (70–100 г/т), как уже отмечалось, характерны для лимонитовых конкреций в донных отложениях.

Повышенные содержания **алюминия** связаны с латеритными и каолиновыми корами выветривания комплексных проявлений Персей и Ламон (№ 25, 28) мелового возраста (см. раздел «Черные металлы»). По химическому составу коры выветривания отвечают сиаллитам и феррисиаллитам со значениями кремневого модуля от 0,7 до 0,8 и содержаниями алюминия от 20 до 26 % (табл. 19).

Вторичный литогеохимический ореол (№ 26) **мышьяка** зафиксирован в донных отложениях акватории к юго-юго-востоку от о. Грэм-Белл, где, видимо, отвечает размыву раннемеловых отложений. Содержание As в донных отложениях указанного ореола, по данным полуколичественного спектрального анализа, колеблется от 70 до 500 г/т, в то время как на прочей площади его концентрации ниже чувствительности анализа (50 г/т). Точечные геохимические аномалии (№ 36, 41) мышьяка в 1000 г/т установлены в отложениях из донных проб к югу и юго-востоку от о. Земля Вильчека. В донно-каменном материале из этой станции присутствует окисленный марказит, содержащий 2000 г/т As.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Подгруппа редких и рассеянных элементов представлена скандием и редкими землями в качестве попутных компонентов в углях и корах выветривания раннемелового возраста проявления Персей (№ 28). Повышенные концентрации указанных элементов характерны также для фосфоритов арх. ЗФИ (№ 14, 33), где их можно рассматривать как попутные компоненты. Содержания и параметры подсчета прогнозных ресурсов по конкретным проявлениям приведены в соответствующих разделах. В гидрохимической пробе из лагуны на м. Клюв о. Ева-Лив установлены аномальные содержания ниобия, висмута и меди (№ 1), а в гидрохимических пробах из ручьев на островах Гофмана и Ла-Ронсьер — аномальные содержания лантана (№ 5, 11).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Подгруппа представлена шлиховым ореолом **золота** и вторичными геохимическими ореолами **серебра**.

Обширный шлиховой ореол мелкого чешуйчатого золота, содержания которого не достигают $0,1 \text{ г/м}^3$, выявлен в северо-западной части о. Грэм-Белл (№ 19). Пространственно шлиховой ореол золота тяготеет к участкам размыва контактов верхнетриасовых и нижнеюрских отложений. Золотоносность указанного стратиграфического уровня является повсеместной для арктического региона, и с ним связаны промышленные россыпи на арх. Северная Земля и на севере п-ова Таймыр.

Вторичные литогеохимические ореолы и точечные аномалии серебра зафиксированы в рыхлых отложениях о. Грэм-Белл (№ 13, 18) и в донных отложениях на акватории к югу от указанного острова (№ 27). Аномальные концентрации достигают $1\text{--}2 \text{ г/т}$ при фоновом содержании $0,1 \text{ г/т}$.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Подгруппа представлена повышенными содержаниями **тория** в углях проявления Персей (см. соответствующий раздел). Массовыми поисками в изученной части архипелага была зарегистрирована одна аномалия естественной радиоактивности (о. Трехлучевой), связанная, как оказалось, с повышенным содержанием в почве техногенного радионуклида ^{60}Co . Повышенным фоном ($20\text{--}25 \text{ мкР/ч}$) обладают черные аргиллиты и развитые по ним глины всех стратиграфических подразделений, что является нормальным для этих литологических разностей. Донные отложения акватории имеют естественную радиоактивность $2\text{--}3 \text{ мкР/ч}$ (материалы ГДП-1000 — замеры при ковшовом опробовании с борта НИС «Вильнюс» в 2006 г.). Незначительно повышена ($4\text{--}5 \text{ мкР/ч}$) естественная радиоактивность пестроцветных алевропелитов в донных станциях 633 и 676 в юго-западной части желоба Св. Анны. В осадках указанных станций

удельная активность ^{232}Th повышена до 60 Бк/кг (фон — 10–20), а ^{40}K — до 870 Бк/кг при фоновых значениях от 300 до 600.

Подводя итог описанию группы металлических полезных ископаемых, нужно отметить, что почти все сведения о металлических полезных ископаемых, за исключением Ti, V, Sc и TR, могут рассматриваться лишь как иллюстрация условий формирования геологических образований.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Группа представлена проявлениями фосфоритов, поделочных камней, стройматериалов, красочных глин и повышенными содержаниями битумов в осадочных и магматических породах.

ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Конкреции и прослои **фосфоритов** присутствуют практически по всему разрезу мезозоя, за исключением среднетриасовых отложений. Наличие фосфоритов в осадках хейсовской, тегетгофской, ганзинской и ламонской свит установлено наземными наблюдениями на островах арх. ЗФИ. Наиболее высокие содержания P_2O_5 , отвечающие богатым рудам, характерны для ракушняковых и желваковых фосфоритов раннего триаса и поздней юры. Для этих же образований характерно и более высокое качество руд с минимальными количествами Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO [73].

По содержаниям P_2O_5 и параметрам фосфоритоносных образований в качестве проявлений выделены участки в районе м. Хефера на о. Земля Вильчека (№ 33) и горы Кользат на о. Греэм-Белл (№ 17). Прочие объекты отнесены к рангу пунктов минерализации в связи с малыми содержаниями либо отсутствием сведений об их параметрах.

Проявление фосфоритов в районе м. Хефера (о. Земля Вильчека) в качестве объекта полезных ископаемых выделено А. А. Макарьевым в 2006 г. в ходе пересоставления опорного разреза юрских отложений. На данном участке площадью около 3 км² в разрезе позднеюрских отложений мощностью 140 м выделены две фосфоритоносные пачки (интервалы 32–53 и 73–95 м от подошвы разреза) мощностью около 20 м каждая, разделенные 20 м практически пустой породы. Фосфориты представлены органомными и хемогенными желваками размером от 3–5 до 10 см. По данным рентгеноструктурного анализа, образцы представляют собой полиминеральную смесь, основными фазами которой являются фтор-, гидроксил- и карбонатапатит, реже — кальцит и кварц. В качестве фаз-примесей установлены сульфаты (гипс, вудхаусит), каолинит и редкоземельные минералы — иттриевый флюорит, ксенотим, синхизит, иттриалит, меланоцерит и Се-триломит.

Мощность прослоев с фосфоритами колеблется от 0,2 до 6 м и составляет в сумме около 28 м. Содержание собственно фосфоритов в пластах, по данным небольшого объема бороздового опробования, меняется от 8 до 32 вес. %, составляя в среднем 20 %. При указанных параметрах

Химический состав фосфоритов восточной части архипелага ЗФИ

Остров	Пункт	Номер пробы	Возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Сумма	Ва
Земля Вильчека	Мыс Хефера	1007-62	K ₁	80,0	3,5	0,24	1,27	0,07	0,06	6,49	0,25	1,57	4,10	1,44	99,9	0,04
		1007-48	J _{3tt} Верхняя фосфоритоносная пачка	12,0	3,12	0,19	3,86	0,18	0,30	39,8	0,74	0,46	28,8	9,7	99,1	0,36
		1007-46		17,40	4,74	0,24	6,02	0,19	0,37	32,1	0,71	0,62	25,7	11,3	99,3	0,34
		1007-43		1,58	0,70	0,06	1,95	0,16	0,20	49,7	0,34	0,12	27,3	17,3	99,4	0,31
		1007-42		0,68	0,42	0,05	3,87	0,14	0,24	50,3	0,24	0,08	25,8	20,1	102,0	0,32
		1007-36		6,12	1,73	0,12	4,45	0,26	0,61	44,1	0,49	0,38	27,2	13,5	99,0	0,41
		1007-35		46,6	9,39	0,52	9,94	0,06	0,83	10,3	0,67	1,47	7,13	14,4	101,0	0,09
		1007-32		2,05	1,01	0,09	9,12	0,14	0,43	47,3	0,41	0,18	31,0	10,7	102,0	0,45
		1007-19		J _{3ox} -km Нижняя фосфоритоносная пачка	2,80	0,94	0,08	2,31	0,16	0,30	47,0	0,57	0,18	33,4	12,5	100,0
		1007-18	6,34		1,93	0,13	2,54	0,12	0,33	44,3	0,55	0,32	31,7	11,1	99,3	0,39
		1007-13	3,99		1,48	0,08	2,68	0,15	0,42	47,8	0,39	0,17	25,2	16,8	99,1	0,43
		1007-12	3,37		1,40	0,08	2,83	0,15	0,38	48,1	0,40	0,15	26,1	16,1	99,1	0,49
		1007-11	24,6		5,05	0,3	3,23	0,11	0,77	31,6	0,42	0,71	15,9	16,5	99,2	0,42
		1007-6	3,33		0,73	0,08	2,12	0,26	0,85	51,6	0,05	0,12	8,3	32,3	99,6	0,12
		1007-3	7,86		2,68	0,17	2,11	0,09	1,35	47,3	0,05	0,37	4,06	33,8	99,7	0,05
		1114-4a	11,9		3,5	0,21	3,27	0,12	0,37	39,5	0,48	0,53	29,4	9,88	99,2	0,55

Остров	Пункт	Номер пробы	Возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Сумма	Ba
Земля Вильчечка	Мыс Хефера	Среднее содержание для фосфоритов J ₃											25,0			
		1112-5	J ₂	11,8	4,48	0,27	8,72	0,12	1,52	37	0,14	0,51	12,4	22,7	99,6	0,21
		1114-2		10,2	3,96	0,24	1,98	0,10	0,47	41,1	0,40	0,55	29,4	11,3	99,8	0,24
		1115-7		8,42	3,49	0,22	2,71	0,11	0,45	41,4	0,31	0,43	31,0	11,0	99,6	0,35
		1115-21		30,8	3,39	0,34	2,22	0,06	0,36	31,4	0,47	0,75	22,6	7,37	99,8	0,18
	Среднее содержание для фосфоритов J ₂											23,8				
	1116-9	J ₁	49,0	6,83	0,49	17,1	0,93	1,00	8,68	0,05	1,13	5,49	8,94	99,6	0,05	
	Мыс Ламон	1009-45	K ₁	73,4	3,44	0,13	1,19	0,09	0,06	10,3	0,16	1,62	7,25	2,5	100	0,04
1009-36		56,4		6,47	0,27	2,30	0,07	0,15	15,1	0,24	1,55	12,3	5,17	100	0,06	
Грэм-Белл	Гора Кользат	1019-6	J ₂₋₃	49,2	2,9	0,37	1,97	0,07	0,16	23,0	0,10	0,82	16,3	4,88	99,8	0,02
		1252-7		49,4	2,67	0,41	2,42	0,06	0,21	23,4	0,46	0,82	15,6	4,39	99,7	0,008
		4317-11		35,18	3,05	0,37	1,77	0,02	0,50	29,9	0,82	0,77	22,0			
	Север	4471-1		0,01	2,18	0,01	6,90	3,72	0,56	44,1	0,32	0,02	19,3			

прогнозные ресурсы фосфоритов с учетом удельного веса $2,7 \text{ т/м}^3$ составят: $3 \times 1\,000\,000 \times 28 \times 0,2 \times 2,7 = 45,4$ млн т. В пересчете на P_2O_5 при среднем содержании 25 % (табл. 22) получим 11,3 млн т пентоксида фосфора, что позволяет прогнозировать среднее месторождение фосфоритов.

Для верхней пачки (мощность фосфоритосодержащих пластов 12,5 м) характерны содержания Sc до 74 г/т и ΣTR до 2 кг/т (табл. 17). Прогнозные ресурсы скандия и редкоземельных элементов в качестве попутных компонентов, подсчитанные по данным количественных определений для указанной части разреза, приведены в табл. 23. Подсчет показывает, что при условии разработанной технологии извлечения в связи с фосфоритами прогнозируются средние месторождения скандия и редких земель.

Фосфоритоносные пласты присутствуют и в среднеюрской части разреза, но составляют здесь около 5 % отложений (5 м по мощности). Фосфориты представлены либо крупными, до 0,5 м, органогенными конкрециями, составляющими около 20 % породы, либо мелкими (0,1–0,2 м) шарообразными серыми хемогенными стяжениями. Ресурсы P_2O_5 при среднем содержании в 23,8 % (табл. 22) не достигают 2 млн т. Содержания скандия в среднеюрских фосфоритах по данным исследования единичных точечных проб близки к таковым для верхнеюрских, а содержания редких земель — почти вдвое ниже. Скорее всего, практического интереса фосфориты средней юры не представляют.

В нижнемеловых отложениях на м. Хефера и м. Ламон отмечаются редкие маломощные пласты известковистых песчаников с содержанием от 4 до 7 % P_2O_5 и низкими концентрациями редких земель и скандия. В отложениях на м. Ламон, кроме того, встречаются редкие мелкие хемогенные конкреции фосфоритов (12 % P_2O_5) с довольно высокими концентрациями редких земель (табл. 17). В связи с малыми масштабами фосфоритоносности, нижнемеловые отложения так же, на наш взгляд, не имеют практического значения.

Конкреции черных фосфоритов размером от 2–4 до 20 см установлены в средне-позднеюрских отложениях на о. Грэм-Белл в районе горы Кользат (№ 33) при составлении на этом участке опорного разреза [73]. Мощность фосфоритоносного прослоя бурых песков, хорошо следящихся по простиранию, составляет 1 м. Других параметров не приводится.

Таблица 23

Прогнозные ресурсы (P_3) попутных компонентов в фосфоритах проявления Мыс Хефера

Площадь, км ²	Мощность, м	Содержание фосфоритов в пласте	Уд. вес фосфоритов	Вес фосфоритов, млн т	Элемент	Содержание, г/т	Ресурсы, тыс. т
3	12,5	20%	2,7 т/м ³	20,3	Sc	49,3	1,0
					Ge	1,53	0,031
					Y ₂ O ₃	1173	23,9
					TR ₂ O ₃	4298	87,2

Наличие конкреций фосфоритов в бурых песках и черных глинах на горе Кользат подтверждено также и работами по ГДП-1000 в 2006 г. Содержания P_2O_5 достигают 22% (табл. 22). Высоких концентраций редких и редкоземельных элементов в фосфоритах данного участка не установлено. На севере о. Грээм-Белл (№ 14) среди раннеюрских глинистых песков отмечаются маломощные (5–6 см) прослои черных сажистых фосфоритов. Содержание P_2O_5 составляет 19,3% (табл. 22). Единичные конкреции фосфоритов найдены в элювии на о. Южный Гохштеттера (№ 38) и в донно-каменном материале на акватории у северо-восточного берега о. Земля Вильчека (№ 38).

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Группа представлена агатами, халцедонами и поделочной окаменелой древесиной.

На комплексном проявлении Персей (№ 28), как уже указывалось при его описании в разделе «Уголь», в коренном залегании, а также в виде элювиальных россыпей на склоне под интрузией, присутствуют друзы горного хрусталя, агаты и халцедоны. В коренном залегании указанные поделочные камни зафиксированы в миндалинах кровли высокотемпературной интрузии базальтов. Миндалины составляют до 5% видимой части интрузии. Размер их колеблется от 5 см до 50 см. Как правило, миндалины имеют зональное строение — с периферии агаты, а в центре — друзы. Реже встречаются миндалины, центральная часть которых выполнена коричневатым кальцитом. Размер кристаллов горного хрусталя в друзах достигает 15 см при высокой чистоте. К сожалению, выколачивание миндалин из породы приводит обычно к порче образцов, в связи с чем гораздо предпочтительнее элювиально-делювиальные россыпи на склоне и на уступах под интрузией, где агаты и горный хрусталь находятся в отпрепарированном состоянии. Прогнозные ресурсы (P_3) из расчета 20 м мощности интрузии, 20×200 м видимой площади апикальной части и 5% от объема составят около 4000 м³ поделочного сырья, что с учетом плотности около 2,6 т/м³ дает около 10 000 т сырья. Даже с применением понижающего коэффициента 0,1 на приемлемое качество (размер, трещиноватость) проявление может претендовать на ранг крупного месторождения. Здесь же, в подошве латеритной коры выветривания встречаются развалы окремненной древесины с размером обломков до 20–40 см и красноцветные окремненные прослои разнообразного тонкостебельчатого растительного детрита, весьма эффектного в приполировках.

На пляже о. Мак-Кульга (№ 35), к югу от проявления Персей, зафиксированы россыпи окатанных отпрепарированных миндалин агата и халцедона размером до 10×20 –30 см. Происхождение валунов неоднозначно — это могут быть как отпрепарированные и окатанные миндалины из местной интрузии, так и перенесенные айсбергами обломки из пролива Персей, поскольку в непосредственной близости с проявлением Персей находится мощный выводной ледник.

Обломки обугленной окаменелой древесины были подняты из донных отложений к югу от о. Греэм-Белл (№ 32).

Единичные знаки минералов-спутников алмаза выявлены в шлиховых пробах из донных отложений на акватории и в рыхлых отложениях на островах. В южной части желоба Св. Анны (№ 42) отмечен муассанит, на о. Клагенфурт — хромдиопсид (№ 34), а на м. Песчаный (о. Греэм-Белл) — единичные пиропы (№ 21). По химическому составу, определенному рентгеноспектральным микроанализом, пиропы относятся к низкокальциевым хром-пиропам, характерным для кимберлитовых трубок (%): SiO_2 — 42,83; Al_2O_3 — 22,12; Cr_2O_3 — 2,05; FeO — 7,21; MgO — 21,89; CaO — 3,36. Источники минералов-спутников алмаза не установлены.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Восточные острова арх. ЗФИ обладают неограниченными запасами габбро-долеритов, которые могут быть использованы в качестве бутового камня, облицовочных плит, а также для покрытия и отсыпки дорог в виде щебня. Также неограниченными являются запасы песка разной размерности и состава.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В качестве природных **красителей** на архипелаге могут быть использованы глины из кор выветривания по базальтам и туфам, имеющие ярко-охристо-желтые, алые и вишневые цвета.

Характерной особенностью всех горных пород арх. ЗФИ является их повышенная битуминозность. В настоящее время практически все находки **битумов** относятся к разряду пунктов минерализации, за исключением участка м. Ганза (о. Земля Вильчека, лист U-37—40), который по площади, содержаниям и составу битумов можно отнести к разряду проявлений [73]. Подробно материалы по битуминозности горных пород описываемой территории листа U-41—44 приведены ранее в разделе «Нефть и газ».

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Набор полезных ископаемых, их формационная принадлежность и масштабы распространения определяются положением района на окраине Баренцевской и Карской шельфовых плит. Формирование большей части известных проявлений связано с образованием мезо-кайнозойских ярусов платформенного осадочного чехла и внедрением траппов в результате юрско-меловой тектоно-магматической активизации.

Выделяются несколько продуктивных этапов формирования полезных ископаемых — юрский, меловой и современный. Сведения о более древних этапах отсутствуют, хотя предполагается, что с позднепалеозойским и триасовым этапами могут быть связаны залежи углеводородов. В самом начале *юры* формировались мелкие проявления буроугольной формации, а со второй половины ранней юры и до титона включительно — фосфориты. Раннеюрские фосфориты представлены желваковой терригенной формацией, в то время как более молодые — желваковой и ракушняковой формациями. Позднеюрские фосфориты обогащены скандием и редкими землями. К *меловому* минерагеническому этапу относятся проявления углей буроугольной формации, остаточные проявления титана, ванадия, алюминия сиаллитовой латеритной формации. *Современный* этап представлен остаточными проявлениями поделочных камней и окаменелой древесины элювиальной россыпной формации на поверхности базальтовых плато, а также осадочными железными рудами формации железомарганцевых конкреций на акватории.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Положительная оценка перспективности описываемой территории на нефть и газ обосновывается ее частичным расположением в пределах установленной Баренцевской нефтегазоносной мегапровинции, наличием прямых признаков существования залежей углеводородов (проявления нефти и газа) и благоприятными геолого-геофизическими данными.

Нефтегазогеологическое районирование

В настоящее время в связи со слабой изученностью северной части Карско-Баренцевского шельфа и континентального склона котловины

Нансена вопросы нефтегазогеологического районирования указанной площади практически не разработаны.

Основой предпринятого для листа U-41–44 нефтегазогеологического районирования служит тектоническое районирование площади, нефтегазогеологическое районирование шельфа Баренцева и Карского морей, разрабатываемое институтом «ВНИИОкеангеология» [81], а также сопоставление со смежными к западу (U-37–40) и югу (T-41–44) листами ГГК-1000/2, для которых имеются схемы прогноза нефтегазоносности [7, 8]. В соответствии с указанными источниками, в площадь листа частично входят Предбаренцево-Карская перспективная нефтегазоносная провинция (ПНГП), перспективная нефтегазоносная область (ПНГО) Земли Франца-Иосифа, Восточно-Баренцевская нефтегазоносная провинция (НГП) и Северо-Карская перспективная нефтегазоносная область (ПНГО).

Предбаренцево-Карская ПНГП. Данное подразделение выделено на схеме районирования Ледовитого океана, предложенной И. С. Грамбергом, О. И. Супруненко, К. Г. Вискуновой и др. в 2000 г. [10]. Фрагмент ПНГП в пределах описываемой площади выделен условно и занимает южную часть глубоководной котловины Нансена. Фактические геологические материалы на эту площадь отсутствуют. Согласно теоретическим построениям авторов, в пределах шельфовой части акватории океанов существует растянутая зональность катагенеза, особенно в районах с мощным осадконакоплением. В результате верхние 3–4 км осадочного разреза могут представлять интерес в отношении газоносности и выделены в качестве *Южно-Нансеновской перспективной газоносной области*. Перспективными НГК можно считать юрско-меловой и палеоген-неогеновый [7]. Границы Южно-Нансеновской ПГО совпадают с границами зоны предсклоновых прогибов. Наиболее перспективными участками области, предположительно, являются сочленение сводового поднятия ЗФИ и котловины Нансена и ступень на континентальном склоне к северу от о. Ушакова. Первый участок, где зафиксирована отрицательная гравиметрическая аномалия, был выделен в качестве Пограничного ПГНР на смежном листе U-37–40 [7]. В северо-западной части листа U-41–44, смежной с Пограничным ПГНР, по геофизическим данным выделено крупное магматическое тело. В связи с указанным обстоятельством экстраполяция района к востоку представляется неравномерной и на нашей площади район не выделяется. Перспективность второго участка определяется благоприятным геологическим разрезом, сходным с разрезом северной части Северо-Карского поднятия, и наличием перспективных геофизических признаков. В связи с отсутствием сведений о прямых геологических признаках нефтегазоносности перспективы площади ПГО пока остаются без прогнозной оценки.

Баренцевская нефтегазоносная мегапровинция. Мегапровинция рассматривается как нефтегазогеологический аналог Баренцевской плиты, в пределах которой выделены Западно-Баренцевская и Восточно-Баренцевская НГП [81, 67, 4]. На площади обеих провинций открыты месторождения УВ.

В Западно-Баренцевской НГП преимущественно газовые, мелкие и средние по запасам месторождения локализованы в третичном, юрско-меловом (13 из 19), триасовом и верхнепермском НГК. На северо-

восточном замыкании НГП располагается перспективная нефтегазогеологическая область Земли Франца-Иосифа, являющаяся нефтегазогеологическим аналогом сводового поднятия ЗФИ. Отнесение ПНГО ЗФИ к Западно-Баренцевской НГП является условным, поскольку северная граница НГП имеет неопределенное положение. Возможно, северную часть Баренцевского шельфа было бы логично выделить в качестве Шпицбергенской ПНГП по аналогии с одноименной антеклизой, площади которой отвечала бы провинция.

В пределах листа U-41–44 к Западно-Баренцевской НГП условно относится восточная часть *ПНГО ЗФИ*. Перспективы области подробно рассмотрены при составлении листа U-37–40 [7] и при описании результатов обработки материалов по геолого-геофизическому профилю 4-AP [81]. Северо-западная часть ПНГО (площадь Александровского поднятия) признается бесперспективной в связи с интенсивным проявлением мезозойского трапхового магматизма и разрывной тектоники. Юго-восточная часть, приуроченная к Вильчековской впадине, более перспективна в отношении нефтегазоносности, поскольку магматизм здесь проявлен слабее, а наиболее перспективный для района триасовый НГК максимально сохранен. На крайнем юго-востоке перспективы увеличиваются за счет присутствия юрско-барремского НГК.

В пределах площади листа U-41–44 перспективы нефтегазоносности ПНГО ЗФИ с севера на юг (с учетом перспектив по смежным листам) существенно изменяются.

Большая часть площади Александровского поднятия бесперспективна, за исключением участка к северо-востоку от о. Ева-Лив, где в донных осадках установлены перспективные в отношении нефтегазоносности геохимические аномалии. Более перспективной является северная часть Вильчековской впадины, в составе которой на схеме нефтегазоносности к листу U-37–40 выделяется Западно-Вильчековский ПНГР с проявлениями жидко-капельной нефти. Сходное геологическое строение имеет и северная часть Вильчековской впадины на площади листа U-41–44, в связи с чем ПНГР экстраполирован к востоку, где в скв. Северная зафиксированы газопроявления. Перспективы связываются с триасовым НГК. В связи со значительным увеличением площади района название «Западно-Вильчековский ПНГР» (было дано в связи с расположением на западе о. Земля Вильчека) заменено на «Вильчековско-Греэмбельский ПНГР». В площадь узла включена также незначительная часть восточного замыкания Александровского поднятия с упоминавшимися геохимическими аномалиями. Далее к югу выделяется узкая бесперспективная полоса, насыщенная силлами (юг островов Греэм-Белл и Земля Вильчека, а также мелкие островки к югу, сложенные интрузиями). Площадь Сальминского поднятия, примыкающая с севера к Альбановско-Горбовской ПНГО, имеет наибольшие для ПНГО ЗФИ перспективы в связи с присутствием еще и юрско-мелового НГК. Градация плотности прогнозных ресурсов перечисленных участков (табл. 24) соответствует значениям плотности на смежных листах U-37–40 и T-41–44 [7, 8].

Прогнозные ресурсы категории Д₂ нефти и газа на площади листа U-41–44

Область, район	Площадь оценки, км ²	Удельная плотность ресурсов эталонной площади		Поправочные коэффициен- ты		Прогнозные ресурсы		Плотность прогнозных ресурсов в тыс. т условного топлива на 1 км ²
		Нефть, тыс. т на 1 км ²	Газ, млн м ³ на 1 км ²	К _{ан}	К _л	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³	
ПНГО ЗФИ, <i>в том числе:</i> Вильчековско- Греэмбельский ПНГР; площадь Сальминского под- нятия	8125	17,857	37,857	0,25	0,15	5,4	11,5	2,1
	3125			0,5	0,15	4,2	8,9	4,2
ПНГО Святой Анны	41250			0,5	0,2	73,7	156,2	5,6
Альбановско-Горбовская ПНГО	2950			0,5	0,4	10,5	22,3	11,2
Северо-Карская ПНГО	36370			0,5	0,25	81,2	172,1	7,0
ИТОГО нефти и газа						175,0	371,0	
ВСЕГО млн т условного топлива						546,0		

На площади Восточно-Баренцевской НГП (соответствует Восточно-Баренцевской синеклизе) в юрско-меловом НГК далеко к югу за пределами площади листа U-41–44 локализованы уникальные и крупные газоконденсатные (Штокмановское и Ледовое) и газовые (Лудловское) месторождения. К триасовому НГК приурочено Мурманское газовое месторождение. Отложения перми, карбона и более древние погружены на значительные глубины и не представляют практического интереса. На характеризуемой в записке площади Восточно-Баренцевская НГП представлена ПНГО Св. Анны и фрагментом Альбановско-Горбовской ПНГО.

ПНГО Св. Анны выделяется в пределах впадины Св. Анны. Перспективы нефтегазоносности связаны с триасовыми и юрскими отложениями, а у восточного борта, возможно, и с верхней частью палеозойских образований. Проявлений УВ на площади ПНГО Св. Анны не установлено. По данным битуминологического и газово-геохимического опробования донных отложений, повышенные перспективы нефтегазоносности можно ожидать в южной и северо-западной частях желоба (в пределах площади листа U-41–44). Расчетная плотность ресурсов (табл. 24) соответствует плотности на смежной площади листа T-41–44, где она считается пониженной относительно Альбановско-Горбовской ПНГО. Предполагается, что в ПНГО Св. Анны газовые ресурсы преобладают над нефтяными [81].

Альбановско-Горбовская ПНГО в пределах листа U-41–44 представлена небольшим фрагментом, располагающимся между ПНГО ЗФИ и ПНГО Св. Анны. На сопредельной площади (лист T-41–44) перспективы Альбановско-Горбовской ПНГО связываются с триасовым и юрско-меловым НГК. Площадь ПНГО хорошо изучена сейсморазведкой, считается по геологическому строению аналогом Штокмановско-Лунинской НГО, но локальных объектов на территории Альбановско-Горбовской ПНГО к настоящему времени не выявлено. Плотность прогнозных ресурсов участка, входящего в площадь листа U-41–44, принята аналогичной плотности на сопредельном листе.

Карская перспективная нефтегазоносная провинция, соответствующая Карской плите, представлена *Северо-Карской ПНГО*. Трактовка площади ПНГО не однозначна, поскольку в работах ВНИИОкеангеология и на листах T-41–44 она фигурирует как самостоятельная и занимает всю площадь Карской плиты без выделения НГП. В соответствии с тектоническим районированием, северная часть Карской плиты выделяется в качестве Северо-Карского сводового поднятия. Поскольку тектоническое районирование является основой нефтегазогеологического районирования, мы ограничиваем площадь Северо-Карской ПНГО рамками Северо-Карского сводового поднятия.

Перспективы нефтегазоносности ПНГО связываются, преимущественно, с палеозойским НГК, поскольку триасово-юрские отложения к востоку от желоба Св. Анны выклиниваются. Севернее о. Ушакова некоторый вклад в нефтегазоносность могут внести юрские отложения, на данном участке сохраняющиеся в разрезе. На восточной периферии в разрезе возможно присутствие триаса. Плотность прогнозных ресурсов Северо-Карской ПНГО в южной части листа U-41–44 принята по аналогии со

смежным листом Т-41–44. В связи с наличием положительных признаков нефтегазоносности по геофизическим данным и результатам газово-геохимических и битуминологических исследований донных отложений из района о. Ушакова, оценка плотности ресурсов не снижена и для всей остальной территории Северо-Карской ПНГО.

В связи с отсутствием установленных проявлений нефти и газа в пределах ПНГО Св. Анны и Северо-Карской ПНГО, а также слабой сейсмической изученностью строения осадочного чехла, выделение ПНГР на указанных площадях не производится.

Оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья

За основу подсчета прогнозных ресурсов нефти и газа на площадь смежного листа U-37–40 в качестве аналога был взят нефтегазоносный бассейн Свердруп из Северных Арктических нефтегазоносных бассейнов Канады. Мощностъ осадочного чехла здесь составляет 9–13 км. Промышленная нефтеносность установлена в рифогенной толще девона, терригенных триасовых и юрских отложениях. Промышленная газоносность выявлена в терригенных девонских, верхнекаменноугольных–пермских, среднетриасовых–верхнемеловых отложениях. В породах каменноугольного–пермского возраста обнаружены залежи битуминозных песков. В бассейне Свердруп широко развиты мощные толщн гипсов и ангидритов в ордовикских, силурийских, девонских и верхнекаменноугольных–пермских континентальных отложениях. Отмечается наличие разновозрастных палеозойских вулканитов, а также характерно проявление многочисленных тектонических циклов складчатости, наличие надвиговых и диапировых структур. Площадь бассейна Свердруп составляет 280 тыс км². Установленные на 1986 г. начальные потенциальные извлекаемые ресурсы составили 5 млрд т нефти и 10,6 трлн м³ газа. Расчетная удельная плотность ресурсов эталонной площади составляет 37,857 млн³/км² по газу и 17,857 тыс. т/км² по нефти [6].

Геологическое строение *ПНГО ЗФИ* имеет довольно значительные различия с эталонной площадью, в связи с чем для большей его части предусмотрен коэффициент аналогии ($K_{ан}$) 0,25, а коэффициент локализации ($K_{л}$) принят равным 0,15. Значительно большее сходство геологического строения ПНГО Св. Анны и, особенно, Северо-Карской ПНГО с эталонным объектом позволяет принять для них коэффициент аналогии 0,5, а коэффициенты локализации, соответственно, 0,2 и 0,25. Для подсчета прогнозных ресурсов фрагмента Альбановско-Горбовской ПНГО приняты $K_{ан} = 0,5$ и $K_{л} = 0,4$.

Параметры нефтегазогеологических подразделений на площади листа U-41–44 и прогнозные ресурсы УВ приведены в табл. 24. Прогнозные ресурсы подсчитаны для площадей, имеющих оценку плотности прогнозных ресурсов. В связи с отсутствием на площади листа установленных проявлений и ее слабой изученностью, оценка прогнозных ресурсов проведена непосредственно на уровне ПНГО.

Завершая раздел, необходимо отметить, что наиболее объективной является оценка перспектив нефтегазоносности акватории желоба Св. Анны и Северо-Карского поднятия, сделанная по результатам рейсов НИС в 1994 и 2001 гг. По данным геохимических исследований, установлены эпигенетические битумы и углеводородные газы в донных осадках желоба Св. Анны и в районе о. Ушакова, что указывает на перспективность данных участков для поисков нефти и газа. Территория плато Ушакова и Визе признана наиболее перспективной в нефтегазоносном отношении. На площади желоба Св. Анны наиболее перспективными представляются его северная и южная части, а также борта [82].

Добавим, что для окончательного решения перспективности района и для оценки его углеводородного потенциала необходимо проведение дополнительного объема сейсморазведки на площади, не закрытой многолетними дрейфующими льдами, а также бурение параметрической скважины на о. Ушакова.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

Минерагеническое районирование описываемой площади предпринимается впервые. В соответствии с тектоническим районированием, надпорядковыми минерагеническими подразделениями являются Нансеновский минерагенический пояс, отвечающий впадине Нансена, Баренцевская минерагеническая провинция, отвечающая Баренцевской шельфовой плите и Карская минерагеническая провинция, соответствующая одноименной плите. Граница минерагенических провинций с Нансеновским минерагеническим поясом проводится по бровке континентального склона.

Подразделениями первого порядка являются минерагеническая область Северо-Карского сводового поднятия, минерагеническая зона прогиба Св. Анны и минерагеническая область сводового поднятия ЗФИ. Потенциальные перспективы Северо-Карской области могут быть связаны с наличием нефти, а зоны прогиба Св. Анны — с железомарганцевыми конкрециями и нефтегазоносностью. Перспективы Нансеновского минерагенического пояса ограничиваются нефтегазоносностью.

Наиболее изученной является область сводового поднятия ЗФИ, где выявлены перспективы угленосности и фосфоритоносности мезозойских отложений. В пределах области выделен Вильчековский фосфоритоносный район (восточная часть), площадь которого практически совпадает с площадью развития юрских отложений. На площади района в свою очередь выделены Франкфуртский фосфоритоносный узел (на площади листа располагается его северо-восточная часть) и Южно-Вильчековский бурогольный узел. В связи с отсутствием промышленно подтвержденных месторождений все минерагенические подразделения первого и более низких порядков относятся к потенциальным.

Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых по категории P_3 рассчитаны для Южно-Вильчековского буроугольного узла и Франкфуртского фосфоритоносного узла Вильчековского минерагенического района МО ЗФИ.

Полезная площадь Южно-Вильчековского буроугольного узла определяется площадью армитиджской свиты, развитой на обнаженной части островной суши и составляющей 75 км². Объектами подсчета ресурсов являются угли с попутными компонентами, а также титан, ванадий и скандий в корах выветривания и охристых глинах угленосной толщи. Эталонным объектом выбрано комплексное проявление Персей с поправочным коэффициентом 0,5.

Включенная в подсчет площадь Франкфуртского фосфоритоносного узла ограничена площадью развития верхнеюрской части отложений ганзинской свиты на обнаженной площади района м. Хефера на юге о. Земля Вильчека, что составляет около 30 км². Эталонным объектом принято проявление Хефера с поправочным коэффициентом 0,5. Подсчет ресурсов произведен для пентоксида фосфора, скандия, германия и суммы редких земель, включая иттрий. На эталонном объекте возможен подсчет ресурсов для каждого из 14 редкоземельных элементов, что при необходимости позволит выполнить такой же подсчет для площади узла.

Перечень прогнозируемых объектов, их параметры и прогнозные ресурсы приведены в прил. 2 и 3.

Минерагенические перспективы района связаны с поисками нефти и газа, с бурыми углями при попутном извлечении из них германия и иттрия; с латеритными корах выветривания, обогащенными черными и редкими металлами; с фосфоритами при попутном извлечении редких и редкоземельных элементов.

Новыми прогнозируемыми видами минерального сырья являются попутные компоненты в раннемеловых бурых углях, титано- и ванадиеносные латеритные раннемеловые коры выветривания, а также позднеюрские фосфориты, обогащенные редкими землями.

В качестве первоочередного участка для постановки поисковых работ на угли и латеритные коры выветривания рекомендуется юг острова Земля Вильчека. Постановка поисковых работ на фосфориты должна охватить юг острова Земля Вильчека и северо-восток о. Грэм-Белл.

На рекомендованных участках необходимо определить параметры рудных тел, природу, содержания и форму вхождения попутных компонентов. В комплекс начальных этапов поисковых работ могут входить поисковые маршруты, штуфное и бороздовое опробование, гидрогеохимическое опробование, наземные геофизические наблюдения (профильная электро-разведка на угли).

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Основным источником информации при изучении геоэкологической обстановки в акватории и на островах арх. ЗФИ послужили материалы геолого-геофизических исследований НИС «Профессор Логачев» в 1994 г. [82] и работ Северной партии ФГУНПП «ПМГРЭ» по геологическому доизучению арх. ЗФИ, проведенных в 2000–2001 и 2006 гг.

Эколого-геологическая схема и объяснительная записка к ней составлены в соответствии с требованиями инструкций по составлению и подготовке к изданию листов ГКК РФ масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 (третье поколение).

ТИПЫ РЕЛЬЕФА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ, ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ

Геологическая составляющая природной среды, влияющая на экологическую обстановку, включает природные и техногенные объекты и процессы. Главной особенностью эколого-геологической обстановки района арх. ЗФИ является ее формирование в условиях, характерных для полярных областей.

Основными геологическими факторами, которые могут оказаться неблагоприятными для растительного и животного мира, а также для обитания и деятельности человека, являются исходный состав и масштабы развития геологических объектов, способы и интенсивность их разрушения, процессы перераспределения и накопления вещества.

В исследуемом районе поступление вещества в современные осадки происходит преимущественно с *участков денудации*, которым отвечают подводные выступы коренных пород и острова арх. ЗФИ. В составе коренных пород преобладают терригенные и магматические (преимущественно интрузии основного состава) породы. *Промежуточным типам рельефа*, охватывающим область транспортировки, отвечают пески на подводных морских террасах, алевропелиты на склонах положительных структур и в бортах отрицательных на шельфе архипелага, а также пелиты на континентальном склоне. Чистые пелиты развиты на *участках морского аккумулятивного рельефа* в днищах желоба Св. Анны и глубоководной котловины Нансена, а также в локальных замкнутых впадинах на дне проливов арх. ЗФИ.

Характерной особенностью полярных областей является резкое преобладание терригенного материала. Перенос вещества осуществляется в основном гравитационным путем. Привнос материала дрейфующими льдами и айсбергами, в соответствии с направлениями поверхностных течений и дрейфа льда, возможен только с востока. Во взвешенном состоянии происходит разнос небольшой доли материала тальми водами и течениями. В северо-западную часть акватории может незначительно привноситься тонкодисперсный материал теплыми глубинными течениями с запада.

На суше осадки, отвечающие аккумулятивным и промежуточным типам рельефа, развиты слабо, за исключением рельефа атмосферной аккумуляции, которому отвечают лед и фирн, занимающие до 80 % площади суши арх. ЗФИ и целиком о. Ушакова.

Наличие природных экзогенных опасностей в значительной мере определяется влиянием процессов, характерных для полярных областей — низкие температуры, вечная мерзлота и оледенение, льдистость акватории.

На суше широко развиты процессы физического выветривания, приводящие к образованию курумов, оседанию массивов горных пород и формированию крупноглыбовых осыпей. В период оттайки отмечается интенсивное заболачивание тундры, грязевые потоки и оползни на склонах. Широко развитое оледенение архипелага осложняет передвижение по островам из-за обилия трещиноватых участков, являющихся в прибрежных частях источниками айсбергов, затрудняющих плавание в проливах архипелага.

Серьезным препятствием для плавания и доставки грузов являются многолетние дрейфующие льды, граница которых во время максимального таяния в сентябре достигает 83° с. ш. Срок свободного плавания в районе архипелага, согласно лоции, не превышает 40 календарных дней, а о. Ушакова практически никогда не освобождается от припайных льдов.

К природным эндогенным опасностям можно отнести повышенную сейсмичность западного борта желоба Св. Анны, где возможны землетрясения до 6 баллов по шкале Рихтера [4, 82].

Определяющими критериями *геохимической устойчивости ландшафтов* в нашем районе являются малый объем биомассы на суше и значительное развитие пелитов, имеющих высокую сорбционную способность, на акватории. Указанные факторы позволяют оценить геохимическую устойчивость как среднюю или низкую. Из критериев оценки *геодинамической устойчивости* необходимо указать высокую льдистость, низкую среднегодовую температуру и слабую закрепленность поверхности растительностью, чем определяется низкая оценка геохимической устойчивости ландшафтов. В целом оценка геохимической и геохимической устойчивости только подтверждает высокую уязвимость арктической природы.

К *техногенным объектам*, нарушающим экосистемы арх. ЗФИ, относятся территории законсервированных полярных поселков разного ведомственного подчинения на островах Гофмана (небольшой бывший аэродром) и Грэм-Белл (база АДД). Как правило, указанные объекты окружены

свалками бытового и производственного мусора и соседствуют со складами горюче-смазочных материалов (ГСМ), хранящихся в емкостях и бочкотаре.

Донные осадки акватории загрязняются плавающими в районе судами, тонкодисперсными продуктами промышленного происхождения, поступающими воздушным и водным путем, а также попадающими в прибрежные воды мусором и горючим из расположенных непосредственно на берегу поселков.

В дополнение к изложенным сведениям общего характера в качестве информации можно остановиться на некоторых аспектах исследований, проводившихся в 1994 г. на борту НИС «Профессор Логачев», а именно — на *биологических исследованиях бентоса и исследованиях структуры гидрофизических полей* водной толщи в районе желоба Св. Анны [82].

В результате биологических исследований определена биомасса микробентоса (в среднем 53,5 г/км²), выделены более 20 биоценозов, акцентировано внимание на зависимости биомассы и биоценозов от гидродинамики и глубины, установлена значительная разница в видовом разнообразии между западным и восточным бортами желоба Св. Анны. Последний факт объясняется авторами различиями в направлении и скорости течений вдоль этих склонов и, соответственно, разным происхождением придонных водных масс, следствием чего могут быть разные значения температуры, солености и растворенного кислорода в придонном слое, влияющем на биоту. Сделан вывод об отсутствии на макроуровне сколь-нибудь заметного влияния техногенного фактора на биотическую составляющую ландшафтов желоба Св. Анны.

Исследования структуры гидрофизических полей проводились в координатах от 60° до 80° в. д. и 77°—81° 20' с. ш., частично охватывая площадь листа U-41—44. На указанной площади был проведен анализ состояния океанологических полей, определен характер плотностной циркуляции, а также выявлены особенности водо- и теплообмена. Полученные данные указывают на то, что определяющее влияние на термодинамический режим района оказывает субмеридиональный перенос теплых атлантических вод, причем доминирует вынос тепла с севера на глубинах от 125—150 м — и до дна. Максимум теплозапаса наблюдается на севере полигона. Структура гидрофизических полей в районе наблюдений характерна для Полярной фронтальной зоны в ее классической формулировке с некоторыми местными отличиями. Решающим фактором межзонального обмена в районе желоба Св. Анны является адвективный перенос тепла, солей и различных пассивных примесей (в том числе и поллютантов). Полученные материалы, в частности, позволили объяснить разницу отмеченного выше видового разнообразия бентоса западного и восточного бортов желоба Св. Анны, поскольку для них характерна различная гидродинамика.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В настоящем разделе впервые обобщены материалы по эколого-геохимической характеристике современных донных осадков акватории, а также поверхностных вод, растительности и почв арх. ЗФИ.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ АКВАТОРИИ

Изучение загрязнения современных донных осадков, выполненное в ходе морских геолого-геофизических работ на НИС «Профессор Логачев» в 1994 г. и «Вильнюс» в 2006 г., а также в процессе камеральной обработки собранных материалов, было ограничено замерами естественной радиоактивности и определением содержаний тяжелых металлов и радионуклидов. Учитывая специфику района, в донных отложениях не анализировались загрязнители агротехногенного происхождения, фенолы, а также компоненты нефти и нефтепродуктов [82].

Оценка эколого-геологической обстановки и составление эколого-геологической схемы акватории арх. ЗФИ проведены по результатам анализов донных отложений из интервала 0–3 см. Характер осадков — пелитовые полужидкие образования с биогенным материалом. Виды опробования — ковшовое и ударными трубками.

Тяжелые металлы

Тяжелые металлы являются главным компонентом загрязнения морской среды. В наших условиях они поступают в исследуемую акваторию из коренных выходов пород на дне, с берегов арх. ЗФИ, из района арх. Новая Земля и Северная Земля при транспортировке льдами и течениями, а также при выпадении вместе с атмосферными осадками. В связи с тем, что значения предельно допустимых концентраций (ПДК) для большинства элементов в донных осадках не определены, выделение аномалий производилось путем сравнения со средними содержаниями (табл. 25). Полученные результаты сравнивались с данными, приведенными в справочной литературе и опубликованными материалами.

Содержания тяжелых металлов определялись полуколичественным спектральным анализом, в связи с чем объективная оценка загрязнения

**Содержание (г/т) тяжелых металлов в донных осадках акватории
(интервал опробования 0–3 см)**

Химические элементы	Класс опасности	Чувствительность определения	Содержания			Коэффициент вариации	Макс. коэффициент концентрации	Глинистые глубоководные осадки ¹	Глины и глинистые сланцы ²	ПДК для донных осадков ³
			Max.	Min.	Среднее					
Zn	1	20,0	200	10	93	0,62	2,1	165,0	95,0	>400,0
Pb	1	1,0	30	4	17	0,35	1,7	80,0	15,0	>200,0
Cr	2	3,0	400	40	191	0,65	2,1	90,0	90,0	–
Co	2	1,0	35	5	19	0,42	1,8	7,4	19,0	–
Ni	2	1,0	96	35	65	0,31	1,5	225,0	70,0	>100,0
Cu	2	1,0	85	6	41	0,59	2,1	250,0	55,0	>400,0
V	3	3,0	290	30	186	0,36	1,5	120,0	150,0	–
Mn	3	<100,0	7200	500	3510	0.74	2,1	6700,0	700,0	–

Примечание. Прочерк — нет данных.

¹ Краткий справочник по геохимии. М.: Наука, 1977.

² Требования к производству и результатам многоцелевого картирования масштаба 1:1 000 000. М.: ИМГРЭ, 1999.

³ Gerlach S. A. Marine pollution diagnostics and therapic, 1981, 380 p. (для грунтов III класса загрязненности).

целым рядом элементов, рекомендованных для учета, оказалась невозможной. К неучтенным элементам относятся As, Cd, Hg и Sb, ПДК которых в несколько раз ниже чувствительности анализа, а также F и Se, которые полуколичественным спектральным анализом не определяются. Концентрации W, Mo и Sr, ПДК которых не разработаны, оказались ниже чувствительности анализа (3, 2 и 500 г/т, соответственно). Сказанное относится также и к приведенным в следующем разделе данным по геохимической характеристике почв арх. ЗФИ.

Геохимической особенностью донных осадков юго-западной части акватории района является повышенное по сравнению со средними значениями содержание Cr, Pb, Zn и, по данным опробования 2006 г., присутствие As в количествах выше чувствительности анализа. Приведенные на схеме ореолы повышенных содержаний выделены по отношению к среднему содержанию этих элемента в осадках. Указанные в литературе ПДК единичных элементов для грунтов III класса загрязненности на порядок выше ПДК для почв, и по сравнению с ними донные осадки акватории нашего района являются не загрязненными.

Аномалии могут быть связаны с коренными выходами дочетвертичных пород и тектоническими нарушениями, что находит подтверждение в расположенных ниже слоях донных осадков, где содержания также повышены.

Анализируя общий характер загрязнения поверхностного слоя донных осадков акватории (интервал 0–3 см), можно сказать, что уровень загрязнения минимальный. Суммарный коэффициент концентрации < 8,0 [50]. Категория загрязнения допустимая, экологическое состояние удовлетворительное, характер ущерба отсутствует. Установленные средние содержания по ряду элементов значительно ниже тех, которые даны в справочной литературе для глинистых глубоководных осадков и близки к содержаниям в глинистых сланцах.

Радионуклиды

Радиотехногенное загрязнение изучалось в верхнем слое донных осадков. Естественная радиоактивность измерялась на борту судна с помощью радиометра СРП-88-Н (2006 г.). Результаты статистической обработки данных по радиоактивному загрязнению акватории архипелага приведены в табл. 26. К аномальным отнесены пробы с более чем двукратным превышением относительно среднего содержания радионуклида в осадках.

¹³⁷Cs. Присутствует в 10 пробах из 29 в содержаниях от 1 до 8 Бк/кг. Пространственно пробы со значимым содержанием цезия расположены преимущественно к югу и северу от о. Грээм-Белл. Необходимо отметить, что в глубоководной части акваторий ¹³⁷Cs находится в растворенном виде и в осадках не определяется [7], а вот в прибрежной части выпадает в осадок и обнаруживается в грубозернистых фациях. Очевидно, именно такую картину мы и видим в районе арх. ЗФИ.

⁶⁰Со. Присутствие зафиксировано в 7 пробах к северу и югу от о. Грээм-Белл в количестве от 3 до 45 Бк/кг. Наиболее высокая удельная активность отмечена в пробах у юго-западного берега о. Грээм-Белл (17 и 45 Бк/кг), а также в пробе со дна пролива (глубина 330 м), разделяющего острова Ева-Лив и Грээм-Белл (32 Бк/кг). В донных осадках у о. Трехлучевой, где

Таблица 26

Радиотехногенное заражение донных осадков акватории (интервал 0–3 см)

Химические элементы	Чувствительность определения, Бк/кг	Содержания, Бк/кг		
		Max.	Min.	Среднее
⁶⁰ Со	2	45	<2	Не подсч.
¹³⁷ Cs	2	8	<2	Не подсч.
²³² Th	2	60	12	27
U (экв. ²²⁶ Ra)	5	46	<5	20
⁴⁰ K	30	870	268	559
$A_{эф.} = A_{Ra} + 1,31A_{Th} + 0,085A_K$		200	42	120
M (естественная радиоактивность)	0,3 мкР/ч	5	1,5	2,5

на суше обнаружена значительная концентрация ^{60}Co (см. далее), присутствия радионуклида не выявлено.

Проведенные радиометрические исследования донных отложений района работ показали, что они очень слабо, но затронуты процессами радиотехногенного загрязнения. Контрастность имеющихся аномалий и абсолютные значения по отдельным пробам невелики и укладываются в данные, приведенные в работе Г. Г. Матишова [26].

Радионуклиды природного происхождения — ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra характеризуются невысокими значениями активности. Слабоконтрастные аномальные значения отмечены в пробе у о. Южный Гохштеттера (46 Бк/кг ^{226}Ra) и в пробе на юго-западе желоба Св. Анны (60 Бк/кг ^{232}Th).

Естественная радиоактивность (M) измерялась радиометром как в ковшовых пробах, так и в керне ударных трубок. Среднее значение (M) в поверхностных пробах 2,5 мкР/ч, что в 10 раз ниже ПДК, определенного для почв [50]. Максимальное аномальное значение (5 мкР/ч) определено в ковшовой пробе, отобранной в юго-западном борту желоба Св. Анны вблизи подводного выхода дочетвертичных пород. Материал пробы — алевропелит с обилием гальки и дресвы песчаников, аргиллитов, долеритов.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ АРХИПЕЛАГА ЗФИ

Почвы архипелага относятся к арктическому типу с низким содержанием гумуса и $C_{\text{орг}}$ (около 3%). Почвообразовательные процессы крайне замедлены, что препятствует формированию сплошного почвенно-растительного покрова. Пробы почв были отобраны в точках авиадесантных посадок по всей площади архипелага, а также по профилям на детальных участках в местах техногенного воздействия. Пробы исследованы на содержание тяжелых металлов, радионуклидов и, в местах хранения ГСМ, на содержание нефтепродуктов.

Тяжелые металлы

Содержания тяжелых металлов определялись полуколичественным спектральным анализом, в связи с чем оказались учтены не все рекомендованные при экологических исследованиях элементы (см. раздел «Современные донные осадки акватории»). Статистические параметры распределения тяжелых металлов и сравнение их с ПДК для почв приведены в табл. 27.

Эколого-геохимическими особенностями почв арх. ЗФИ являются повышенные в 2 раза относительно ПДК средние содержания Zn (1-й класс опасности) и незначительно повышенные концентрации Co. Наиболее высокие концентрации Zn характерны для почв о. Земля Вильчека.

Таким образом, рассматривая загрязнение арх. ЗФИ тяжелыми металлами в целом по площади, можно сказать, что оно носит природный характер и является минимальным или слабым. Категория загрязнения — допустимая и умеренно опасная.

**Содержание (г/т) загрязняющих веществ
в почвах архипелага Земля Франца-Иосифа**

Химические элементы	Класс опасности	Чувствительность определения	Содержания			ПДК для почв
			Max.	Min.	Среднее	
Zn	1	20,0	80	10	55	23,0
Pb	1	1,0	8	2	5,2	20,0
Cr	2	3,0	60	20	37	100,0
Co	2	1,0	15	1,5	6,1	5,0
Ni	2	1,0	30	3	17	35,0
Cu	2	1,0	60	20	30	35,0
V	3	3,0	80	20	40	150,0
Mn	3	<100,0	400	100	259	1500,0

Для оценки загрязнения по V и Mn использовались данные «Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1 : 1 000 000». М.: ИМГРЭ, 1999; по Zn, Pb, Co использовались данные «РД 52, 18, 575-96», 1999; для Cr, Ni, Cu — «Региональный норматив», 1996.

На участках техногенного воздействия (поселки и окружающие их свалки) отмечаются единичные аномалии свинца (до 5 ПДК), не характерные для природных объектов.

Радионуклиды

Радиотехногенное загрязнение почв арх. ЗФИ минимально, но все же имеет место (табл. 28).

¹³⁷Cs присутствует в 7 пробах из 14 в количестве от 4 до 21 Бк/кг. Наличие радионуклида характерно для о. Грэм-Белл и внешних, восточной и южной, частей архипелага. Можно отметить тенденцию к увеличению площади распространения радионуклида по сравнению с 2001 г., когда геолого-экологическим опробованием частично были охвачены и восточные острова. В 2001 г. ¹³⁷Cs был отмечен всего в 2 пробах из 8 (о. Гофмана — 24 Бк/кг и о. Грэм-Белл — 19 Бк/кг).

⁶⁰Со. Значимые содержания (выше 2 Бк/кг) определены в 2 пробах из 22. На м. Ламон в почве содержится 4 Бк/кг радионуклида. Ураганное (198 Бк/кг) содержание зафиксировано в почве на северном берегу о. Трехлучевой. Две других пробы, отобранные на западе и северо-западе данного островка, ⁶⁰Со не содержат. В пробах, отобранных в 2001 г., ⁶⁰Со не установлен, хотя конкретно м. Ламон и о. Трехлучевой тогда не посещались. Кроме того, при обработке проб 2001 г. был значительно выше порог чувствительности.

Искусственное происхождение изотопов ¹³⁷Cs и ⁶⁰Со свидетельствует о техногенном источнике загрязнения, хотя однозначно установить этот источник не представляется возможным.

Характеристика загрязнения радионуклидами почвы архипелага ЗФИ

Химические элементы	Чувствительность определения, Бк/кг	Содержания, Бк/кг		
		Max.	Min.	Среднее
^{60}Co		198	4	Не подсч.
^{137}Cs	2	21	4	Не подсч.
^{232}Th	2	27	< 2	12,5
U (экв. ^{226}Ra)	5	22	< 5	8,5
^{40}K	30	401	93	240
$A_{\text{эфф.}} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} + 0,085A_{\text{K}}$		102	15	58
M (естественная радиоактивность)	0,3 мкР/ч	23 (43)	1,5	10

М. Естественная радиоактивность грунтов архипелага измерялась радиометром СРП-86-Н во время полевых работ 2000, 2001 и 2006 гг. Максимальные установленные значения (до 23 мкР/ч) имеются на участках развития черноцветных отложений. На о. Трехлучевой (у северо-западного берега о. Грэм-Белл) в ходе геологического маршрута была отмечена локальная (3×3 м) аномалия, достигающая 43 мкР/ч, связанная с присутствием значительного количества ^{60}Co (см. выше). Других аномалий не установлено.

Нефтепродукты

Проведенное профильное опробование бывших участков хранения ГСМ на островах Гофмана, Грэм-Белл показало, что в ряде мест на локальных участках, особенно на площадках ГСМ и свалках, имеется весьма значительное загрязнение нефтепродуктами. Содержания нефтепродуктов в единичных пробах достигают 7700 г/т (0,77%). При этом нужно отметить, что загрязнение нефтепродуктами почвы о. Грэм-Белл ниже, чем островов Земля Александры и Хейса, где отмечались концентрации от 5 до 12% [7].

На о. Грэм-Белл эколого-геологическое профильное опробование было проведено в 2001 г. на территории бывшего поселка АДД. Были пройдены два профиля от южной оконечности оз. Северное до берега моря протяженностью по 1400 м каждый с шагом отбора проб около 100 м. Профиль 20–1 пройден в 100 м к западу от поселка по аз.30°, а профиль 20–2 — к югу от поселка по аз. 180°. На первом профиле содержания нефтепродуктов в почве колеблются от 28 до 303 г/т, что не превышает допустимых концентраций. На втором профиле в целом тоже преобладают невысокие содержания (от 36 до 264 г/т), за исключением проб вблизи от емкостей с ГСМ (2601 г/т), свалки автомашин (7729 и 978 г/т), свалки автомобильных

покрышек (1144 г/т) и в районе заправки ТС (975 г/т). Во всех случаях высокие концентрации нефтепродуктов отмечены в темных глинистых песках. Быстрое очищение почвы в прочих точках опробования связано с чисто песчаным составом отложений.

На о. Гофмана в 2000 г. было отобрано 6 проб с шагом 100 м с площади бывшего аэродрома с остатками бочкотары. Несмотря на то, что эксплуатация аэродрома давно прекращена, только в двух пробах содержания нефтепродуктов составили 110 и 180 г/т. В остальных пробах концентрации нефтепродуктов колеблются от 1060 до 5260 г/т. Сохранению нефтепродуктов способствует, очевидно, глинистый состав почвы.

Приведенные результаты показывают, что практически везде необходима рекультивация территории. Для уменьшения загрязнения территории склады ГСМ должны, по возможности, располагаться на участках с песчаными грунтами, более способными к самоочищению.

В целом почвы арх. ЗФИ по сумме всех приведенных результатов имеют среднюю, реже слабую степень загрязнения.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ АРХИПЕЛАГА ЗФИ

Радиоактивное загрязнение. Пробы растительности (мхов и лишайников) для определения радиоактивного загрязнения отбирались во время полевых работ 2000, 2001 и 2006 г. сотрудниками Северной партии ПМГРЭ. Отбор производился совместно с отбором почвы. Параметры загрязнения растительности архипелага по пробам со значимым содержанием загрязняющих элементов приведены в табл. 29. В качестве аномальных приняты значения, более чем в 2 раза превышающие средние содержания в растениях ЗФИ.

¹³⁷Cs установлен практически во всех пробах в содержаниях до 161 Бк/кг. Пробы с наиболее высокими содержаниями образуют ореолы на юго-западе района работ (один — на севере о. Земля Вильчека и о. Ла-Ронсьер; другой — на малых островах к югу от о. Земля Вильчека). Повышенное содержание цезия на южном побережье арх. ЗФИ свидетельствует о возможном его переносе с ядерного полигона арх. Новая Земля.

Таблица 29

Характеристика загрязнения радионуклидами растительности архипелага ЗФИ

Химические элементы	Чувствительность определения, Бк/кг (2006 г.)	Уд. активность, Бк/кг, 2006 г. (15 проб)			Уд. активность, Бк/кг, 2001 г. (11 проб)		
		Max.	Min.	Среднее	Max.	Min.	Среднее
Cs ¹³⁷	2	161	1	47	74	<20	39
Co ⁶⁰	2	<2			<20		
Th ²³²	5	26	<5	13	42	<20	Не под- счит.
U (экв. Ra ²²⁶)	5	17	<5	8	45	<20	
K ⁴⁰	30	445	<30	246	245	<40	

Сопоставление результатов по участкам, опробованным и в 2001 и в 2006 гг., показывает тенденцию к накоплению радионуклида.

⁶⁰Со в растениях не обнаружен.

Аномалий *природных радиоизотопов* не установлено, за исключением несколько повышенной удельной активности ²²⁶Ra на северо-западном берегу зал. Персей и ²³²Th — на севере о. Земля Вильчека (скала Форакен). Максимальные значения указанных радиоизотопов, приведенные в табл. 29, относятся именно к данным участкам.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД АРХИПЕЛАГА ЗФИ

В ходе проведения ГДП в 2000, 2001 и 2006 гг. выполнено гидрогеохимическое опробование поверхностных вод, что позволяет сделать оценку их пригодности в качестве питьевых. Для оценки использованы сведения о ПДК показателей общего состава и содержаний микроэлементов, приведенные в «Эколого-гидрогеологическом словаре», изданном Санкт-Петербургским университетом в 2001 г. [56]. Гидрогеохимическое опробование проводилось также в 1994 г. на о. Грэм-Белл [73], но данных о привязке проб на местности не сохранилось.

Воды из ручьев и озер, опробованных в 2000 и 2001 гг., были исследованы во ВСЕГЕИ по всем показателям (органолептические свойства, макро-состав, содержания микропримесей), за исключением присутствия органических соединений. Для проб, отобранных в 1994 и 2006 гг., проведен сокращенный анализ макро-состава и полуколичественный спектральный анализ сухого остатка (табл. 30).

В результате проведенных исследований отмечен ряд пунктов, где употребление воды для питья нежелательно, хотя по сравнению с данными по площади листа U-37–40 [7] ситуация намного спокойнее. Практически все пробы с м. Хефера на о. Земля Вильчека имеют пониженное значение рН, в некоторых до 1,5–2 ПДК повышено содержание Ве, и в одной пробе — в 1,5–2 раза превышены содержания сульфат-иона, магния, марганца и сухого остатка. В целом, употребление воды из ручьев на данном участке не рекомендуется. На о. Трехлучевой в пробе воды из озера на низкой морской террасе до 2 ПДК повышено содержание Ве. Повышенное в 2,5 раза по сравнению с ПДК содержание Ва зафиксировано в озере на м. Ламон (о. Земля Вильчека).

По данным 1994 года, вода из оз. Северное, откуда производился забор питьевой воды для поселка, для питья пригодна [73].

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Эколого-гелогическая оценка по сумме приведенных сведений заметно различается для акватории и арх. ЗФИ. Загрязнение акватории техногенными компонентами практически отсутствует, а содержания природных загрязняющих веществ не достигают опасных значений. Эколого-

Показатели природных загрязнителей в поверхностных водах восточных островов архипелага ЗФИ (лист У-41–44)

Показатель	ПДК, мг/дм ³	Класс опасности	Остров Земля Вильчека, мыс Хефера						Остров Земля Вильчека, СВ берег зал. Персей		Остров Земля Вильчека, м. Ламон	Остров Южный Гохштеттера		Остров Трехлучевой
			258 р	259 р	308 р	358 р	359 р	360 р	309 о	310 р		363 о	311 о	
Cl ⁻	350		13,5	11,7	97,6	14,9	9,9	21,7	6,7	7,5	10,3	5,7	12,8	52,5
SO ₄ ²⁻	500	4	29,3	39,4	1172	42,2	5,0	3,0	4,0	2,0	4,0	2,0	4,0	4,00
Mg ²⁺	50		6,6	6,7	135	6,5	1,7	2,8	0,6	2,8	4,3	0,49	2,8	4,6
Жесткость общая	7 Ммоль\л		2,2	1,1	20	1,0	0,6	0,4	0,14	0,4	0,6	0,13	0,4	1,3
pH	6–8 ед		7,9	5,7	5,3	5,8	6,8	5,2	6,8	6,4	7,0	7,1	7,0	7,7
Сухой ост.	1000		128	67,3	1520	154	44,4	49,5	40,7	17,2	34,4	27,2	55,0	137
Mn	0,1		0,19	0,03	0,045	0,154	<0,0004	0,25	<0,0004	<0,0002	0,0017	<0,0003	0,0055	<0,0014
Ni	0,1	3	0,001	0,014	0,045	0,023	0,0004	0,0025	0,0006	<0,0002	0,0005	0,0003	0,0008	<0,0014
Co	0,1	2	<0,001	0,003	<0,015	0,002	<0,0004	0,0005	<0,0004	<0,0002	<0,0003	<0,0003	<0,0006	<0,0014
V	0,1		<0,001	0,001	<0,015	0,008	<0,0004	<0,0005	0,002	<0,0002	0,0003	<0,0003	0,0006	<0,0014
Cr	0,5		<0,001	0,004	<0,015	0,011	0,0004	0,0008	0,0028	0,0005	0,001	0,0014	<0,0006	<0,0014
Zr			<0,006	0,005	<0,08	<0,008	<0,002	<0,003	<0,002	<0,0009	<0,0017	<0,0014	<0,0028	<0,007
Cu	1,0		0,006	0,01	<0,045	0,031	0,0013	0,004	0,002	<0,0005	0,001	0,0014	0,0039	0,0056
Pb	0,03		<0,001	0,001	<0,15	0,0015	<0,0004	<0,0005	<0,0004	<0,0002	0,0003	<0,0003	<0,0006	<0,0014
Sb	0,05		<0,004	<0,002	<0,045	<0,005	<0,0013	<0,0015	<0,001	<0,0005	Не обн.	<0,0008	<0,0016	<0,0042
Zn	5,0		0,026	0,007	0,1	0,11	<0,002	0,0025	0,002	<0,0009	<0,0017	0,0014	0,0028	<0,007
Be	0,0002	1	0,0004	0,0002	0,045	0,0045	<0,0001	0,0035	<0,0001	<0,0005	<0,001	<0,0008	<0,0016	0,0004
Y			<0,001	0,005	<0,015	0,003	<0,0004	<0,0005	<0,0004	<0,0002	<0,0003	<0,0003	<0,0006	<0,0014

Показатель	ПДК, мг/дм ³	Класс опас- ности	Остров Земля Вильчека, мыс Хефера								Остров Земля Вильчека, м. Ламон	Остров Южный Гохштеттера	Остров Трех- лучевой
			<0,001	0,0007	<0,015	<0,002	<0,0004	<0,0005	<0,0004	<0,0002			
Yb			<0,001	0,0007	<0,015	<0,002	<0,0004	<0,0005	<0,0004	<0,0002	<0,0003	<0,0003	<0,0014
Li	0,03	2	<0,006	0,01	<0,1	<0,008	<0,002	<0,0015	<0,002	<0,0009	<0,001	<0,0014	<0,007
Sr	7,0		0,09	0,05	0,3	0,045	0,009	0,0015	<0,004	<0,009	0,01	<0,014	<0,07
Ba	0,1		<0,003	0,1	<0,3	<0,03	<0,0009	<0,001	<0,008	<0,002	0,24	<0,003	0,042
Ti	0,1		<0,01	0,07	<0,15	<0,015	<0,004	0,005	<0,004	<0,002	0,017	<0,003	<0,014

геологическую обстановку на акватории можно было бы оценить как благоприятную, но в связи с расположением района в высоких полярных широтах с наличием специфических природных опасностей нам не представляется возможной оценка выше удовлетворительной.

Эколого-геологическая обстановка на архипелаге не столь благоприятна, что определяется, в первую очередь, природными опасностями и заметным природным загрязнением почв. Ситуацию на архипелаге в целом можно оценить как напряженную, а на площади населенных пунктов — как кризисную. В частности, на о. Грэм-Белл площадь загрязнения занимает весь северо-запад п-ова Холмистый, что составляет около 40 км².

Степень техногенного загрязнения района архипелага и прилегающей акватории в целом минимальна, в связи с чем необходимо сохранить эту площадь от возможного дальнейшего загрязнения и рекультивировать площади, занятые свалками и складами ГСМ.

На участках отмеченного радиотехногенного загрязнения необходим мониторинг содержаний радионуклидов. На акватории необходимо исследование состояния придонного слоя воды, где в растворенном состоянии могут присутствовать радионуклиды, отсутствующие в донных осадках.

Исследования почв архипелага и донных осадков акватории необходимо дополнить аналитическими методиками, позволяющими определить содержания As, Cd, Hg, Sb, F и Se. На акватории необходимо изучение загрязнения донных осадков хлорорганическими соединениями, углеводородами и прочими техногенными поллютантами, тем более что по смежным листам к югу такие сведения приводятся.

Крайне желательно изучение снегового и фирнового покрова для определения степени атмосферного загрязнения.

Распоряжением Правительства РФ от 23 апреля 1994 г. создан Государственный

природный заказник федерального значения «Земля Франца-Иосифа», находящийся в ведении и управлении Комитета природных ресурсов по Архангельской области.

В настоящее время с целью организации действенного контроля за экологическим состоянием территории архипелага и прилегающей акватории планируется создание единого природоохранного комплекса в западном секторе российской Арктики — национального парка «Русская Арктика», включающего заказник «Земля Франца-Иосифа», о. Виктория и северную часть арх. Новая Земля. Распоряжением Правительства РФ от 23 мая 2001 г. № 725-Р создание национального парка предусматривается в период до 2010 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Площадь листа U-41–44 располагается на сочленении арктической шельфовой зоны и впадины Северного Ледовитого океана. Большую часть территории занимают воды Баренцева и Карского морей и глубоководной впадины Нансена и лишь на западе в площадь листа входят восточные острова арх. Земля Франца-Иосифа. Значительная часть акватории закрыта многолетними дрейфующими льдами и недоступна для непосредственного геологического изучения. Также недоступна и поверхность островов под ледниками, занимающими большую часть площади суши. Единственный остров на акватории Карского моря (о. Ушакова) полностью закрыт льдом.

Геологическая и геофизическая изученность территории весьма неравномерна. Обнаженная площадь островов арх. ЗФИ к настоящему времени хорошо изучена наземными геологическими и, в меньшей степени, геофизическими работами. На исследуемой площади в 1979 г. была пробурена параметрическая скважина глубиной более 3 км. Бурение сопровождалось выборочным керновым опробованием и всеми необходимыми видами скважинного каротажа. Для закрытых ледниками районов имеются данные комплексных аэрогеофизических работ, включавших магнитные, гравиметрические и радиолокационные наблюдения. Акватория, прилегающая к арх. ЗФИ, и желоб Св. Анны охвачены морскими геолого-геофизическими работами, включавшими глубинное сейсмическое зондирование, сейсмоакустическое профилирование и донное опробование грунтовыми трубками и ковшами. В районе о. Ушакова тот же комплекс морских исследований проведен к западу от острова. Остальная часть территории листа U-41–44 обеспечена только дистанционными аэрогеофизическими исследованиями масштаба 1:1 000 000 и небольшим объемом наледных сейсмических и гравиметрических наблюдений. Подавляющая часть перечисленных геологических и геофизических исследований выполнена в ходе ГДП-1000 для подготовки к изданию листов U-37–40 и U-41–44 Госгеолкарты-1000/3.

Составление комплекта ГГК-1000 на площадь листа U-41–44 является продолжением завершившейся в 2006 г. работы по подготовке к изданию смежного листа U-37–40, в ходе которой были разработаны стратиграфическая схема и схема магматизма для арх. ЗФИ, а также выявлены наиболее перспективные для района направления поисков полезных ископаемых. Важным достижением для района, в значительной степени расположенного на акватории, было составление схемы сопоставления сеймостратигра-

фических подразделений, опиравшейся на данные сейсмокаротажа параметрических скважин. В целях подготовки площади для составления ГГК создана и принята НРС опережающая геофизическая основа для площади обоих листов, позволившая провести тектоническое районирование территории и выявить основные черты ее глубинного строения. Полученные при составлении ГФО результаты были использованы также для составления геологической карты на закрытых льдами площадях и, что особенно ценно, для выявления локальных участков, перспективных для поисков нефти и газа. Все перечисленные наработки использованы и в настоящей работе.

Сочленение трех надпорядковых структур — Баренцевской плиты, Карской плиты и котловины Нансена, имеющих различное геологическое строение, труднодоступность территории и неравномерность ее изученности определяют трудности впервые выполненного составления *геологической карты дочетвертичных образований*. Непосредственными объектами изучения являются структурно-фациальные области и зоны, соответствующие выделенным тектоническим структурам первого порядка — сводовое поднятие ЗФИ, Северо-Карское сводовое поднятие и разделяющая их Восточно-Баренцевская впадина.

В геологическом строении района, согласно имеющимся данным, принимают участие допалеозойские метаморфические образования кристаллического и складчатого фундамента, слабо дислоцированные палеозойские и триасовые отложения платформенного чехла и плитный комплекс, включающий юрско-меловые и кайнозойские отложения.

Глубина залегания фундамента колеблется от 10–12 до 1–2 км, а в его строении выделены блоки каледонид, окаймленные байкалидами в пределах свода ЗФИ и желоба Св. Анны и герциниды на Северо-Карском поднятии. Палеозойская составляющая разреза в пределах описываемой площади выведена на поверхность, предположительно, только к востоку от о. Ушакова и только своей верхней частью. Триасовые отложения в полном объеме установлены на арх. ЗФИ, причем не только в скважинах, но и на дневной поверхности. В пределах южной части сводового поднятия ЗФИ и в желобе Св. Анны триасовый нефтегазоносный комплекс является наиболее перспективным. Триасовые отложения к востоку выклиниваются.

Позднетриасовые и раннеюрские прибрежно-морские отложения на площади листа U-41–44 не расчленены в связи с их литологическим сходством и недостаточностью палеонтологических данных. Средне-позднеюрские отложения распространены повсеместно и могут представлять интерес как нефтематеринские породы. Впервые акцентирована фосфоритоносность алеврито-глинистых толщ позднеюрского возраста. В данной работе опять же впервые детально описаны новые разрезы отложений берриаса–валанжина (ламонская свита), позволившие установить их местами несогласное залегание на юрских осадках и локальные перерывы осадконакопления в конце берриаса. Возраст формирования вулканогенно-осадочной армитиджской свиты на данной площади ограничен валанжином, а доля собственно вулканогенных пород незначительна. Входящие в состав свиты коры выветривания и угли имеют перспективы в связи с обогащением рядом попутных компонентов.

Кайнозойские осадки представлены реликтами эоцена на шельфе, что подтверждено диатомовым анализом, нерасчлененными палеоген-неогеновыми отложениями в котловине Нансена и неоплейстоцен-четвертичными отложениями на акватории и на островах. В ходе работ получены новые данные по определению возраста отложений на морских террасах, а также по распространению в голоценовых отложениях костных остатков вымерших к настоящему времени животных. Изучение кайнозойских отложений позволило восстановить основные события кайнозойского этапа геологического развития района.

Магматические образования на описываемой площади развиты значительно слабее, чем на сопредельной к западу площади арх. ЗФИ и ограничены интрузиями циглеровского и армитиджского комплексов мелового возраста. Изучение вещественного состава интрузий, определение форм залегания и анализ приуроченности к определенным структурам хорошо иллюстрирует особенности структурно-фациального районирования. Часть интрузий в силу недостаточности данных отнесена к нерасчлененным мезозойским, что в первую очередь относится к акватории.

Впервые для района составлена геоморфологическая карта, подробно отражающая строение и генезис рельефа островов и акватории. Приведенные на карте элементы морфоструктурного районирования позволяют акцентировать особенности неотектонического этапа развития и выявить области размыва и аккумуляции. Для закрытых ледниками участков островов по данным радиолокационной съемки отрисована схема подледного рельефа, что значительно облегчает составление геологической карты под ледниками.

Комплекс изучения стратиграфических и магматических образований, усиленный дополнительным объемом поисковых работ, выполненных по рекомендациям, сформулированным в ходе составления листа U-37–40, позволил достаточно обоснованно наметить минерагенические перспективы района и подсчитать прогнозные ресурсы наиболее важных полезных ископаемых. К числу последних относятся нефть и газ, угли с попутными компонентами (титан, ванадий, торий, редкие земли, скандий), коры выветривания, обогащенные титаном, ванадием и скандием, а также обогащенные редкими землями фосфориты. Сводные прогнозные ресурсы по листу U-41–44 составляют: 175 млн т *нефти*; 371 млрд м³ *газа*; 450 млн т *бурого угля*; более 30 млн т *титана*; 1679 тыс. т *ванадия*; 150 т *германия*; 19,5 тыс. т *скандия*; 153,9 тыс. т *иттрия*; 6,3 тыс. т *тория*; 56,5 млн т *пентоксида фосфора*. На изученной площади прогнозируются мелкие и средние месторождения перечисленных видов полезных ископаемых. Наиболее перспективны для поисков нефти и газа южная часть желоба Св. Анны и Северо-Карское поднятие.

Впервые для площади дана геолого-экологическая характеристика и оценка экологического состояния. На территории выявлены природные и техногенные геологические опасности, усугубляемые плохой способностью арктических областей к восстановлению. Необходимо отметить, что работы по экологическому направлению выходили за рамки работ по составлению ГГК, поскольку оперативная информация и рекомендации

постоянно представлялись в Архангельск руководству Государственного заказчика ЗФИ.

Не все вопросы геологического строения и перспектив района оказались решенными по завершении работы по составлению комплекта ГГК-1000, а часть из них, возможно, имеет спорное решение. Кроме отдельных нерешенных старых вопросов, в ходе работ появились новые проблемы, требующие доработки. К числу основных относятся:

- уточнение состава и возраста вулканогенно-осадочных образований армитиджской свиты на арх. ЗФИ;

- выяснение соотношений поздне триасовых и раннеюрских отложений;

- пересмотр возможной площади распространения меловых и палеогеновых отложений в пределах арх. ЗФИ и прилегающего шельфа;

- уточнение разреза и объема неогеновых отложений на востоке арх. ЗФИ;

- уточнение соотношений и формационной принадлежности циглеровского и армитиджского магматических комплексов и, возможно, их объединение;

- выяснение состава магматических образований, предположительно, развитых на Северо-Карском поднятии;

- уточнение геологического строения переходной зоны от континента к океану;

- определение возраста заложения и формирования Северного Ледовитого океана;

- определение масштабов и перспектив редкометалльно-редкоземельного оруденения в корях выветривания;

- обоснованная оценка перспектив нефтегазоносности;

- определение степени загрязнения придонного слоя и снегового покрова;

- оценка загрязнения почв и донных осадков тяжелыми металлами и техногенными поллютантами, не вошедшими в комплекс проведенных исследований.

Рекомендации по направлению последующих геологических работ:

1. Тщательная обработка имеющихся геологических материалов по арх. ЗФИ с проведением дополнительных аналитических исследований для решения вопросов геологического строения. К сожалению (или к счастью), какие-либо полевые геологические работы на архипелаге ныне запрещены и поэтому мы ограничиваемся рекомендациями по обработке собранных ранее материалов.

2. Проведение экологического мониторинга на участках техногенного загрязнения архипелага.

3. На открытой от многолетних льдов акватории необходимо проведение планомерных сейсмических работ как наиболее информативных для выяснения геологического строения акватории. Геофизические работы должны обязательно подкрепляться морскими геологическими работами и тщательным изучением всех аспектов состава донных отложений.

4. Для обоснованного решения вопроса о перспективах нефтегазоносности нужна параметрическая скважина на о. Ушакова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. — ГУНиО МО СССР, 1980.
2. Баренцевская шельфовая плита / Ред. И. С. Грамберг // Тр. ПГО «Севморгеология», т. 196. — Л.: Недра, 1988.
3. *Гафаров Р. А.* Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. — М.: Наука, 1976.
4. Геология и полезные ископаемые России. Т.5 Кн. 1.— СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-45—47 — о. Октябрьской Революции, лист Т-48—50 — о. Большевик. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-37—40 — Земля Франца-Иосифа (южные острова).— СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист U-37—40 — Земля Франца-Иосифа (северные острова). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-41—44 — мыс Желания. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-41—43 — о. Белый. Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
10. *Грамберг И. С., Супруненко О. И., Вискунова К. Г.* и др. Нефтегазоносность Арктического супербассейна // Разведка и охрана недр, 2000, № 12.
11. *Гросвальд М. Г.* Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов // Гляциологические исследования, № 9. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
12. *Гуревич А. Б., Волкова Г. М.* и др. Прогноз угленосности и качества углей при ГС-200 и ГДП-200. Методическое руководство. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
13. *Гусев Е. А., Бугрова Э. М., Каминский М. А.* и др. Палеогеновые отложения хребта Ломоносова // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА—ВНИИОкеангеология. Т. 210, вып. 6. — СПб., 2006.
14. *Дибнер В. Д.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. — Л.: Недра, 1978.
15. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. — М.: Недра, 1972.
16. *Зинченко А. Г.* Новая орографическая схема арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы арктического региона. Вып. 3. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.
17. *Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н.* Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000). — М.: Геоинформмарк, 2001.

18. *Каплан А. А., Коупленд П., Бро Е. Г.* и др. Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики // ААРГ. Региональная международная конференция. Тезисы докладов. — СПб.: ВНИГРИ, 2001.
19. *Качурина Н. В., Шкатов Е., Андреева И. А.* О морфоструктурной позиции желобов Святой Анны и Франц-Виктория в свете новых данных // Разведка и охрана недр, 1999, № 7–8.
20. *Клер В. Р., Волкова Г. А., Гурвич Е. М.* и др. Металлогения и геохимия угленосных и сланцевых толщ СССР // Геохимия элементов. — М.: Наука, 1987.
21. *Клёнова М. В.* Геология Баренцева моря. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
22. *Кораго Е. А., Тимофеева Т. Н.* Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона) // Тр. НИИГА — ВНИИ-Океангеология. Т. 209. — СПб., 2005.
23. *Ласточкин А. Н.* Методы морского геоморфологического картографирования. — Л.: Недра, 1982.
24. *Ласточкин А. Н.* Системно-морфологическое основание наук о земле. — СПб.: НИИХ СПбГУ, 2002.
25. *Марковский В. А., Смирнова М. А.* Силурийские отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. — Л.: Севморгеология, 1982.
26. *Матишов Г. Г., Матишов Г. Д.* и др. Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей. — Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1994.
27. Методические рекомендации по оценке прогнозных ресурсов редкоземельных металлов. — М.: МПР, ИМГРЭ (проект), 2002.
28. Методические рекомендации по разработке геоморфологической терминологии дна Мирового океана. — М.: ВНИИЗарубежгеология, 1970.
29. Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне-крупномасштабной геологической съемке / Сост. Ч. С. Ганешин, ред. В. В. Соловьев. — Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
30. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
31. Методическое руководство по количественной оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России. — М.: ВНИГНИ, 2000.
32. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
33. *Муратов М. В.* Избранные труды. Тектоника и история геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. — М.: Наука, 1986.
34. *Мусатов Е. Е.* Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле, 1998. Т. 1, № 2.
35. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минералогия // Тр. НИИГА — ВНИИОкеангеология. Т. 205. — СПб., 2004.
36. Нормы радиационной безопасности (НРБ-96): гигиенические нормативы. — М., 1996.
37. *Полковникова Е. В.* Стратиграфия отложений георгиевского и баженовского горизонтов кимеридж–нижнего мела юго-востока Западной Сибири // Стратиграфия и её роль в развитии нефтегазового комплекса в России. — СПб.: ВНИГРИ, 2007.
38. *Погребницкий Ю. Е.* Аркто-Атлантическая модель эволюции литосферы в геодинамической системе материк–океан // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны. — СПб., 1997.
39. *Погребницкий Ю. Е.* Раскрытие Северного Ледовитого океана и сопутствующие геологические процессы на окружающих континентах // Региональная геология и металогения, 1997, № 7.

40. *Поселов В. А., Павленкин А. Д., Погребницкий Ю. Е.* и др. Структура литосферы Арктического бассейна по сейсмическим данным в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа России // *Разведка и охрана недр*, 2000, № 12.

41. *Пуцаровский Ю. М.* Тектонические движения в океанах // *Геотектоника*, 1978, № 1.

42. *Резанов И. И., Файтельсон А. Ш., Краснопевцева Г. В.* Природа границы Мохоровичича. — М.: Недра, 1984.

43. *Самойлович Ю. Г.* и др. Новые данные по стратиграфии малых островов Карского моря // *Материалы по литологии и палеогеографии Карского и Баренцева морей*. — Л.: НИИГА, 1981.

44. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. — СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2000.

45. Справочник по тектонической терминологии / Ред. Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфёнова. — М.: Недра, 1970.

46. *Старк А. Г., Шкатов Е. П., Кузнецова Л. А.* Новые данные о геологическом строении северной окраины Баренцевоморского шельфа по сейсмическим исследованиям // *Разведка и охрана недр*, 1999, № 7–8.

47. *Столбов Н. М., Устинов Н. В., Голубкова Е. Ю.* Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. Т. 210, вып. 6. — СПб., 2006.

48. Строение Российской части Баренц-региона. — Петрозаводск, 2005.

49. *Супруненко О. И., Евдокимова Н. К., Школа И. В.* и др. Перспективы нефтегазоносности архипелага Земля Франца-Иосифа // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998.

50. Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000. — М.: ИМГРЭ, 1999.

51. Угли бурые, каменные и антрациты. Классификация по генетическим и технологическим параметрам. ГОСТ 25543-88.

52. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра, 1988.

53. *Цареградский В. А.* К вопросу о деформации земной коры // *Проблемы планетарной геологии*. — М., 1963.

54. *Шварц Т. В.* Основные этапы развития осадочных бассейнов акватории Баренцева моря в фанерозое // *Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей*. — Л.: НИИГА, 1981.

55. *Школа И. В., Фефилова Л. А., Макарьев А. А.* Верхний триас Земли Франца-Иосифа (стратиграфическое расчленение для целей геологического картирования) // *Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики*. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.

56. Эколого-гидрогеологический словарь / Ред. А. Н. Воронов. — СПбГУ, 2001.

57. *Gee D., Pease V.* The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // *Geological Society Memoirs*, no. 30, 2004.

58. *Pease V., Gee D., Lopatin B.* Is Franz Josef Land Affected by Caledonian Deformation? // *Symposium RCM7. Tectonics and Sedimentation Associated with Arctic Margins*, 2001.

Фондовая

59. *Ашихмина И. А., Заманский Ю. Я.* Сейсмические исследования МОВ и МПВ на ледовой базе в составе ВВЭ «Север-86» в 1986 г. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1986.

60. *Ашихмина Е. А., Заманский Ю. Я.* Сейсмические исследования МОВ и МПВ на ледовой базе в составе ВВЭ «Север-87» в 1987 г. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1987.

61. Бро Е. Г., Преображенская Э. Н. и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Хейса-1 (о. Хейса арх. Земля Франца-Иосифа). — Л.: ВНИИОкеангеология, 1982.
62. Гапоненко Г. И., Витязев А. П., Гуцин Н. В. и др. Гравиметрическая и магнитометрическая съемки Карского моря. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1967.
63. Гапоненко Г. И., Витязев А. П., Волков Б. К. и др. Геофизические исследования в Карском, Баренцевом и Охотском морях, Арктическом бассейне, Атлантическом и Индийском океанах и проливе Дрейка. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1968.
64. Гуманов В. А., Старк А. Г., Картелев А. А. и др. Авиадесантная гравиметрическая съемка 2-го класса по программе МГС в северной части Баренцева моря в 1991 г. — Ломоносов: ПМГРЭ, 1992.
65. Гуревич В. И. Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993.
66. Дибнер В. Д. и др. Геология Земли Франца-Иосифа. Отчет по теме № 053. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994.
67. Евдокимов А. Н. Изучить структуру и состав осадочного чехла арктического шельфа России с целью уточнения ресурсов минерального сырья и прогнозирования новых крупных скоплений углеводородов, разработать научную основу системы геоэкологического сопровождения нефтегазодобывчных работ в Арктике. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006.
68. Зархидзе В. С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. 2. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992.
69. Иванова Н. М., Батулин Д. Г. и др. Региональные комплексные профильные геофизические исследования в Карском и Баренцевом морях в 1982–1985 гг. (объект 58-Б3/83). Т. 1, 2. — Мурманск: МАГЭ, 1986.
70. Левин Д. В., Волк В. Э., Дибнер В. Д. и др. Аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 Земли Франца-Иосифа и маршрутные исследования смежных частей Баренцева и Карского морей и прилегающей части Северного Ледовитого океана. — Л.: НИИГА, 1963.
71. 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.
72. Легенда Таймырской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — Норильск: Таймырские ТГФ, 1997.
73. Макарьев А. А., Школа И. В. Информационный отчет по геологической съемке масштаба 1:1 000 000 архипелага Земля Франца-Иосифа, составление ГК-1000 (листы У-38, 39, 40, 41) и 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» (по незавершенным работам) Т. 1 и 2. — СПб.: ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 1998.
74. Михайлов Ю. А., Черкесов О. В., Сергеев Д. Д., Бурдыкина Н. Д., Тараховский А. Н. Мезозойские отложения Земли Франца-Иосифа. Отчет Ревизионной партии по работам 1976 и 1977 гг. — Л.: Севморгеология, 1977.
75. Молчанов В. В. Отчет о результатах работ сейсмокаротажной партии № 4/77 на скважине № 1 Нагурская, о. Земля Александры, архипелаг Земля Франца-Иосифа Архангельской области РСФСР в 1977 г. — Кострома: Костромская геофизическая экспедиция, 1978.
76. Молчанов В. В. Отчет о результатах сейсмокаротажных работ на скважине № 1 Северная острова Грэм-Белл в 1979 г. — Ярославль: Трест «Ярославнефтегазразведка», 1979.

77. Мусатов Е. Е. Сейсмостратиграфия и картирование неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992.
78. Мусатов Е. Е. Особенности строения и развития в мезозое–кайнозое северной окраины Баренцевоморской плиты (по материалам Российско-Норвежского геотранверса Шпицберген–Земля Франца-Иосифа). — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993.
79. Романович Б. С., Польшин Я. И. и др. Тектоническое строение дна морей Баренцева и Карского. — Л.: НИИГА, 1969.
80. Самойлович Ю. Г. и др. Геологические исследования на островах Карского моря. — Л.: Севморгеология, НИИГА, 1977.
81. Супруненко О. И. и др. Уточнение оценки углеводородного потенциала осадочного чехла в полосе профиля 4-АР, расположенного в северной части Баренцева и Карского морей. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007.
82. Шкатов Е. П., Старк А. Г., Качурина Н. В. Информационный отчет о морских комплексных геолого-геофизических исследованиях в проливах и на шельфе архипелага Земля Франца-Иосифа (по незавершенным работам). — Ломоносов: ПМГРЭ, 1997.
83. Шкатов Е. П., Макарьев А. А. и др. Морские комплексные геолого-геофизические исследования западной части архипелага Земля Франца-Иосифа. — Ломоносов: ПМГРЭ, 2002.
84. Школа И. В., Верба В. В. и др. Отчет по обработке материалов бурения Нагурской параметрической скважины (о. Земля Александры арх. ЗФИ). — Л.: Севморгеология, 1979.
85. Школа И. В., Бро Е. Е., Верба В. В., Войцеховская А. Г. и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины «Северная» (о. Грэм-Белл арх. ЗФИ). — Л.: Севморгеология, 1980.
86. Щеринов А. С. и др. Информационный отчет «Аэрогеофизические работы масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000 в районе Земли Франца-Иосифа и прилегающего шельфа». — Ломоносов: ПМГРЭ, 1997.
87. Щеринов А. С. и др. Отчет «Аэрогеофизическая съемка масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000 в западной части архипелага Земли Франца-Иосифа и прилегающего шельфа». — Ломоносов: ПМГРЭ, 2001.
-

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,
показанных на листе U-41–44 Гостгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000**

Номер объекта	Вид объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Горючие ископаемые			
Газ			
7	П	Скважина Северная (о. Грэм-Белл)	85
Уголь бурый			
25	П	Мыс Ламон (юг о. Земля Вильчека)	ГДП-1000
28	П	Сев.-вост. берег зал. Персей (юг о. Земля Вильчека)	ГДП-1000
Металлические ископаемые			
Черные металлы			
Железо			
8	ПМ	Акватория западной части желоба Св. Анны	82
9	ПМ	Акватория центральной части желоба Св. Анны	82
10	ПМ	Акватория восточной части желоба Св. Анны	82
16	ПМ	Акватория у восточного берега о. Грэм-Белл	ГДП-1000
22	ПМ	Акватория центральной части желоба Св. Анны	82
23	ПМ	Акватория центральной части желоба Св. Анны	82
32	ПМ	Акватория к югу от о. Грэм-Белл	ГДП-1000
37	ПМ	Акватория к юго-востоку от о. Земля Вильчека	ГДП-1000
39	ПМ	Акватория к юго-востоку от о. Земля Вильчека	ГДП-1000
Марганец			
4	ВГХО	Акватория к север-северо-востоку от о. Грэм-Белл	82
30	ВГХО	Акватория южной части желоба Св. Анны	82
Хром			
24	ВГХО	Акватория восточной части желоба Св. Анны	82
Титан			
25	ПМ	Мыс Ламон (юг о. Земля Вильчека)	ГДП-1000
28	П	Сев.-вост. берег зал. Персей (юг о. Земля Вильчека)	ГДП-1000
Цветные металлы			
Медь			
3	ШО	Остров Фреден	ГДП-1000

Номер объекта	Вид объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
6	ПМ	Север о. Грэм-Белл	73
15	ПМ	Север о. Грэм-Белл	73
40	ШО	Акватория юго-вост. части желоба Св. Анны	82
С в и н е ц			
2	ВГХО	Акватория к север-северо-востоку от о. Грэм-Белл	82
13	ВГХО	Север о. Грэм-Белл	73
31	ВГХО	Акватория на юго-западе желоба Св. Анны	82
М о л и б д е н			
12	ВГХО	Север о. Грэм-Белл	73
29	ВГХО	Акватория на юге желоба Св. Анны	82
М ы ш ь я к			
26	ВГХО	Акватория к юго-востоку от о. Грэм-Белл	ГДП-1000
36	ВГХО	Акватория к югу от о. Земля Вильчека	ГДП-1000
41	ВГХО	Акватория к юго-востоку от о. Земля Вильчека	ГДП-1000
Редкие металлы, редкоземельные элементы			
Н и о б и й			
1	ГдХА	Остров Ева-Лив, м. Ключ	ГДП-1000
Л а н т а н			
5	ГдХА	Остров Гофмана	ГДП-1000
11	ГдХА	Остров Ла-Ронсьер, м. Хилл	ГДП-1000
Благородные металлы			
З о л о т о			
19	ШО	Северо-запад о. Грэм-Белл	73
С е р е б р о			
18	ВГХО	Северо-запад о. Грэм-Белл	73
27	ВГХО	Акватория к югу от о. Грэм-Белл	82
Неметаллические ископаемые			
Ф о с ф о р и т ы			
14	ПМ	Север о. Грэм-Белл	73
17	П	Остров Грэм-Белл, гора Кользат	ГДП-1000
20	ПМ	Акватория у м. Виллас о. Земля Вильчека	ГДП-1000
33	П	Остров Земля Вильчека, м. Хефера	ГДП-1000
38	ПМ	Северо-восток о. Южный Гохштеттера	ГДП-1000

Номер объекта	Вид объекта	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Поделочные камни			
28	П	Сев.-вост. берег зал. Персей (юг о. Земля Вильчека)	ГДП-1000
35	ПМ	Остров Мак-Культа	ГДП-1000
Поделочная окаменелая древесина			
32		Акватория к югу от о. Грезм-Белл	ГДП-1000
Минералы-спутники алмаза			
21	ШО	Остров Грезм-Белл, мыс Песчаный	ГДП-1000
34	ШО	Отров Клагенфурт	ГДП-1000
42	ШО	Акватория на юго-востоке желоба Св. Анны	82

Таблица прогнозируемых объектов полезных

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
Западно-Баренцевская нефтегазо-			
<p>Перспективная нефтегазоносная область Земли Франца-Иосифа – II-A:</p> <p>1. Вильчевско-Греэмбельский ПНГР-II-A-1</p> <p>2. Сальминское поднятие</p>	<p>8125</p> <p>3125</p>	<p>Нефть Газ</p> <p>Нефть Газ</p>	<p>Здесь и далее: эталонная площадь — бассейн Свердруп с удельной плотностью ресурсов нефти — 17,875 тыс. т/км²; газа — 37,857 млн м³/км².</p> <p>Северо-восток Вильчевской впадины. Триасовый НГК. $K_{ан} = 0,25$; $K_{л} = 0,15$; плотность ресурсов 2,1 тыс. т/км² условного топлива.</p> <p>Триасовый и, частично, юрско-меловой НГК. $K_{ан} = 0,5$. $K_{л} = 0,15$; плотность ресурсов 4,2 тыс. т/км² условного топлива</p>
Перспективная нефтегазоносная область Святой Анны – III-A	41250	Нефть Газ	Впадина Святой Анны. Триасовый, юрско-меловой и, частично, верхнепалеозойский НГК. $K_{ан} = 0,5$; $K_{л} = 0,2$; плотность ресурсов 5,6 тыс. т/км ² условного топлива
Перспективная нефтегазоносная область Альбановско-Горбовская – III-B	2950	Нефть Газ	Северо-западная часть Восточно-Баренцевской впадины с триасовым и юрско-меловым НГК. $K_{ан} = 0,5$; $K_{л} = 0,4$; плотность ресурсов 11,2 тыс. т/км ² условного топлива
Карская перспективная			
Северо-Карская перспективная нефтегазоносная область – IV-A	36370	Нефть Газ	Северо-Карское поднятие с палеозойским, юрско-меловым и, частично, триасовым НГК. $K_{ан} = 0,5$; $K_{л} = 0,25$; плотность ресурсов 7,0 тыс. т/км ² условного топлива

ископаемых и их прогнозных ресурсов

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность	Источник информации
--------------------------	--------------------	---------	---	---------------------

носная провинция — П*

ГДП-1000	Д ₂	5,4 млн т	Геологическое изучение	ГДП-1000
	Д ₂	11,5 млрд м ³		
ГДП-1000	Д ₂	4,2 млн т	Геологическое изучение	ГДП-1000
	Д ₂	8,9 млрд м ³		
ГДП-1000	Д ₂	73,7 млн т	Геологическое изучение	ГДП-1000
	Д ₂	156,2 млрд м ³		
ГДП-1000	Д ₂	10,5 млн т	Геологическое изучение	ГДП-1000
	Д ₂	22,3 млрд м ³		

нефтегазоносная провинция*

ГДП-1000	Д ₂	81,2 млн т	Геологическое изучение	ГДП-1000
	Д ₂	172,1 млрд м ³		

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
Баренцевская минераге- Минерагеническая область сводового Вильчековский минераге-			
Южно-Вильчековский буроугольный узел – 1.1.1.УБ/К ₁	75 км ² (обна- женная площадь суши)	Бурый уголь TiO ₂ V ₂ O ₅ Th Sc TR ₂ O ₃ В т.ч. Y ₂ O ₃	Раннемеловые угли армитиджской сви- ты. Буроугольная формация. Уд. угленосность 12 млн т/км ² . Попутные компоненты: TiO ₂ , V ₂ O ₅ , Th, Sc, TR ₂ O ₃ , в т. ч. Y ₂ O ₃ (уд. рудоносность соответственно — более 71; 9,43; 0,168; 0,033; 1,73; 0,93 тыс т/км ²). Коры выветривания армитиджской свиты, обогащенные TiO ₂ , V ₂ O ₅ , Sc с уд. рудоносностью 235; 13,03 и 0,165 тыс т/км ² , соответственно. Охристые глины угленосной толщи с уд. рудоносностью TiO ₂ = 500; V ₂ O ₅ = 22,3; Sc = 0,188 тыс т/км ² . Эталонный объект — проявление Персей. К = 0,5
Франкфуртский фос- форитоносный узел 1.1.2.Ф/Л	30 км ² (обна- женная площадь суши)	Фосфо- риты P ₂ O ₅ Sc Ge TR ₂ O ₃ В т. ч. Y ₂ O ₃	Желваковая терригенная и ракушняко- вая фосфоритовая формация поздней юры. Уд. фосфоритоносность (P ₂ O ₅) = 3,73 млн т / км ² Попутные компоненты: Sc, Ge, TR. Уд. рудоносность: Sc = 0,33; Ge = 0,01; TR ₂ O ₃ = 29,07 (в т. ч. Y ₂ O ₃ = 7,95) тыс т/км ² . Эталонный объект — проявление Хефера. К = 0,5

* Схема прогноза нефтегазоносности.

** Карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ и их очередность	Источник информации
ническая провинция** поднятия Земля Франца-Иосифа (I-УБ, Ф / МZ) нический район — 1.1. Ф, УБ/J–K ₁				
ГДП-1000	P ₃	450 млн т	Поисково-прогнозные работы	ГДП-1000
	P ₃	>30 млн т		
	P ₃	1679 тыс т		
	P ₃	6,3 тыс т		
	P ₃	14,5 тыс т		
	P ₃	64,9 тыс т		
	P ₃	34,9 тыс т		
ГДП-1000	P ₃	56,5 млн т 5 тыс т 0,15 тыс т 436 тыс т 119 тыс т	Поисково-прогнозные работы	ГДП-1000

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу У-41–44 Гостгеолкарты-1000/3

Группа, подгруппа полезного ископаемого	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Нефть и газ	Нефть Газ	Перспективные нефтегазоносные области — 5 Перспективные нефтегазоносные районы — 1	Д ₂ Д ₂	175,0 млн т 371,0 млрд м ³
Твердые горючие ископаемые	Уголь бурый	Минерагеническая область — 1 Минерагенический район — 1 Буроугольный узел — 1	Р ₃	450 млн т
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Черные металлы Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы Радиоактивные элементы	Титан (TiO ₂) Ванадий (V ₂ O ₅) Германий Скандий Редкие земли (TR ₂ O ₃), в т.ч. Y ₂ O ₃ Торий	Минерагеническая область — 1 Минерагенический район — 1 Буроугольный узел — 1 Фосфоритоносный узел — 1 Рудопроявление — 2	Р ₃	>30 млн т 1679 тыс. т 0,15 тыс. т 19,5 тыс. т 500,9 тыс. т 153,9 тыс. т 6,3 тыс. т
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Минеральные удобрения Фосфориты	P ₂ O ₅	Минерагеническая область — 1 Минерагенический район — 1 Фосфоритоносные узел — 1 Проявления — 2	Р ₃	56,5 млн т

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Н. В. Качурина, А. А. Макарьев</i>	3
Физико-географические и океанографические условия. <i>В. А. Дымов</i>	5
Геолого-геофизическая изученность. <i>Н. В. Качурина</i>	8
Стратиграфия	18
Протерозойская акротема. <i>А. А. Макарьев</i>	19
Палеозойская эратема. <i>А. А. Макарьев</i>	22
Мезозойская эратема. <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева</i>	26
Кайнозойская эратема. <i>В. А. Дымов, А. А. Макарьев</i>	65
Литология донных отложений. <i>В. А. Дымов</i>	80
Магматизм. <i>Е. М. Макарьева</i>	86
Тектоника. <i>А. Г. Старк, А. А. Макарьев, В. В. Орлов</i>	104
Геоморфология. <i>Н. В. Качурина, В. А. Дымов</i>	116
История геологического развития. <i>А. А. Макарьев, А. Г. Старк, Н. В. Качурина</i>	127
Полезные ископаемые. <i>Е. М. Макарьева</i>	149
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>Е. М. Макарьева</i>	180
Эколого-геологическая обстановка. <i>Е. М. Макарьева</i>	188
Эколого-геохимическая обстановка	191
Заключение. <i>А. А. Макарьев</i>	202
Список литературы	206
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе U-41–44	211
<i>Приложение 2.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	214
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	218

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Северо-Карско-Баренцевоморская
Лист U-41–44 — Земля Франца-Иосифа
(восточные острова)
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 28.11.2011. Формат 70×100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 13,75 + 6 вкл. Уч.-изд. л. 20.
Тираж 150 экз. Заказ 81011013

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК