

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Таймырско-Североземельская

Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарейя

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2020

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Региональное агентство по недропользованию на континентальном шельфе и Мировом океане
(Моргео)

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие
«Полярная морская геологоразведочная экспедиция»
(ФГУНПП «ЛМГРЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Таймырско-Североземельская
Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарейя

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2020

УДК 55(084.3)(571.511+571.121)
ББК 26
М15

Авторы

*А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева, Е. В. Молчанова, Н. В. Качурина,
С. В. Ладыгин, Н. В. Дворцов, С. А. Козлов, В. В. Орлов, А. П. Романов,
В. Л. Скаковский, А. А. Сахаров, Я. Д. Яржембовский.*

Научные редакторы *Е. А. Гусев, Н. Н. Нагайцева*

Рецензенты

д-р геол.-минерал. наук А. Е. Рыбалко;
кандидаты геол.-минерал. наук О. Г. Бостриков, А. К. Иогансон, С. Н. Суриков;
П. Г. Падерин, Е. А. Лебедева, Г. В. Шнейдер

Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Молчанова Е. В. и др.

М15 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Таймырско-Североземельская. Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарей. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, Моргео, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ФГУНПП «ПМГРЭ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. – 450 с.: ил. 13 вкл.

ISBN 978-5-93761-407-0 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-408-7

В объяснительной записке обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и геоэкологии северо-запада п-ова Таймыр, островов и прилегающего шельфа Карского моря. Проведено минерагеническое и нефтегазогеологическое районирование и дана прогнозная оценка полезных ископаемых. Предложены рекомендации по дальнейшему изучению региона и охране окружающей среды.

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

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с цифровыми копиями карт, базами данных и растровыми копиями графических материалов, не вошедшими в комплект издания.

Табл. 31, ил. 18, список лит. 131 назв., прил. 12.

УДК 55(084.3)(571.511+571.121)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 27 января 2017 г.

ISBN 978-5-93761-407-0 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-408-7

© Роснедра, 2020
© Моргео, 2017
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017
© ФГУНПП «ПМГРЭ», 2017
© Коллектив авторов, 2017
© Издательство ВСЕГЕИ, 2020

ВВЕДЕНИЕ

Границами листов S-44, 45 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) являются: 72°00'–76°00'с. ш. и 78°00'–90°00'в. д. В его пределы входят западная часть п-ова Таймыр, северо-восточная часть п-ова Гыдан, восточная часть акватории Карского моря с островами, Пясинский и Енисейский заливы. Площадь листа составляет 164 860 км², в том числе площадь акватории 68 000 км².

По административному делению территория относится к Таймырскому (Долгано-Ненецкому) муниципальному округу Красноярского края и Ямало-Ненецкому муниципальному округу Тюменской области Российской Федерации.

Работы по геологическому доизучению суши и акватории проводились с целью подготовки к изданию Госгеолкарты-1000 (третье поколение). Основанием для проведения работ был приказ № 4 Департамента по недропользованию на континентальном шельфе и Мировом океане от 6.02.2014 г. «О подведении итогов открытого конкурса на размещение в 2014 г. заказа для государственных нужд на выполнение работ по геологическому изучению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы за счет средств федерального бюджета по направлению «Региональные геолого-геофизические и геолого-съёмочные работы».

Спецификой геологического строения площади листов S-44, 45 является его расположение на стыке двух надпорядковых структур: Западно-Сибирской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области. В современном тектоническом плане в пределах территории выделяются структуры первого порядка: Южно-Карская синеклиза, Северотаймыро-Североземельская, Таймырская и Быррангская складчатые системы, Енисей-Хатангский региональный прогиб, разделенные между собой глубинными разломами.

Имеющиеся геологические и геофизические материалы (особенно полученные в 2008 и 2009 гг. по работам ОАО «СМНГ» и в 2014 и 2015 гг. ФГУНПП «ЛМГРЭ») позволили составить кондиционный комплект карт и схем геологического содержания масштабов 1 : 1 000 000–1 : 2 500 000, осветить геологическое глубинное строение площади, уточнить историю геологического развития и минерагеническую специализацию.

Аналитические исследования магматических, метаморфических и осадочных пород проводились в различных геологических организациях.

Во ВСЕГЕИ выполнены силикатный анализ; приближенно-количественный спектральный анализ пород и углей (зав. лабораторией ПКСА Н. П. Ба-

ландина); определение РЗЭ методом ИСП МС; шлихоминералогический анализ (минералог Е. А. Грузова); изготовление петрографических, палеонтологических шлифов и аншлифов; описание шлифов, определения изотопного возраста цирконов U/Pb методом (SIMS SHRIMP).

В ГЕОХИ выполнены изотопные (U/Pb, LAICPMS) исследования акцессорных цирконов в магматических, метаморфических и осадочных породах.

В ИГГиМ СО РАН выполнены определения радиологического возраста магматических пород аргон-аргоновым методом (А. В. Травин).

Во ВНИГРИ изучались битуминозность осадочных, интрузивных, эффузивных пород на суше и донных осадков акватории, а также характеристика битумоидов (аналитики Е. В. Гарибьян, Т. Н. Абрамова) и состав поглощенных газов в донных отложениях.

В ОМЭ СЗ ГПП «Севзапгеология» производилось определение содержания нефтепродуктов, определение макросостава природных вод и гранулометрический анализ донных осадков.

В СЗФ «Невскгеология» проводился полуколичественный спектральный анализ пород и гамма-спектрометрический анализ донных осадков, почв и растительности. В НТЦ «РАДЭК» определялось содержание техногенных изотопов цезия и кобальта.

В СЗФ ФГБУ «НПО «Тайфун» выполнены определения содержания загрязняющих веществ в донных осадках Енисейского залива и акватории Карского моря.

В ресурсном центре СПбГУ выполнен рентгеноструктурный анализ глин и ЖМК.

Обработку палеонтологических коллекций, собранных в процессе работ 2014, 2015 гг., проводили специалисты.

ВНИИОкеангеология: Н. А. Куприянова (остракоды триаса, юры и мела, четвертичные фораминиферы);

Геологический институт РАН: В. А. Захаров, М. А. Рогов (двустворчатые моллюски);

Геологический факультет МГУ: Ю. А. Гатовский (конодонты);

ВСЕГЕИ: Т. Ю. Толмачева (конодонты);

ИГД РАН: Е. Ю. Голубкова (микрофоссилии).

Палинологические исследования мезо-кайнозойских разрезов и донных отложений проводили А. Ю. Шаропова, Л. А. Фефилова (ВНИИОкеангеология) и О. В. Руденко (Орловский ГУ, г. Орёл).

Обобщающая работа по листам ГКК-200 для Западного Таймыра была выполнена А. П. Романовым (ГП КК «КНИИГиМС») в рамках договорных работ с ФГУНПП «ПМГРЭ».

Авторы благодарны за помощь и консультации сотрудникам ВСЕГЕИ – Г. В. Шнейдеру, П. Г. Падерину, А. В. Гавришу, сотрудникам СПбГУ – А. К. Худолову, В. Б. Ершовой, ИМГРЭ – А. А. Кременецкому, ВНИИОкеангеология – Л. А. Фефиловой.

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 на Картографической фабрике ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2012 г. Батиметрическая основа уточнена по данным эхолотирования 2014, 2015 гг.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Границами листов S-44,45 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) являются: 72°00'–76°00' с. ш. и 78°00'–90°00' в. д. В его пределы входят западная часть Таймырского полуострова (Горный Таймыр), Таймырская низменность и северо-восточная окраина Западно-Сибирской низменности (левобережье низовьев р. Енисей), а также акватория Карского моря с многочисленными островами.

В орографическом отношении территория разделяется на три морфологические области: горы Бырранга, Северо-Сибирская и Западно-Сибирская низменности, шельфовая акватория Карского моря с островами.

Береговая линия сильно изрезана. Значительную часть побережья занимают губы и заливы, крупнейшие из них – Енисейский и Пясинский. В пределах изученной акватории расположено много островов – единичных крупных (острова Сибирякова, Олений, Арктического Института, Известий ЦИК) и большое количество мелких – вблизи материка (шхеры Минина, острова Пясинского залива).

Дно изученной части Карского моря характеризуется небольшими глубинами и в основном ограничивается изобатой 50 м. Максимальные глубины отмечены на северо-западе (71 м). Часто встречаются округлые впадины, разделенные порогами. На дне моря прослеживается продолжение речной долины Енисея.

Постоянные поверхностные течения в пределах акватории образуют отчетливый циклонический круговорот. Основную роль в формировании системы течений играет мощное сточное Обь-Енисейское течение, часть вод которого, распространяясь веерообразно, направляется на северо-запад, а часть – на север и северо-восток. Эта ветвь проходит вдоль Таймырского побережья, у о. Русский поворачивает на север, а затем, отклоняясь к северо-западу от арх. Северная Земля, замыкает северо-восточное кольцо течений. Скорости постоянных течений, как правило, 5–15 см/с. Однако при совпадении их с ветровыми течениями скорость может увеличиваться до 70–90 см/с.

Явление прилива в акватории выражено отчетливо, и скорости приливных течений у берегов Западного Таймыра достигают 150 см/с. Приливные изменения уровня в среднем составляют 0,5–0,8 м.

Значительную часть года акватория покрыта льдом. Образование льда начинается обычно в первой декаде октября, причем в первую очередь замерзают бухты и проливы шхер Минина, примыкающие к матерiku. Зимой акватория покрывается сплошным припаем, ровным в проливах и бухтах и торосенным на мористой границе. Освобождение ото льда происходит обычно к концу июля, причем в первую очередь освобождается акватория открытого

моря, Енисейский залив и южная часть Пясинского залива. В шхерах лед стоит до середины августа, но в некоторые годы лед встречается здесь в продолжение всей навигации.

Значительную площадь материковой части листа занимает Горный Таймыр (западные отроги гор Бырранга), протягивающийся от устья Енисейского залива до восточной рамки листа южнее берега Харитона Лаптева. Его южная граница с низменностью отчетлива на востоке и западе, где имеются крутые уступы с отн. прев. в 200–250 м и более. В бассейне р. Пясины горы, постепенно снижаясь, плавно сменяются равниной, переходящей в Таймырскую низменность. Здесь, по центру территории листа, низменность бассейна р. Пясины широкой полосой продолжается на север до Пясинского залива, где сочленяется с Пясино-Фаддеевской депрессией, разделяя горно-возвышенные районы западнотаймырской и восточной частей территории листа. В пределах горной части наблюдается зональность субширотного северо-восточного простирания с различным геолого-геоморфологическим строением. В качестве главнейших элементов выделяются цепь гор Бырранга, зона пониженного рельефа Пясинско-Фаддеевской депрессии и зона сглаженного холмогорья. Горная часть Таймыра состоит из параллельно и кулисообразно расположенных гряд, чередующихся с межгорными полосами пониженного рельефа. Наиболее возвышенной является западная часть массива. Здесь абс. выс. достигают 300–350 м, а относительные превышения – 200–250 м. Максимальная абсолютная высота поверхности (409 м) отмечается на Сырадасайской возвышенности. Максимальные высоты восточной части гор не превышают в целом 250 м, лишь вершина горы Каменистая возвышается останцом в 317 м. Существенное влияние на характер рельефа хр. Бырранга оказала деятельность ледника, выразившаяся в наличии троговых долин, распространении небольших цирков, каров, реликтов морен и рассеянного валунного материала ледникового генезиса. Нередки снежники на северных склонах горных гряд и на затененных участках долин.

Пясинско-Фаддеевская депрессия на территории листа наиболее выражена у Пясинского залива. Она составлена рядом сообщающихся низин с абс. отн. в первые метры и до 10–15 м.

Север наземной части площади листа от шхер Минина до восточной границы представляет собой преобладающе сглаженное холмогорье, сформировавшееся на эродированных метаморфизованных породах докембрия и интрузиях гранитоидов. Абс. отн. здесь составляют обычно 150–250 м. Ландшафт зоны определяется крупными холмами изометричных форм с пологими склонами.

Реки Горного Таймыра обычно представляют собой горные потоки, не достигшие профиля равновесия. Они имеют большую скорость течения, перекаты и пороги. Часты узкие каньонообразные долины, нередко врезуемые в днища широких троговых долин.

В центральной части проходит широкая долина р. Пясины в ее нижнем течении. Она пересекает Горный Таймыр и впадает в одноименный залив Карского моря. Ширина реки в приустьевой части составляет от сотен метров до нескольких километров, а глубины в фарватере повсеместно достаточны для

прохода барж и катеров. В период весеннего (июнь) паводка подъем воды достигает 5–7 м и более, а при длительных дождях нередки осенние паводки.

Водотоки Западного Таймыра, впадающие в Карское море и Енисейский залив, обычно непротяженны. Наиболее существенные из них (реки Ефремова, Убойная, Крестьянка) не превышают 100–140 км. Все реки Горного Таймыра (кроме р. Пясины) проходимы лишь с использованием надувных лодок и вне каньонных участков. К началу ледостава в значительных частях они резко мелеют (с сохранением непротяженных плесов на переуглубленных участках), а большинство мелких водотоков пересыхает. Замерзание мелких рек и озер происходит в первой половине сентября, а крупных – в конце сентября.

Территория листа южнее гор Бырранга занята обширной Северо-Сибирской низменностью. Для нее характерно развитие полого-увалистых возвышенностей и холмов, чередующихся с широкими, плохо выраженными заболоченными долинами и котловинами с многочисленными озерами. Абс. выс. возвышенностей обычно не превосходят 100–200 м, а относительные превышения – 70–100 м. В отдельных районах наблюдается грубогрядовая и беспорядочная группировка возвышенностей. В пределах низменности преимущественно распространены четвертичные отложения, под покровом которых захоронены более древние образования. Редкие выходы коренных пород отмечаются в отдельных долинах и на некоторых возвышенностях. Широко распространены ледниковые и водно-ледниковые образования, слагающие увалы и холмы. Полого-увалистый рельеф низменности дополнен обилием озер, больших и малых, сточных и бессточных. Их происхождение в основном обусловлено просадкой грунтов за счет термокарста в толще многолетнемерзлых пород.

В пределах низменности развита речная сеть равнинного типа, представленная в основном мелководными тундровыми реками, связанными с озерами. Они характеризуются довольно широкими долинами и замедленным течением.

Основной водной артерией в пределах низменности является р. Пясины, водосборный бассейн которой занимает большую часть Пясинско-Фаддеевской депрессии. Территория листа изобилует пресноводными озерами разнообразных очертаний и размеров. В Горном Таймыре наиболее крупным является оз. Надудотурку площадью около 200 км². На участках расчлененного горного рельефа имеются небольшие узкие, но иногда глубокие озера, а обычно неглубокие многочисленные водоемы расположены, помимо низменности, и в межгорных депрессиях.

Климат региона весьма суровый – арктический. Среднегодовая температура воздуха, по многолетним наблюдениям (50 лет) в районе пос. Диксон, равна –11,4°; самый теплый месяц – июль со средней температурой воздуха +5°; самый холодный месяц – февраль со средней температурой –26,1°. На самом севере территории листа (о. Известий ЦИК) среднегодовая температура – 13,3°, июля – плюс 1,6°, февраля – 27,8°.

Повсеместно распространена мерзлота, нижний предел развития которой оценивается условно в 400–600 м. Среди четвертичных отложений и под ними встречаются погребенные льды. Сезонная летняя оттайка обычно охваты-

вает лишь незначительный приповерхностный горизонт, на котором господствуют тундровые мохово-лишайниковые растительные ассоциации с обычно небольшими (южная площадь) участками карликовой березы и ивы. На юге, в бассейне р. Пясины имеются очаги лесотундрового типа.

Животный мир относительно богат, особенно в краткий летний период – гнездования перелетной птицы и кочевки северных оленей. Обычны полярный волк, песец, лемминг, а на Карском побережье и островах нередок белый медведь. Из птиц постоянно обитают в тундре сова и белая куропатка, во время весенне-осенних перелетов появляются водоплавающие – утки, гуси, чайки и др. Из рыб широко распространены хариус, сиг, муксун, чир, голец, налим, щука.

Коренное население (нганасане, долгане) в пределах территории отсутствует, люди иногда посещают только промысловые угодья на юге листа. Главным населенным пунктом является районный центр Диксон с населением около 500 человек – один из ведущих портов на трассе Северного морского пути.

Уровень хозяйственного развития района очень низок. Основное занятие жителей Диксона связано с обслуживанием авиа- и морского порта, радиогидрометеостанции и геофизической обсерватории, с добычей пушнины, ловлей и переработкой рыбы. Редкие полярные станции располагаются на морском побережье (острова Известий ЦИК, Стерлегова).

Часть площади работ (острова Скотт-Гансена, территория к югу от р. Хутудабигай, п-ов Рыбный, острова Пясинского залива с прилегающей к ним акваторией и др.) является зоной Большого Арктического заповедника. Юго-западную часть Гыданского полуострова (в пределах листа) занимает территория Гыданского заповедника. Работы на этих территориях должны выполняться с разрешения администрации заповедника. В юго-восточной части листа располагается Пуринский заказник, ограничений по проводимым здесь работам значительно меньше, чем на территориях заповедников.

Авиапредприятия, выполняющие работы на п-ове Таймыр и арктических островах, находятся в г. Норильск (самолеты Ан-10 и Ан-26, вертолеты Ми-6 и Ми-8), пос. Хатанга (вертолеты Ми-8).

Постоянно действующие транспортные линии и дороги, в пределах прилегающей прибрежной суши отсутствуют. Внутренняя транспортировка может осуществляться в зимний период тракторно-гусеничной тягой по припайному льду, летом (в период навигации) морским транспортом. В летне-осенний период (июнь–сентябрь) оборудование и грузы в район работ могут быть доставлены морскими судами. Транспортировка крупногабаритных грузов и ГСМ может производиться от г. Красноярск по р. Енисей.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическая изученность

Геологическая изученность суши. Фиксированное начало изучения геологии и полезных ископаемых связано с работами Великой Северной экспедиции 1732–1744 гг. К этому времени исследованиями первопроходцев,

осваивавших на базе Мангазеи бассейн низовьев Енисея, были накоплены сведения по орогидрографии, строению и природным ресурсам юга рассматриваемой территории.

Первые геологические сведения о п-ове Таймыр получены из работ А. Ф. Миддендорфа (1843 г.), который указал, что по р. Нижняя Таймыра широко развиты карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя, а также кварциты и кремнисто-глинистые сланцы докембрия.

Исследования были продолжены в 1910–1914 гг. Гидрографической экспедицией, возглавляемой В. А. Вилькицким, а результаты петрографического изучения опубликованы В. О. Баклундом в 1929 г. в монографии «Кристаллические породы северного побережья Сибири».

Маршрутные исследования Таймыра были завершены экспедициями Н. Н. Урванцева по р. Пясины (1922 г.) и рекам Верхняя и Нижняя Таймыра (1929 г.). В 1931 г. Урванцев опубликовал первую геолого-тектоническую схему Таймырского полуострова, где им были выделены четыре субширотные дугообразные зоны: метаморфических пород и гранитов, линейно-дислоцированных кембро-силурийских пород, прерывисто-складчатых угленосных толщ перми, широкое поле рыхлых мезозойских отложений. По его мнению, метаморфические и палеозойские комплексы обнажены в тектонических покровах, последовательно шарьированных с севера на юг в период герцинского диастрофизма [92].

Систематические геологические исследования Таймыра начались в 1930-х годах после организации Главного управления Северного морского пути, которому было поручено комплексное изучение советской Арктики. Начиная с этого времени, исследования Западного Таймыра на территории листов S-44, S-45 можно разделить на несколько этапов.

Первые планомерные исследования проводились в 1931–1940 гг. Западно-Таймырской экспедицией Арктического научно-исследовательского института и горно-геологического управления Главсевморпути. В процессе изучения территории был открыт и в дальнейшем оценен ряд месторождений – Пясинское, Слободское, Крестьянское и др. В 1940 г. В. П. Тебеньков и И. А. Шведов провели тематические работы по изучению стратиграфии пермских угленосных отложений. Результатом этих исследований явилась разработанная стратиграфия продуктивных пермских отложений Западного Таймыра.

Второй этап изучения территории начался после Великой Отечественной войны. Работы проводились экспедициями Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) и треста «Арктикразведка». Поисковые работы были направлены на изучение угленосности пермских толщ по р. Пясины и вблизи порта Диксон. В ходе первых съемок масштаба 1 : 1 000 000, проведенных на листах S-44-XXIX–XXX С. О. Троицким, в центральной части Сырадасайской горстантиклинали были обнаружены проявления каменных углей, близких коксовым, а также была дана геолого-геоморфологическая характеристика исследованной территории. Одновременно проводилась съемка этого же масштаба на листе S-45-XXV, XXVI. По материалам указанных съемок и собственным наблюдениям в 1957 г. была опубликована монография Ф. Г. Маркова, М. Г. Равича, В. А. Вакара «Геологическое строение Таймырского полуострова».

Этап работ с середины 1950-х до второй половины 1960-х годов включал в себя проведение В. А. Черепановым ревизионно-уязвочных маршрутов и одновременное развертывание полистной съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 на территории Горного Таймыра. В процессе съемок было открыто Убойнинское реальгар-киноварное месторождение; оценку его провел В. Г. Малов. Этот период заканчивается в 1960–1964 гг. составлением и изданием Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 листов S-44-XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, S-45-XIX, XX и объяснительных записок к ним (Ю. Е. Погребницкий, 1960, 1961; В. И. Ушаков, 1960; А. П. Иванов, 1960). В 1961 г. Ю. Е. Погребницким была составлена и издана геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 на листы S-44, 45 [21].

Проведенные совокупные исследования к середине 1960-х годов позволили создать обоснованные схемы стратиграфии, тектоники и магматизма Таймыра в целом и рассматриваемой площади в частности, принятые в качестве базовых при составлении серий листов масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Территория исследований получила оценку на полезные ископаемые, в том числе на реальгар-киноварь, каменный уголь, стройматериалы. Были выявлены проявления полиметаллов, молибдена. Получены обширные материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, которые не потеряли своей актуальности до настоящего времени. В числе обобщающих следует отметить работы Ф. Г. Маркова, М. Г. Равича, а по отдельным проблемам стратиграфии и магматизма – В. А. Вакара, А. М. Даминовой, В. И. Устрицкого, В. И. Бондарева, Ю. Е. Погребницкого, Р. Ф. Соболевской, В. Н. Сакса, Г. Е. Черняка, С. В. Черкесовой, Н. А. Шведова.

Третий этап исследований начался с середины 1970-х годов. Горный Таймыр был охвачен региональной аэрофотогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000 с проведением наземных заверочных исследований. Работы проводились Геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология».

В это же время НПО «Аэрогеология» была проведена аэрофотогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 предгорных районов Таймырской изменности (А. С. Лавров, И. А. Биджиев и др.) и космогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 Енисей-Хатангского прогиба с привлечением данных сейсмических исследований (в том числе профили ГСЗ). Были получены совершенно новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму и дана новая оценка перспектив территории на полезные ископаемые и, в частности, Западного Таймыра. Этот регион был оценен как наиболее перспективный на поиски медно-никелевых руд; весьма высоко оценивались перспективы на коксующийся каменный уголь. Горный Таймыр в тектоническом плане рассматривался как часть Сибирской платформы, претерпевшей активизацию в мезозое. Материалы этих исследований нашли свое отражение на аэрофотогеологической карте Горного Таймыра масштаба 1 : 200 000.

В рамках договорных работ с Геологической экспедицией С. А. Гулиным проводились тематические работы по исследованию щелочно-гранитоидных интрузий. Вулканогенные образования и трапповые интрузии изучались Г. Н. Старицкой и Н. Н. Нагайцевой, обобщались материалы по высоко оцененным перспективам угленосности Б. Н. Андросовым и проводились прогнозно-металлогенические исследования Г. И. Кавардиным и Л. К. Цы-

вяном. Г. Н. Старицыной было подчеркнуто сходство вулканогенных образований и интрузий основных пород Западного Таймыра с Норильским районом. Стратиграфию верхнепалеозойских угленосных отложений изучал Ю. Г. Гор.

На фаунистической, литологической и петрографической основе проведена увязка разрезов Западного, Центрального и Восточного Таймыра, произведено расчленение отложений до отделов, ярусов, свит. Впервые за всю историю изучения региона был собран, изучен и переосмыслен обширный геологический и геофизический материал по всей территории. Результатом явилось создание базы для разработки новой серийной легенды к геологическим картам масштаба 1 : 200 000 и комплекта аэрофотогеологических карт масштаба 1 : 200 000 на всю территорию Горного Таймыра. Так же детально были изучены четвертичные отложения. Авторами отрицается покровное оледенение Горного Таймыра. Среди комплекса осадков преобладают морские и ледово-морские.

Окончательным результатом явилось издание в 1986 г. Геологической карты Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000 [6]. В составлении карты участвовали: геологи ПГО «Красноярскгеология» В. В. Беззубцев, Ю. И. Гончаров, Р. Ш. Залялеев и др.; геологи НИИГА (ВНИИОкеангеология) Ю. Г. Гор, С. А. Гулин, Г. И. Кавардин, В. Я. Кабаньков, Н. Н. Нагайцева, В. П. Орлов, Г. Н. Старицына, Л. К. Цывьян, сотрудник СНИИГГиМС А. И. Забияка и др.

С конца 1970-х годов съемочно-поисковые работы в районе проводились согласовано с НПО «Севморгеология» и НПО «Красноярскгеология».

В 1979–1980 гг. ПГО «Волгокамскгеология» на о. Свердруп была пробурена параметрическая скв. Свердруп-1 глубиной 2336 м, которая вскрыла 82 м четвертичных, 1372 м меловых, 166 м юрских отложений и 716 м метаморфических пород верхнего рифея. Изучение керна скважины и обработка полученных материалов производились во ВНИИОкеангеология И. В. Школой, З. З. Ронкиной, Е. Г. Бро и др.

Четвертый этап изучения Западного Таймыра начинается с 1980-х годов. На основе всех предыдущих исследований и рекомендаций были проведены поисково-оценочные работы на коксующийся уголь на Пясинском и Сырада-сайском месторождениях. Произведен подсчет прогнозных ресурсов Сырада-сайского месторождения по категориям P_2 и P_3 до глубины 600 м. Поиски медно-никелевых руд были предприняты Дудинской ЦАГРЭ в районе оз. Надудотурку, однако положительных результатов не было получено. В этом же районе с 1985 г. проводились геохимические опережающие поиски на листах S-44-XXIX, XXX; S-45-XV, XVI и последующая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000.

С 1980 г. на территории Горного Таймыра началось проведение систематических геологических съемок масштаба 1 : 200 000 с целью создания Государственных геологических карт. В 1985–1990 гг. Диксонская партия (ГСЭ ПГО «Красноярскгеология») проводит съемку описываемой площади на территории листов S-44, 45. Непосредственно на территории листа S-45-XXI была изучена преимущественно южная его часть, где основное внимание авторы уделили пермо-триасовым отложениям. Северная часть в бассейнах рек Пясины, Бегичева и Половинка исследованиями практически не была охваче-

на. Геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000, проведенные в пределах территории листа S-45-XXI, сопровождались опробованием по потокам рас-сеяния.

С 1975 г. НПО Севморгео проводит тематические и производственные прогнозно-оценочные работы по оценке перспектив золотоносности черно-сланцевой формации и металлогении докембрийско-раннепалеозойских обра-зований Северного и Центрального Таймыра. Авторами была составлена кар-та перспектив золотоносности района, намечены первоочередные площади под дальнейшие поисковые и тематические работы. На Мининской площади установлены рудопоявления золота в зонах малосульфидных кварц-карбонатных жил.

В 1988 г. была закончена совместная работа ВНИИОкеангеология и КО СНИИГТИМС, обобщившая материалы съемочных, поисковых и тематиче-ских работ по эндогенной золотоносности Североземельско-Таймырского региона.

Период от конца 1970-х до конца 1990-х годов знаменуется относитель-ным расширением научно-исследовательских работ. В их числе следует от-метить цикл исследований: по общей оценке минерагении Горного Таймы-ра – Н. К. Шануренко, А. И. Забияки, Г. А. Русакова, Н. С. Малича; по стра-тиграфии – А. И. Забияки, В. Я. Кабанькова, В. В. Беззубцева, Р. Ф. Соболев-ской; по магматизму – С. А. Гулина, Л. В. Махлаева и др. Проблемы тектони-ки и структурно-формационного анализа развивались в работах Ю. Е. Погре-бицкого, В. В. Беззубцева, А. И. Забияки. Проблемам строения Енисей-Хатангского прогиба и плитного обрамления Горного Таймыра посвящены коллективные работы под руководством Г. Н. Карцевой, Д. В. Лазуркина, Д. Б. Тальвирского.

В 1990–1995 гг. проведена ГГС-200 на Усть-Пясинской площади, листы S-45-XXIII, XXIV; S-46-XIX, XX. Этими и предшествующими работами здесь выявлены непромышленное месторождение гипса и ангидрита, керамзитовых глин и песчано-гравийных смесей; проявления нефти, каменного угля, графи-та, ртутно-сурьмяных руд; обнаружено проявление никель-платино-металльных руд в ультрамафитах (участок «Чулюю»). В целом геологическая изученность района слабая и неравномерная, некоторые геологические све-дения являются устаревшими. Восточная часть площади (лист S-45-XXII) после работ 1951 г., проведенных Е. А. Величко, более не подвергалась наземным геологическим исследованиям. Осуществленный комплекс работ позволил запроектировать на территории листов S-45-XXI, XXII проведение ГДП и составление ГК-200.

В 1997 г. была принята Легенда Таймырской серии листов ГК-200, раз-работанная в ЦАГРЭ [110].

По материалам всех перечисленных исследований в 2000 г. была состав-лена ГК-1000/2 на листы S-44–46, изданная картфабрикой ВСЕГЕИ [23]. Впервые для данной площади, кроме геологической карты и карты полезных ископаемых, были составлены карта четвертичных образований и литологи-ческая карта поверхности морского дна. Работы по листу проводились под редакцией Ю. Е. Погребицкого и Б. Г. Лопатина во ВНИИОкеангеология при участии сотрудников из других организаций.

Пятым этапом исследований можно считать работы, проведенные после издания ГК-1000/2. К этому времени резко изменились требования к комплектам ГК-1000, издание которых должно было отвечать третьему поколению. Широкое внедрение ГИС-технологий, расширение числа карт и схем, входящих в комплект, при одновременном сворачивании съемки масштаба 1 : 200 000 и ее неравномерном проведении требовало проведения полевых работ стадии ГДП-1000, технической оснащенности и подготовки специалистов, владеющих как навыками геологосъемочных и картосоставительских работ, так и современными компьютерными технологиями.

Геологосъемочные работы на Хутудинской площади проводились в 1997–2002 гг. В рамках объекта был проведен подготовительный этап и полевые геохимические и геофизические работы силами Мининской поисково-съемочной партии и Аэрогеофизической партией, являвшихся структурными подразделениями ГПП «Центрально-Арктической ГРЭ» (позднее ДГУП ЦАГРЭ (ВСЕГЕИ)). В ходе работ получены результаты опережающих геофизических и геохимических работ для групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (номенклатура листов S-45-IX, X; S-45-XV, XVI), проведенных на Хутудинской площади, расположенной в северо-западной части Таймырского полуострова.

С января 2002 г. финансирование работ по проекту было прекращено полностью, решением «Таймыркомприродресурсы» указано подготовить и сдать отчет по фактическому состоянию работ [109].

Одновременно с проведением ГГС-200 на площади листа S-45-XV, XVI в бассейне р. Хутудабига проводились стратиграфические исследования в рамках работ ДГУП ЦАГРЭ (ВСЕГЕИ) по проекту «Составление опорной легенды Госгеолкарты-200 Таймырской серии листов (новое поколение)». Работы были завершены отчетом.

В 2005 г. была создана Легенда Таймырско-Североземельской серии листов ГК-1000/3, актуализированная в 2008 г. и принятая НРС Роснедра [111]. Легенда составлена единой для суши и акватории и охватывает все основные аспекты геологического строения и минерагении. Листы S-44 и S-45 располагаются в пределах указанной серии.

В 2008 г. В. Ф. Проскурнин (ВСЕГЕИ) завершил обобщающую тематическую работу по перспективам золотоносности Таймыро-Североземельской провинции. В работе обобщены все имевшиеся к тому времени сведения по геологическому строению, золотоносным и золотосодержащим формациям, ресурсному потенциалу и даны рекомендации на проведение дальнейших геологических работ.

В рамках работ по составлению и подготовке к изданию ГК-1000/3 смежных листов Т-45–48 сотрудниками Северной партии ФГУНПП «ПМГРЭ» в 2008 г. были посещены острова Известий ЦИК и Скотт-Гансена, где были отобраны образцы горных пород, проанализированные в рамках работ по проекту.

В 1998 г. были изданы листы S-45-XXIII, XXIV [27], а в 2005 – S-45-XXI, XXII [28], на которых было проведено геологическое доизучение в 2000–2005 гг. ГПКК «КНИИГиМС».

В 2011 г. утверждена на НРС ВСЕГЕИ и рекомендована к изданию ГК-200 (издание второе), охватывающая сдвоенные листы S-45-XXV, XXVI [29]; S-45-XIX, XX [31]; S-44-XXIII, XXIV [30]; S-44-XXI, XXII [32]; S-44-XXVII, XXVIII [33]; S-44-XXIX, XXX [34].

Небольшой объем полевых работ был проведен А. П. Романовым (КНИИГиМС) в бассейне р. Пясины в 2012 г. в рамках работ по договору с ФГУНПП «ПМГРЭ». В ходе полевых работ были отобраны пробы магматических и осадочных пород.

В 2013 г. ФГУНПП «ПМГРЭ» завершен отчет «Оценка геологической изученности и подготовки геологического обоснования работ по созданию Госгеолкарты-1000/3 листов S-44 (Диксон), S-45 (Усть-Тарей)». В рамках объекта оценена степень геолого-геофизической изученности, создана и принята НРС опережающая геофизическая основа, созданы в форме ГИС предварительная геологическая карта дочетвертичных образований и карта полезных ископаемых, подготовлен предварительный проект на проведение работ по созданию комплекта ГК-1000/3.

Геологическая изученность акватории. Началом изучения осадков Карского моря можно считать 1937 г., когда Арктическим институтом была проведена гидрологическая экспедиция на ледоколах «Садко» и «Георгий Седов» и произведен отбор морских осадков под общим руководством М. М. Ермолаева. Собранный материал был обработан только в 1948 г. Следующая экспедиция состоялась в 1948 г. на л/п «Литке». Отбор донных осадков производился под руководством Н. А. Белова, им же выполнены гранулометрический и минералогический анализы. Обобщение всех имеющихся материалов донного опробования на 1952 г. было проведено А. А. Кордиковым в двух его монографиях: «Осадки моря Лаптевых» и «Осадки Карского моря» [59].

Следующей крупной работой по донным отложениям морей, омывающих арх. Северная Земля, явилась работа Н. Н. Куликова и др. «Донные отложения Карского моря и условия их формирования», выполненная в НИИГА в 1964 г. В этой работе обобщен материал, собранный в экспедициях гидрографических судов с участием морских геологов, начиная с 1945 и по 1963 год. Сюда же включены данные монографии А. А. Кордикова. В работе приведены результаты анализов – гранулометрического, спектрального, химического, газеохимического, на основании которых был составлен комплект карт, дающих представление о геологии акватории морей, входящих в пределы описываемой площади.

С 1980 по 1987 год. работы в северных морях, в том числе в море Лаптевых и Карском, проводились на гидрографических судах сотрудниками ПГО «Севморгеология» О. В. Кирилловым и И. И. Рождественской. Ими собран и обработан большой материал по результатам донного опробования, составлен комплект результирующих карт.

В 1999 г. под руководством И. С. Грамберга вышла монография «Донные осадки арктических морей России» [60]. В работе систематизирован и проанализирован большой фактический материал по донному опробованию арктических морей, полученный сотрудниками ААНИИ – НИИГА – ВНИИОкеангеология в 1930–1990-е года.

Последняя обобщающая работа по донным отложениям – «Атлас донных осадков Мирового океана. Внутренние и внешние моря России» (А. М. Иванова, В. А. Кошелева, Д. С. Яшин и др.), изданный ГУНиО ВМФ России в 2000 г.

Геологическое строение акватории впервые приведено в комплекте ГК-1000/2. Под маломощным плащом четвертичных отложений выделены ранне- и среднемеловые и палеогеновые отложения, соответствующие сейсмостратиграфическим комплексам, выделенным по материалам МОВ-ОГТ. В комплекте ГК-1000/2 впервые для данной площади приводятся карта четвертичных отложений, охватывающая и акваторию, и литологическая карта поверхности дна. Последняя составлена по сводным материалам 385 донных станций. В объяснительной записке приведено описание современных донных отложений по характеристикам донных станций (в основном гранулометрия). Описание четвертичных и дочетвертичных отложений, предположительно развитых на дне акватории, приводится по данным изучения однообразных пород на суше.

В 2007 г. ГНПП «Севморгео» завершило работы на региональном сейсмическом профиле (геотрансект 4-АР), юго-восточное окончание которого располагается на площади листов S-44, 45. По данным интерпретации геолого-геофизического глубинного разреза по профилю 4-АР, в локальных впадинах фундамента (выше отражающего горизонта F) выделяются нижне-среднепалеозойский терригенно-карбонатный, средне-верхнепалеозойский карбонатно-терригенный и мезозойско-кайнозойский терригенный комплексы [122].

Наиболее значимыми сейсмическими работами в пределах листа являются работы ОАО «Севморнефтегеофизика» (СМНГ), выполненные в 2004–2007 гг. По материалам сейсморазведочных работ МОВ ОГТ на Северо-Карском шельфе проведена корреляция отражающих горизонтов и выделены дизъюнктивные нарушения, построены структурные карты по отражающим горизонтам, карты изопахит отложений между отражающими горизонтами, схема локальных структур Северо-Карского шельфа, тектоническая схема по подошве осадочного чехла, схема перспектив нефтегазоносности Северо-Карского шельфа масштаба 1 : 1 000 000. На описываемой площади располагаются концы девять взаимоувязанных профилей, охватывающие акваторию Карского моря к северу от островов Свердруп и Каменные.

В 2008 г. в рамках работ ФГУНПП «ПМГРЭ» по ГДП-1000 листов Т-45–48 для увязки со смежными листами был выполнен сейсмоакустический профиль от о. Свердруп до островов Известий ЦИК.

В 2011 г. ОАО «СМНГ» составлен отчет «Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной переклинали Северо-Карского бассейна» [119]. Полученная в ходе исследования информация наряду с профилем 4-АР является основой при создании геологической модели глубинного строения на шельфе Карского моря.

Серийная легенда [111] составлена единой для суши и акватории и предусматривает выделение сейсмостратиграфических комплексов, отвечающих юрско-меловым (от поздней юры) и кайнозойским отложениям. Выделение более древних сейсмокомплексов легендой было не регламентировано.

В рамках работ по составлению комплекта ГК-1000/3 листа Т-45–48 на основе Легенды Северо-Карско-Баренцевской серии листов была разработана сейсмостратиграфическая схема, охватывающая весь разрез от протерозоя до неогена включительно на акватории восточной части Карского моря.

Завершая характеристику и оценку геологической изученности до 2014 г., нужно отметить следующее:

– геологическая изученность суши крайне неравномерна – хорошая в пределах проведения завершенных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 и низкая – на участках, не обеспеченных указанными работами;

– практически не охвачены геологическими работами малые острова Карского моря;

– геологическая изученность акватории опирается в основном на сейсмические работы; изучение донных отложений сводилось главным образом к определению гранулометрического состава осадков.

Геохимическая изученность. Специализированные работы, направленные на создание предварительной геохимической основы масштаба 1 : 1 000 000, на площади листа не проводились. Имеющиеся сведения о геохимической специализации полигенетических разновозрастных образований крайне неоднородны и плохо сопоставимы в связи с определениями, проводившимися в разное время и разными лабораториями без учета межлабораторных ошибок и временного дрейфа.

В районе оз. Надудотурку с 1985 г. проводились геохимические опережающие поиски на листах S-44-XXIX, XXX; S-45-XV, XVI.

Геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000, проведенные в пределах листа S-45-XXI, сопровождались опробованием по потокам рассеяния с густотой 0,5 пробы на 1 км², что недостаточно, исходя из инструктивных требований. Пробы анализировались полуколичественным спектральным анализом на 24 элемента.

Целенаправленные геохимические работы в 1998–2002 гг. проводились на Хутудинской площади [109] в рамках опережающих геофизических и геохимических работ для групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (номенклатуры листов S-45-IX, X; S-45-XV, XVI).

Камеральные работы состояли из промежуточной камеральной обработки геохимических данных, включающей формирование компьютерного банка данных и предварительную разбивку на выборки поступающих из лаборатории результатов анализа, и окончательной камеральной обработки с разносторонней статистической оценкой распределения различных геохимических параметров, построением итоговых графических материалов и составлением настоящего отчета. С января 2002 г. финансирование работ по отчету было прекращено, и решением Таймыркомприродресурсы отчет был сдан по фактическому состоянию работ.

В 1989–1991 гг. на Убойнинской площади, включающей юго-западную часть листа S-44-XXIII, XXIV, в районе развития щелочных интрузий были проведены геохимические поиски масштаба 1 : 50 000. Определены перспективные участки на поиски меди, молибдена, мышьяка, ртути.

Геохимическая характеристика донных отложений акватории отсутствовала.

Геоэкологические исследования листов S-44, 45 имели ограниченный характер. Имеется только отчет «Геоэкологические исследования водной среды и донных осадков оз. Пясино, р. Пясины и Пясинского залива в 1997–1999 гг.» Мининской поисково-съёмочной партии, составленный по фактическому выполнению работ 1997–2000 гг. [108].

Опробованию подвергались донные осадки, вода, почвенные горизонты, растительность. Проведены аналитические исследования: количественное определение содержаний тяжелых металлов в донных осадках, в сухих остатках, фильтрах и фильтратах водных проб, в почвах и биопробах; определение анионного и катионного состава вод; определение литологического состава донных проб.

Обработка геохимической информации осуществлена сотрудниками отдела «Геоэкологии и морской геологии» ВСЕГЕИ, согласно договору № 182/01, с предоставлением соответствующего отчета («Изучение главных геохимических особенностей донных отложений озера Пясино, реки Пясины, Пясинского залива», СПб., 2001 г.). Ввиду недостатка финансирования, работы были выполнены не полностью.

Наибольшим загрязнением по Cr, Ni, Cu, Zn характеризуется оз. Пясино, что связано с деятельностью Норильского горно-металлургического комбината. От района к району прослеживается сквозная ассоциация элементов – Ni, Co, Cu, что свидетельствует об их высокой миграционной способности в ландшафтно-климатических условиях Норильского региона и указывает на источник поступления.

Установлены геохимические особенности различных литологических типов донных осадков. Наиболее высокое содержание элементов и их перечень характерны для оз. Пясино. Средние концентрации Cr, Co, Ni, V, Cu в осадках озера в 2–3 раза превышают региональный фон, за который принимается среднее гармоническое содержание элементов. Опробование донных отложений р. Пясины и ее притоков было проведено по редкой сети, и полученных данных недостаточно. Донные отложения Пясинского залива характеризуются минимальным по сравнению с осадками озера и рек содержанием Cr, Co, Ni, Cu и Sn. Изучение почв и растительности показало, что максимальное загрязнение почв происходит в точках, наиболее близких к объектам Норильского горно-металлургического комбината.

Еще одной не затронутой исследованиями проблемой является оценка радиационной обстановки на территории Таймырского национального округа. Систематические данные по распределению таких техногенных радионуклидов, как ^{137}Cs , ^{134}Cs , ^{60}Co , ^{239}Pu , ^{240}Pu , отсутствуют. Поэтому проведение радиоэкологических исследований на данной территории являлось насущной необходимостью.

В рамках проведения ФГУНПП «ПМГРЭ» работ ГДП-1000 на площади листов Т-45–48, в 2008 г. были посещены острова Известий ЦИК (западная оконечность), где были отобраны пробы почв и растительности. В почвах установлено содержание ^{137}Cs в количестве 22–23 Бк/кг, а в пробах из лишайников – от 177 до 238 Бк/кг. Указанные содержания в растениях гораздо выше, чем на побережье и островах площади листов Т-45–48.

Данные о геоэкологической характеристике донных отложений Карского моря отсутствовали.

Геофизическая изученность

Гравиметрическая изученность. Первые сведения о характере поля силы тяжести в Баренцево-Карском регионе были получены в 1947 г. Измерения выполнялись на подводных лодках маятниковыми приборами. Позднее стали применяться комплексы морских кварцевых гравиметров ГМН и различные модификации сухопутных кварцевых гравиметров ГДК и ГАК.

В период с 1958 по 1970 год в сухопутной части Арктики и на Арктическом шельфе, в частности в пределах листов S-44, 45, начинают выполняться мелкомасштабные гравиметрические съемки с целью изучения региональных характеристик гравитационного поля. В 1959–1961 гг. Красноярским геологическим управлением в пределах территории была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 (А. В. Черный, 1961). Основными результатами проведенных работ являются гравиметрические карты в редукции Буге с сечением изоаномал 5 мГал.

Позднее, в 1969–1970 гг., в связи с поставленной перед ПГО «Красноярск-геология» задачей сплошного охвата гравиметрическими съемками всей территории Красноярского края, территория п-ова Таймыр вновь была охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 (А. П. Четвергов). Она выполнялась гравиметрами ГАК-ПТ и ГАК-ИЕ. В масштабе съемки были построены гравиметрические карты в редукциях Фая и Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 г/см³.

В период 1967–1968 гг. Полярная геофизическая экспедиция НИИГА выполняет на площади масштабные авиадесантные гравиметрические работы (Г. И. Гапоненко и др.). Съемки выполнялись по сети профилей с расстоянием между рядовыми профилями 15–20 км. Была достигнута достаточно высокая точность съемки $\pm 0,77$ – $0,94$ мГал. По материалам этих работ построены сводные гравиметрические карты масштаба 1 : 1 000 000 с сечением изоаномал 10 мГал.

С 1978 г. с выходом Постановления Правительства о проведении «Мировой гравиметрической съемки» (МГС), начинается новый этап изучения аномального поля силы тяжести на Арктическом шельфе. Программа МГС предусматривала выполнение гравиметрической съемки II класса (1 пункт на 100 км²), определение аномалий силы тяжести в редукции Буге с погрешностью не хуже ± 2 мГал, составление отчетных гравиметрических карт с сечением изоаномал 5 мГал. В выполнении гравиметрических съемок по программе МГС II класса на акваториях и островах Карского и Баренцева морей принимали участие две организации НПО «Севморгео»: ПМГРЭ (Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов) и МАГЭ (Морская арктическая геофизическая экспедиция, г. Мурманск). Применялись в основном вертолеты Ми-8, которым не требовалось больших ровных льдин, и они могли садиться в торосистом льду. Гравиметрические наблюдения на пунктах рядовой сети проводились одновременно тремя гравиметрами типа ГНК-К2, ГНУ-К2, Дельта и др., более совершенными по сравнению с прежними гра-

виметрами типа ГАК. Для плановой привязки пунктов гравиметрических наблюдений, помимо радиогеодезической системы «Поиск-С», широко применялась радионавигационная система РНС «Маршрут», а начиная с 1986 г. также использовались спутниковые приемо-индикаторы системы «Транзит» и «Магновокс». Для измерения глубин моря применялся механический лот. Использование указанных аппаратурно-технических средств позволило обеспечить все нормативные требования для МГС II кл.

Среднее значение погрешности определения аномалий с редукцией Буге ($2,67 \text{ г/см}^3$) практически не выходило за пределы от $\pm 1,3$ до $\pm 1,5$ МГал.

Авиадесантной съемкой МГС II кл. была покрыта вся восточная часть изучаемой акватории.

В последующем по программе МГС авиадесантные гравиметрические съемки на Карском шельфе, включая архипелаги Северная Земля и Земля Франца Иосифа, проводились с небольшими перерывами до 1992 г. В последние годы на территории Западного Таймыра параллельно с геологосъемочными работами проводится кондиционная гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000. На данный момент в пределах континентальной части листов S-44, 45 полностью выполнены съемки масштаба 1 : 200 000 (ФГУГП «ГЭ-3», ГПП «ЦАГРЭ», ОАО «ТГЭ», НПО «Севморгео»).

Магнитометрическая изученность. На площади работ первые рекогносцировочные маршрутные наблюдения были выполнены в 1961–1964 гг. (Деменицкая и др.). Привязка осуществлялась астрономическим способом с точностью в первые десятки километров. Использовались феррозондовые аэромагнитометры – АММ-13 и АЭМ-49. Вариационный контроль отсутствовал.

Следующий этап исследования акватории относится к периоду 1967 г. когда Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (в последующем Научно-производственным объединением «Севморгео») при участии ГУНиО МО СССР и ПМГРЭ выполнялись съемки масштаба 1 : 2 000 000 (Малявкин, Шимараев). Наблюдения проводились идентичным аппаратурным комплексом, который состоял из аэромагнитометра АММ-13 и протонно-прецессионного магнитометра – ППМ.

К следующему этапу изучения акватории относится выполнение в 1980–1981 гг. ПГЭ НПО «Севморгеология» (Малявкин и др.) в пределах акватории Карского моря аэромагнитной съемки масштаба 1 : 500 000 с прибором ЯМП-3 и АМП-7 на самолете Ил-14 с РГС «Поиск-Д». Точность съемки составила ± 10 –11 нТл, привязки – 200–500 м. По результатам съемки были построены карты аномального магнитного поля в графиках и изолиниях с сечением 50–100 нТл в масштабе 1 : 500 000. Этими работами был завершен этап региональных площадных аэромагнитных съемок на акватории.

Сухопутная часть территории листа в период 1958–1961 гг. изучена АМ-съемками в масштабе 1 : 200 000, выполненными Западным (Санкт-Петербург), Нижне-Обским и Горно-Таймырским (г. Новосибирск) геофизическими трестами, а также Северо-Таймырским НИИ геологии Арктики. Использовались аэромагнитометры АГСМ-25 и АЭМ-49. Точность этих съемок с фотопривязкой составила ± 10 –27 нТл.

С 1981 г. на территории листа начинают выполняться крупномасштабные (1 : 100 000–1 : 25 000) аэромагнитные работы. Основной задачей этих съемок

является обеспечение аэромагнитными материалами геологосъемочных работ, изучение тектонического строения территории. В течение 10 лет (до 1991 г.) выполняются съемки на пяти объектах (Челюскинский и Ленинский – 1981 г.; Диксонский и Мамонтовский – 1984–1985 гг., Сырадасайский – 1988–1991 гг.). Используется аппаратура с цифровой регистрацией наблюдений магнитного поля (Кам-28, ММС-214) и самолет Ил-14, позволяющая выполнять компьютерную обработку данных, расчет различных трансформаций магнитного поля.

В период 1990–1993 гг. Северо-Енисейской-геофизической экспедицией ПГО «Красноярскгеология» (В. В. Кобяков и др.) проводится комплексная аэрогеофизическая съемка с использованием станции СКАТ-77 (гамма-спектрометрия, магнитометрия) масштаба 1:200 000 на Усть-Пясинской площади.

В период 1999–2000 гг. аэрогеофизической партией ЦАГРЭ выполняются комплексные АМ и АГСМ съемки с использованием аэрогамма-спектрометра станции СТК-03 (Хутудинская и Ленинская площади). Основным результатом проведения аэрогеофизических работ на этих площадях явилось создание кондиционных цифровых моделей зарегистрированных геофизических полей (магнитометрия, гамма-спектрометрия), которые позволили уточнить многие особенности геологического строения изучаемой площади.

В 2002 г. ВИРГ-Рудгеофизика в содружестве со ВСЕГЕИ выполнило работы по созданию «Опережающей геофизической основы Государственной геологической карты территории Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа в масштабе 1:1 000 000». В результате этих работ была создана цифровая база данных практически всех вышеуказанных аэромагнитных съемок масштабов 1:500 000–1:200 000.

В 2014 г. Северной партией ПМГРЭ в акватории Карского моря листов S-44, 45 были выполнены работы по гидромагнитному профилированию (Морской магнитометр MPOS-IFC). Работы проводились с борта судна «Фритъоф Нансен» по 19 профилям, расположенным вкрест простираения основных геологических структур района. Профили располагались в соответствии с плановым положением глубинных профилей МОГТ ОАО «Севморнефтегеофизика» (далее – СМНГ), расположенных в пределах листов S-44, 45. Расстояние между профилями составило, в среднем, 28–30 км. Погрешность маршрутной гидромагнитной съемки, определенная по повторным маршрутам, составила ± 4 нТл.

Сейсмическая изученность. Изученность акватории Карского моря неоднородна. В 1980–1989 гг. основной объем работ на Притаймырском шельфе Карского моря выполняется МАГЭ. Были проведены профильные региональные работы МОВ ОГТ и КМПВ, в результате которых составлены схемы изохрон по горизонтам $F_1(IV)$, $II(I-II)$, сейсмогеологические разрезы, дополнена структурно-тектоническая схема Северо-Карского региона масштаба 1:2 500 000 (Т. Я. Федухина, 1980; Д. А. Разваляев и др., 1989).

В период с 1990 по 1992 год СМНГ (Е. А. Васильева, 1992) начинает выполнять региональные работы МОВ ОГТ в площадном варианте. Работы проводятся в северной части Южно-Карской синеклизы, в результате которых были построены структурные карты по отражающим горизонтам А(PZ?),

Б(J₃), М(K₁br), М'(K₁a), Г(K₂s) и С₃(K₂st) масштаба 1 : 500 000; по горизонту Ia(T₃) масштаба 1 : 2 500 000; карты изопахит мезозойских и палеозойских отложений масштаба 1 : 1 000 000, проведено тектоническое районирование, составлены тектонические схемы по подошве осадочного чехла и по кровле аптских отложений масштаба 1 : 1 000 000.

В 1989–2000 гг. СМНГ (В. А. Понина, объект 01/91) в южной части акватории Карского моря выполнило государственный заказ на проведение работ (16 000 пог. км МОГТ 2Д) по изучению геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна сейсморазведкой МОВ ОГТ с выделением зон возможного нефтегазонакопления, оценкой УВ ресурсов и подготовкой рекомендаций по выделению блоков лицензионных участков. Контур этих работ частично перекрывал участок СМНГ (1992 г.), соответственно, интерпретация материалов производилась по единой легенде.

В 2005–2007 гг. ФГУНПП «Севморгео» отработан опорный профиль 4-АР, по которому проведены сейсмические работы МПВ-ГСЗ, МОВ ОГТ, гравиметрические наблюдения, гидромагнитометрия, сейсмоакустическое профилирование, геодезические работы и газогеохимическая съемка (Т. С. Сакулина и др., 2007).

Проведение комплексных геолого-геофизических исследований на опорном профиле 4-АР (п-ов Таймыр – Земля Франца-Иосифа, 1370 пог. км.) является заключительным этапом в выполнении общероссийской программы региональных исследований, направленной на создание Государственной сети опорных геофизических профилей в Баренцево-Карском регионе. Профиль 4-АР совместно с ранее выполненными опорными профилями 1-АР (Кольский полуостров – Земля Франца Иосифа), 2-АР (полуостров Ямал – западная граница), 3-АР (Кемь – Северная Земля) образует замкнутый каркас, пересекающий основные геологические структуры Баренцево-Карского шельфа.

В период с 2004 по 2009 год на Северо-Карском шельфе СМНГ выполнила сейсморазведочные работы МОВ ОГТ 2Д в объеме 8000 пог. км. Площадь отчетных работ расположена в северо-восточной части Карского моря между северо-восточным окончанием арх. Новая Земля, о. Ушакова, арх. Северная Земля и п-овом Таймыр. По материалам проведена корреляция отражающих горизонтов и выделены дизъюнктивные нарушения, построены структурные карты по отражающим горизонтам (ОГ) А(PR-PZ), IV(O-S), III₁(D₁), III₃(D₃), II(D₃-P), I(P-T), Б(J), М(K₁), Д(P-Q), карты изопахит отложений между ОГ А(PR-PZ) и II(D₃-P), между ОГ II(D₃-P) и Б(J), между ОГ Б(J₃) и М(K₁), схема локальных структур Северо-Карского шельфа, тектоническая схема по подошве осадочного чехла – отражающему горизонту А(PR-PZ), схема перспектив нефтегазоносности Северо-Карского шельфа масштаба 1 : 1 000 000, сейсмогеологические разрезы.

С 2006 г. в континентальной части листов ОАО «Таймыргеофизика» проводились сейсморазведочные работы по сети региональных профилей с целью поиска новых зон нефтегазонакопления в области сочленения Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского прогиба и Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000. (В. Б. Бурдин и др., 2009). Общий объем исследований составил около 1200 пог. км.

По результатам работ проведено изучение геологического строения осадочного чехла и фундамента, более глубоких слоев земной коры в области сочленения Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского прогиба и Горного Таймыра.

В период 2007–2009 гг. в акватории Енисейского залива Южморгеология выполнила комплексные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ с гравитационными, магнитными измерениями и отбором донных осадков для проведения комплексных геохимических исследований. Общая протяженность отработанных в акватории Енисейского залива профилей составила 900 км.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листов S-44, 45 принимают участие верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские, кайнозойские полигенетические образования, расчлененные на свиты и толщи. В соответствии с Легендой Таймырско-Североземельской серии листов ГК-1000/3 (далее – Легенда ТСЗ), разновозрастные и формационно разнообразные стратифицированные комплексы сформированы в течение протерозойского, поздневендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-раннеюрского, раннеюрско-кайнозойского тектонических циклов. Последний цикл разделяется на юрско-меловой и позднемеловой – палеогеновый этапы [111]. В пределах каждого из циклов проведено геологическое районирование с выделением геологических районов (структурно-фациальные области) и геологических площадей (структурно-фациальные зоны), приведенных в табл. 1. Схемы стратиграфического расчленения приведены в табл. 2 и 3.

Описание стратифицированных образований приводится в стратиграфической последовательности и в соответствии с геологическим районированием Легенды ТСЗ.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Верхнепротерозойские образования на описываемой площади развиты на *Мининско-Коломейцевской геологической площади Мининско-Большевистского геологического района*, где представлены верхнерифейскими тревожнинским плагиогнейсово-амфиболитовым метаморфическим комплексом и приметнинской вулканогенно-осадочной толщей.

Тревожнинский комплекс ($agRF_3tr$) плагиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, выходы которых локализованы в восточной части берега Харитона Лаптева, ранее выделялся как тревожнинская толща, в ранге серии выделенная А. И. Забиякой со стратотипом на р. Тревожная. Позднее ранг подразделения был понижен до толщи. Толща имеет двучленное строение и представлена внизу (в ядрах гнейсовых куполов) комплексом

плаггиогнейсов и амфиболитов с прослоями мраморов и кальцифиров, а вверху (между гнейсовыми куполами) – комплексом кристаллических сланцев и плаггиогнейсов. Породы обоих комплексов характеризуются высокой степенью метаморфизма, соответствующей в целом амфиболитовой фации.

Таблица 1

**Геологическое районирование Таймырско-Североземельской серии листов
Госгеолкарты-1000/3 РФ (для листов S-44, 45)**

Акротема	Зонотема	Эрагема	Система	Отдел	Геологические районы (ГР)	Геологические площади (ГП)					
Фанерозойская	Кайнозойская	Четвертичная			II. Акваториально-шельфовый III. Таймыро-Североземельский IV. Северосибирский	Ia – Акваториальная шельфовая Северокарская глубоководная IIб – Акваториальная шельфовая Северокарская мелководная IIIа – Таймырская					
							Неогеновая				
							Палеогеновая	P ₂			
		Мезозойская	Меловая				K ₂ K ₁	II. Южно-Карский III. Таймыро-Североземельский IV. Усть-Енисейский	IVа – Пясинская		
										Юрская	J ₃
											J ₂
											J ₁
										Триасовая	T ₃
											T ₂
			T ₁								
			Пермская	P ₃							
				P ₂							
	P ₁										
	Палеозойская		Каменноугольная	C ₃							
		C ₂									
		C ₁									
		Девонская	D								
		Силурийская	S								
		Ордовикская	O								
	Протерозой	Верхний	Вендская	V ₂							
				V ₁							
		Рифей	RF ₃			I. Мининско-Большевистский	Iа – Мининско-Коломейцевская				

**Схема стратиграфического расчленения протерозойских
и верхневендских–среднекаменноугольных образований для площади листов S-44, 45**

Акротема	Эпохема	Эрагема	Система	Отдел	Северотаймыро–Североземельский ГР		Северо–Бырангский ГР				
					<i>Известинская ГП</i>	<i>Хутудинско- Коломейцевская ГП</i>	<i>Пясино- Фаддеевская ГП</i>	<i>Тарейско- Бырангская ГП</i>			
Протерозой	Верхний	Палеозой	C	C ₂				C ₁₋₂ vl			
				C ₁					C ₁ zl, C ₁ pr		
				D					D ₃	D ₃ dm	D ₁₋₃ tr÷vl
									D ₂	S ₂ -D ₂ up	
									D ₁		
									S	S ₂	
			S ₁								
			O	O ₃	O ₁₂ md						
				O ₂							
				O ₁							
				Є ₃			Є ₃ -O ₁ gr				
			Є	Є ₂	Є ₂ iz	V ₂ -O ₁ no÷st					
				Є ₁	Є ₁ ?sr		Є ₁₂ ju				
							Є ₁ nh+vh				
							Є ₁ mn				
			V	V ₂	V? _{st}	V? _{ln}					
					V? _{vs}						
					Мининско- Большевицкий ГР						
Мининско-Коло- мейцевская ГП											
V ₁											
RF ₃	RF ₃ pm										
	agRF ₃ ?tr										

П р и м е ч а н и е. *Палеозойские образования:* C₁₋₂vl – вольнинская свита; C₁zl, C₁pr – зелде-евская, перекактинская свиты; D₃dm – домбинская свита; D₁₋₃tr÷vl – тарейская, песчанинская и валентиновская свиты объединенные; S₂-D₂up – устьясинская свита; O₁-S₂as÷bl – астрономи-ческая, гольцовская, каменная и болотнинская толщи объединенные; O₁₂md – малодженнир-ская толща; Є₃-O₁gr – грустинская свита; V₂-O₁no÷st – нижеостанцовская свита, гравийнореч-енская, устремленновская толщи, степановская свита объединенные; Є₂?iz – известинская толща; Є₁₂ju – южнинская толща; Є₁?sr – сергеевская толща; Є₁nh+vh – нижнехутудинская и верхнехутудинская толщи объединенные; Є₁mn – мининская толща.

Протерозойские образования: V?_{st} – стерлеговская толща; V?_{vs} – воскресенская толща; V?_{ln} – ленивская серия; RF₃pm – приметнинская толща; agRF₃?tr – тревожнинский метамор-фический комплекс.

**Схема стратиграфического расчленения выходящих на поверхность среднекаменноугольных–нижнеюрских образований и юрско-меловых отложений
(для площади листов S-44, 45)**

Эрагема	Система	Отдел	Ярус	Южно-Карский ГР	Таймыро-Североземельский ГР	Усть-Енисейский ГР	
						<i>Пясинская ГП</i>	
Мезозойская	Ф	Р ₁	Датский	^s K ₂ km- P ₁ d – (сейсмокомплекс С ₃ -С ₁); на суше – K ₂ km-P ₁ d			
			Маастрихтский				<i>K₂tn</i> – танамская свита
	К	К ₂	Кампанский	^s K ₂ t-st – (сейсмокомплекс Г-С ₁); на суше – K ₂ t-st			<i>K₂sl</i> – салпадаяхская свита
			Сантонский				<i>K₂ns</i> – насоновская свита
			Коньякский				
			Туронский				<i>K₂dr</i> – дорожковская свита
		Сеноманский	^s K ₁ al ₂ -K ₂ s – (сейсмокомплекс М ₁ -Г); на суше – K ₁ al ₂ -K ₂ s			<i>K₁₋₂dl</i> – долганская свита	
		Альбский				<i>K₁jak</i> – яковлевская свита	
		Аптский					
		Барремский					
	Готеривский						
	К ₁	Валанжинский	^s K ₁ b-al ₁ – (сейсмокомплекс Б-М ₁)				
		Берриасский					
					Южно-Бырангский ГР (Диксоновская ГП)		
	Т	Т ₁	Индский				<i>T₁vt</i> – верхнетамская свита
							<i>T₁lb</i> – лабакская свита
Палеозойская	Р	Р ₃	Вятский	<i>P₃mr+bž</i> – макаревичская и бражниковская свиты объединенные			<i>P₃sd</i> – сырадасайская свита
			Северодвинский				
	Р ₂	Уржумский					<i>P₂kr</i> – крестьянская свита
		Казанский					
	Р ₁	Уфимский					<i>P₁ub</i> – убойнинская свита
		Кунгурский					
		Артинский					
		Сакмарский					
	С	С ₃	Ассельский				
			Гжельский				
С ₂	Касимовский						
	Московский						<i>C₂mk</i> – макаровская свита

Судя по немногочисленным химическим анализам амфиболитов и амфиболовых гнейсов, исходные вулканиты нижней части тревожинской толщи принадлежали, вероятно, к типу натриевых базальтов. Преобладающими

исходными породами верхней части толщи, по-видимому, были глинистые, песчано-глинистые слабоуглеродистые осадки. Подчиненное значение имели кремнистые и эффузивные породы основного состава. Возраст тревожнинской толщи определялся условно по геологическому положению. По данным ГК-1000/2, значения радиологического возраста слюд и амфиболов из пород толщи – соответственно 270–280 и 915 млн лет. Мощность толщи – более 4200 м [111].

В ранг метаморфического комплекса толща была переведена В. Ф. Прокурниным в ходе подготовки к изданию ГК-1000/3 листа S-46. Возраст комплекса был уточнен до условно позднерифейского – вендского [35].

На площади листов S-44, 45, по данным наших работ по подготовке к изданию ГК-1000/3, первично стратифицированные образования комплекса являются наиболее древними и представлены послойно мигматизированными кварцитами и слюдястыми кварцитами. Фрагмент разреза был составлен в нижнем течении р. Тревожная (т. н. 126), где в низких береговых обрывах на расстоянии 90 м прослежены чередующиеся полосчатые светлые и зеленоватые рассланцованные породы с реликтовыми гравелитовыми структурами. Азимут падения пород – 325° под углом 65° . Мощности светлых разностей колеблются от 1 до 4 м, а зеленоватых – от 0,5 до 6 м, увеличиваясь вверх по разрезу. В наиболее сохранивших первичное строение прослоях при петрографическом изучении выявляется переслаивание катаклазированных кварцсерицитовых, кварц-карбонатных, кварц-кордиеритовых сланцев. Отдельные прослои обогащены крупными метабластами альбита и, реже, микроклина, приобретая облик магматических пород. В верхней части разреза чаще встречаются слойки хлорит-карбонат-эпидотового состава, за счет чего породы имеют зеленоватую окраску. Характерны очковые структуры и реликты крупных гравийных зерен кварца. В силикатном составе резко преобладает кремнезем, составляя 75–78%. По данным реставрации первичного состава, породы относятся к осадочным, предположительно, к аркозовым песчаникам.

В 0,5 км выше по течению р. Тревожная (т.н. 125) среди разрозненных коренных выходов метаморфитов в экзоконтакте с гранодиоритами гусинского комплекса преобладают эпидот-альбит-кварцевые сланцы с наложенными серицитом и биотитом. Изотопный возраст гранодиоритов (U/Pb по цирконам) отвечает преимущественно (17 из 22 зерен) значениям 685–693 млн лет. Присутствуют в интрузии также четыре зерна с возрастными 706, 709, 713, 737 млн лет. Акцессорные цирконы (12 шт.), извлеченные из эпидот-альбитовых сланцев (проба 125-10), почти все имеют дискордантные значения возраста, за исключением одного зерна с возрастом 706 млн лет. Изотопный возраст (Ar-Ar) биотита в сланцах отвечает значению $289 \pm 3,1$ млн лет. В протолочках из существенно кварцевых сланцев набрать достаточное количество цирконов не удалось.

На основании пересечения описываемых метаосадочных пород интрузиями позднерифейского возраста, на площади листов S-44, 45 возраст исходных пород тревожнинского комплекса понижен до позднерифейского (не моложе 700 млн лет).

Мощность образований тревожнинского комплекса, в соответствии с Легендой ТСЗ, превышает 4200 м.

Более подробная характеристика пород тревожнинского комплекса будет приведена в гл. «Метаморфические и метасоматические образования».

Приметнинская толща (RF₃pm) выделена Е. А. Величко в 1949 г. и названа по горе Приметная. Стратотип расположен на правобережье р. Гусиная, ниже по течению от горы Приметная и на юго-восточном берегу зал. Гусиный. Толща представлена вулканитами среднего (реже основного и кислого) состава и мраморизованными известняками, претерпевшими зеленокаменный метаморфизм. В пределах площади работ толща развита на северо-западе Берега Харитона Лаптева от п-ова Михайлова до бух. Воскресенского. Нижняя граница толщи не установлена; предполагается, что она залегает на тревожнинской толще и перекрывается флишоидными образованиями вендского возраста. Протерозойский возраст толщи принимался по указанным геологическим данным. Мощность толщи – более 1500 м [111].

Наиболее подробно толща изучена в процессе незавершенной ГГС-200 Хутудинской площади и их результаты приводятся ниже [109]. Толща рассматривалась как базальт-андезит-плагиодацитовый магматический комплекс. Породы комплекса, по их данным, обнажены на сопке Заозерная, в районе горы Приметная, а также вскрыты на забоях скважин 5 и 7 под чехлом мезокайнозойских отложений на п-ове Михайлова, где представлены туфами и игнимбритами среднего – основного состава.

Соотношения вулканитов приметнинского комплекса с вмещающими породами на площади ГГС-200 не наблюдались. На севере о. Соревнований, по данным А. И. Забияки, отмечено наличие фациальных переходов, устанавливаемых по переслаиванию туфогенных пород приметнинской толщи с нормально осадочными образованиями конечнинской свиты, ныне входящей в стерлеговскую толщу.

Вулканиты приметнинского комплекса формируют магнитное поле с большим количеством положительных аномалий, обусловленных резко повышенной магнитной восприимчивостью пород андезибазальтового состава.

Для вулканитов среднего состава приметнинского комплекса характерны желтовато-зеленые и серо-зеленые тона, определяемые соотношением вторичных альбита, кварца, эпидота, хлорита, карбоната, актинолита, рудных и серицита. Породы основного состава чаще окрашены в темно-серый, черный цвета. Эффузивные породы имеют бластомелкопорфировые, реже бласто-среднепорфировые структуры. В андезибазальтах местами различима бластодолеритовая структура, а в обломках из вулканогенно-осадочных пород – гилопилитовая, микросферолитовая и фельзитовая. Плагиоклаз во всех породах постоянно псевдоморфно замещен агрегатами, в зависимости от первичного состава, серицита, альбита и эпидота, а предполагаемый первичный пироксен – агрегатами эпидота, хлорита и актинолита. Из туфов преобладают дациандезитовые пеплово-лапиллиевые лито-кристалловитрокластические и кристалло-витрокластические. Вулканиты претерпели зеленокаменный метаморфизм эпидот-актинолитовой субфации, часто пропилитизированы, местами по зонам тектонических нарушений аргиллизированы.

Базальтоиды приметнинского комплекса относятся к умеренно-глиноземистым породам, андезиты – к высокоглиноземистым, плагиодациты и пла-

гиориодациты – к весьма высокоглиноземистым. Часть пород относится к калиево-натриевой, часть – к натриевой серии нормальной щелочности.

Содержания микроэлементов в плагиодацитах, андезибазальтах и базальтах близки. При этом установлены пониженные в 2–10 раз относительно кларков соответствующих пород содержания Ba, Rb, Nb, Th, Pb, Ni, Cs, Li, Be, U. Превышения кларковых содержаний (примерно в 2 раза), отмечены только для V и Co в андезибазальтах. Скорее всего такое распределение возникло при зеленокаменных изменениях пород. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний TR всех пород субпараллельны; аномалии Eu выражены слабо и незакономерны.

Плотность пород приметнинского комплекса по результатам измерения 105 образцов колеблется от 2,6 до 3,0 г/см³, средняя – 2,84 г/см³.

Магнитная восприимчивость вулканитов дацитового состава (46 обр.) составляет 22×10^{-5} ед. СИ ($V = 404\%$), андезибазальтового состава (35 обр.) – 82×10^{-5} ед. СИ ($V = 211\%$), базальтового состава (38 обр.) – 266×10^{-5} ед. СИ ($V = 136\%$).

По всем имеющимся данным, приметнинский комплекс ближе всего стоит к островодужной андезит-дацитовой формации («зеленых туфов»). У приметнинского комплекса был сохранен условно протерозойский возраст, ранее присваивавшийся приметнинской толще [109].

В ходе работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 нами были дополнительно изучены образования приметнинской толщи на п-ове Михайлова (сопка Заозёрная), в нижнем течении р. Гусиная и на островах Соревнований и Маркгема.

На участке описанного выше разреза в районе *сопки Заозерная* (т. н. 190) нами были отобраны пробы из разноразмерных туфов и туфолов (190-1, 2, 3). Выделенные из проб цирконы были проанализированы (SIMS SHRIMP) в изотопном центре ВСЕГЕИ. Из девяти цирконов конкордантными оказались четыре шт., возрасты которых отвечают 236, 250, 252 и 1051 млн лет. В соответствии с полученными результатами, а также с учетом свежего облика пород и сходства их силикатного состава с триасовым скотт-гансеновским вулканогенным комплексом, образования сопки Заозёрная переведены нами в указанный комплекс.

В *устье р. Гусиная* (т.н. 129, 140) на правом берегу и по берегам мелкого правого притока широко развиты коренные выходы основных эффузивов и их туфов восток–северо-восточного простирания. Породы представлены интенсивно передробленными псефитовыми литокластическими основными туфами зеленого цвета с растянутыми по сланцеватости эпидотизированными обломками и включениями кварца. В нижней части обн. 129 зафиксирован базальт с куполовидной отдельностью. В т. н. 139 стратиграфически выше (судя по структурным построениям) выходят туфы риодацитов псаммитовой размерности. Изотопный (U/Pb) конкордантный возраст семи зерен циркона, извлеченных из андезибазальтовых туфов и проанализированных (SIMS SHRIMP) в изотопном центре ВСЕГЕИ (проба 129-3) отвечает 1512, 1604, 1642, 1732, 2637, 2666, 2726 млн лет, что, видимо, указывает на их захват из относительно близрасположенных древних образований. В пробе 139-1 из

кислых туфов содержатся цирконы с конкордантными возрастaми 681, 1468, 1815, 1872, 2559, 2651 млн лет.

В 2014 г. наиболее представительный разрез толщи был составлен А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой, Е. В. Молчановой по юго-западным береговым обрывам о. Соревнований (т. н. 20, 127, 228). Снизу вверх по разрезу (с востока на запад) в т. н. 228 прослежены отложения*.

1. Риолиты(?) полосчатые с чередованием зеленовато-серой и желтой окраски. Азимут падения 245°, угол 80°	4,5
2. Туфы(?) зеленоцветные карбонатизированные порфиоровые(?)	10
3. Вулканиды зеленоцветные афировые	2,5
4. Зеленоцветные псефитовые туфы	2,5
5. Вулканиды зеленовато-серые окварцованные	4,5
6. Туфы псефитовые серо-зеленые с пиритом	10,5
7. Пропуск разреза – около 100 м, в конце интервала – согласная дайка риодацитов мощностью около 40 м, за которой разрез наращивается по т. н. 127:	
8. Туффиты тонкослоистые зеленоцветные с псаммитовыми туфами и прослоем темно-зеленых туфов в кровле. Азимут падения 245°, угол 50°	5
9. Туфы среднего состава сероцветные тонкозернистые	3,5
10. Согласная дайка риодацитов мощностью 5 м. Далее разрез наращивается по т. н. 20:	
11. Туфы кислого состава тонкослоистые (по 0,1–0,15 м) в переслаивании с массивными зеленовато-серыми туфами (по 0,5–0,6 м). В нижней части отмечаются прослой темно-серых туфов среднего состава и псефитовых туфов	14
12. Туфы кислого состава массивные светло-серые обохренные	17
13. Туфы кислого состава рассланцованные, обохренные, пиритизированные. В нижней части – псефитовые туфы	18
14. Туфы кислого состава тонкослоистые и массивные	13

Сводная мощность разреза – 105 м.

В породах отмечаются незначительная эпидотизация и серицитизация. По химическому составу как эффузивы, так и их туфы очень выдержанны и отвечают андезидацитам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 1). В туфах присутствуют единичные обломки основных эффузивов. Конкордантный изотопный возраст шести из 10 проанализированных (SIMS SHRIMP) в изотопном центре ВСЕГЕИ цирконов колеблется в интервале 659–687 млн лет. Еще одно зерно имеет возраст 1104 млн лет, а прочие три – дискордантны. Изотопный (Ar/Ar) возраст, полученный в СО РАН по плагиоклазу пробы 20-7 и по амфиболу проб 127-1 и 228-1, составляет соответственно: $227 \pm 4,7$ (поздний триас), $378,9 \pm 4$ (поздний девон), $406,9 \pm 2,4$ (ранний девон) млн лет. Указанные датировки плохо сопоставляются с результатами, полученными для цирконов и отвечают, видимо, более молодым наложенным процессам.

В 2015 г. фрагмент разреза приметинской толщи составлен А. А. Макарьевым и В. А. Скаковским (т. н. 543) по береговым обрывам в северной части о. Маркгам (к западу от устья р. Тревожная). Толща сложена ритмичным чередованием темно-серых алевролитов, черных аргиллитов и светло-серых м/з песчаников (Аз. пад. 85°, угол 70°). Мощность прослоев составляет 5–30 см. Отмечаются субсогласные дайки (покровы?) светло-серых риолитов

*Здесь и далее в разрезах мощность указана в метрах.

мощностью от 0,2 до 1,6 м. Все породы интенсивно дислоцированы, передроблены. Мощность разреза – 35 м. При петрографическом изучении среди пород были определены кислые игнимбриты, пелитовые и псаммитовые кислые туфы, а в метаосадочных породах повсеместно отмечены инъекции кислых эффузивов. Отмечены единичные прослои эпидотизированных туфов более основного состава, из которых удалось извлечь для изотопных (U/Pb) исследований 29 цирконов. Для 22 зерен из 29 (проба 543-11), проанализированных (SIMS SHRIMP) в изотопном центре ВСЕГЕИ, был получен конкордантный возраст в интервале 663–744 млн лет.

По силикатному составу (прил. 11, табл. 1) вулканиты приметнинской толщи отвечают нормальным и умереннощелочным базальтам и андезибазальтам, андезитам, андезидацитам, риодацитам. Все проанализированные породы относятся к известково-щелочным сериям.

Наблюдениями 2014–2015 гг. установлено пересечение пород гусинского комплекса туфолами приметнинской толщи (т.н. 28), а фрагменты приметнинской толщи на о. Маркгам прорваны интрузиями нерасчлененных позднерифейских габбро с более молодым изотопным возрастом.

В соответствии с указанными геологическими данными и с учетом полученных изотопных датировок цирконов из пород приметнинской толщи возраст ее может считаться позднерифейским.

Нерасчлененные рифейские (RF) образования, представленные гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, метавулканитами общей мощностью более 500 м, условно показаны в составе фундамента на разрезе к геологической карте (акватория Мининско-Коломейцевской геологической площади).

В южной части разреза нерасчлененные рифейские образования выделены по сейсмическим данным [100] в качестве сейсмокомплекса (^сRF) с отражающими горизонтами VII–Vг. Породы представлены сланцами, мраморами, доломитами, метапесчаниками.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА – ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ВЕНД – СРЕДНИЙ КАРБОН

Отложения данного возрастного этапа развиты как в Северотаймыро-Североземельском, так и в Северо-Бырангском геологическом районах, различаясь полнотой разреза и литологической характеристикой свит и толщ.

На акватории нерасчлененные образования венд-раннепалеозойского возраста являются, по данным СМНГ, акустическим фундаментом.

Северотаймыро-Североземельский геологический район

Северотаймыро-Североземельский геологический район разделяется на две геологические площади: Хутудинско-Коломейцевскую, где присутствуют вендские, кембрийские и ордовикские отложения, и впервые выделяемую Известинскую, где развиты, предположительно, отложения кембрийского возраста.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложения вендского возраста развиты на **Хутудинско-Коломейцевской геологической площади** и представлены ленивенской серией.

Ленивенская серия была выделена Ю. Е. Погребицким [23] и включала весь комплекс преимущественно терригенных флишоидных отложений к западу от р. Ленивая, вплоть до шхер Минина и зал. Пясинский. Возрастной объем этого подразделения точно не был определен; оно целиком включалось в состав докембрия.

Позже это название, но только для свиты, было использовано в Объяснительной записке к геологической карте Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000, причем возрастной объем ее был ограничен поздним рифеем [6].

В серийной Легенде ТСЗ [111] предлагается рассматривать данное подразделение как воскресенская и стерлеговская толщи нерасчлененные рифейского возраста. Нижняя граница ленивенской серии не вскрыта, верхняя определяется подошвой мининской толщи. Возраст отложений серии устанавливается исходя из ее положения в разрезе непосредственно ниже отложений мининской толщи и, в соответствии с дополнением к Легенде ТСЗ по листу S-46 [35], в настоящее время принят условно вендским.

Воскресенская толща (V?vs) была выделена в ранге свиты А. И. Забиякой и названа по бух. Воскресенского без указания стратотипа, в связи с чем ранг ее был понижен до толщи. Она распространена в нижнем течении р. Ленивая, в бухтах Воскресенского и Ветер. Метаморфизированные отложения воскресенской толщи установлены на островах Тилло и Каминского. Толща сложена зеленовато-серыми метапесчаниками, метаалевролитами и темноокрашенными ильменитсодержащими сланцами с довольно высоким содержанием углеродистого вещества. Нижняя граница толщи не установлена.

По данным А. И. Забияки, нижняя подтолща сложена ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми олигомиктовыми, реже кварцевыми метапесчаниками, метаалевролитами и черными сланцами, неравномерно сульфидизированными и содержащими порфиробласты ильменита. Мощность подтолщи – 2300–2400 м. В зонах, подвергшихся метаморфизму, описываемые породы преобразованы в гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые плаггиогнейсы и гранат-ставролит-биотит-кварцевые, гранат-силлиманит-кордиерит-биотит-кварцевые сланцы и гнейсы.

Верхняя подтолща состоит из черных, часто содержащих многочисленные вкрапленники пирита, сланцев и филлитов и неравномерно распределенных по разрезу слоев (до 1,5 м) зеленовато-серых и темно-серых массивных метапесчаников. Мощность верхней подтолщи – от 90 до 400 м. В зонах метаморфизма породы верхней подтолщи преобразованы в дистенсодержащие сланцы. В бух. Воскресенского они превращены в графитисто-кварцевые сланцы, в среднем течении р. Ленивая, на реках Толевая и Медвежья представлены графитовыми гнейсами.

Рифейский возраст воскресенской толщи определялся, исходя из состава микрофоссилий, таких как *Protosphaeridium densum* Tim., *P. locatum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *Trachysphaeridium laminaritum* Tim., *Kildinella hyperboreica*

Tim. и др., сходных с аналогичными представителями из рифейских отложений Учуро-Майского и Оленёкского поднятий [46].

По полевым наблюдениям и результатам аналитических исследований, выполненных в ходе наших работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 на листы S-44, 45, складывается впечатление, что выделенные на нашей площади участки развития воскресенской толщи в ряде случаев, когда они выделяются по глубокометаморфизованным породам, являются смесью из вендских и, возможно, раннекембрийских отложений. Подтверждением тому является изотопный (U/Pb) возраст детритовых цирконов из пород по разрезам с берегов бух. Воскресенского, где в пробах содержится значительное количество поздневендских (532–570 млн лет) акцессорных цирконов. Сказанное относится к пробам с мыса Низкий (11-2, 120-1), мыса Серп (14-3), о. Правды (15-1), мыса Пасть (12-2), р. Широкая (10-2). На геологической карте конфигурация границ воскресенской толщи оставлена без изменений относительно ГК-1000/2.

Возраст толщи, в соответствии с листом S-46, принимается условно вендским, хотя, по данным изотопного возраста детритовых цирконов, должен быть не древнее конца позднего венда – начала раннего кембрия.

Мощность толщи, в соответствии с Легендой ТСЗ, принимается 810–820 м.

Стерлеговская толща (V?st) в ранге свиты была выделена А. И. Забиякой в 1974 г. и названа по мысу Стерлегова. В связи с тем, что контакт с вышележащими отложениями не наблюдался, ранг ее был понижен до толщи. Согласно налегание стерлеговской толщи на воскресенскую наблюдалось А. И. Забиякой на мысе Пасть (район бух. Воскресенская). К стерлеговской толще (верхней ее части) в Легенде ТСЗ относятся отложения конечнинской толщи, выделенной А. И. Забиякой в 1974 г. Название толщи дано по бух. Конечная, которая расположена в восточной части п-ова Минина в районе бух. Глухая. Возраст стерлеговской толщи первоначально в Легенде ТСЗ определялся как рифейский, исходя из состава встреченных в ее породах микрофоссилий, датирующих ее не точнее, чем рифей, а также отложений с коккоидными формами, считающимися раннерифейскими [111].

Стерлеговская толща в стратотипической местности представлена серыми и зеленовато-серыми метапесчаниками, ритмично переслаивающимися с темно-серыми до черных филлитов (метааргиллиты). В ее составе резко преобладают метапесчаники. Часто встречаются послойные карбонатные стяжения, спорадически – линзовидные прослои кварцевых метатравелитов. Широко развиты минералы ильменита и пирита.

На площади листов S-44, 45 стерлеговская толща распространена на тех же участках, что и воскресенская. Стратотипическим районом распространения толщи является мыс Стерлегова и нижнее течение р. Ленивая. Стерлеговская толща прослежена от бух. Глухая в шхерах Минина и далее в северо-восточном направлении до верхнего течения рек Диоритовая, Светлая, приустьевой части р. Непонятная (правого притока р. Ленивая). В северной части площади по Берегу Харитона Лаптева выходы толщи закартированы от северной оконечности мыса Поспеева до о. Североморцев, включая всю южную часть бух. Воскресенского.

В ходе проведения наших работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 на листы S-44, 45 были составлены разрезы толщи на различных участках.

В 2015 г. наиболее представительный сводный разрез стерлеговской толщи был составлен в нижнем течении р. Ленивая в 12 км от устья А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой и Е. В. Молчановой (т. н. 183, 259, 539). Здесь, в правобережных обрывах реки прослежены (снизу вверх) следующие пачки.

1. Сланцы темно-серые тонкоплитчатые, интенсивно ожелезненные по поверхности с линзовидными прослоями более плотных мелкозернистых метапесчаников светло-серых мощностью 2–4 см 17
2. Сланцы темно-серые тонкоплитчатые, аналогичные п. 1. В них отмечаются прослой (0,2–0,3 м) плотных средне-крупнозернистых метапесчаников белесовато-серых с плитчатой отдельностью. Для песчаников характерны мелкие охристые включения железистых карбонатов, придающих породе «пятнистую» текстуру. В верхней части пачки сланцы преобладают, а прослой метапесчаников (0,15–0,4 м) находятся в подчиненном количестве. Аз. падения пород 345°, угол – 65° 32
3. Тонкоритмичное чередование (1–2 см) белесовато-серых метапесчаников, охристых ожелезненных сланцев и черных сланцев без ожелезнения. В кровле пачки отмечается увеличение мощности прослоев метапесчаников до 0,2–0,3 м 23
4. Метапесчаники темно-серые до черных, по поверхности ожелезненные, с прослоями (0,5–0,7 м) черноцветных сланцев, очень сильно рассланцованных, с «узловой» текстурой за счет включения мелких (1–2 мм) черных минералов. Азимут падения 15°, угол 50°. В 3 м от кровли отмечается зона нарушения шириной 1,5 м, по которой породы превращены в оливково-серые суглинки. Отмечается увеличение радиоактивности пород до 20–25 мкР/ч (при фоне 10–12 мкР/ч). Аз. простираения зоны нарушения 85° 15
5. Пропуск разреза. Разрозненные выходы темно-серых метапесчаников и темно-серых до черных углистых аргиллитов, интенсивно ожелезненных 18
6. Метапесчаники светло-серые мелкозернистые, по поверхности ожелезненные (охристо-бурые), интенсивно рассланцованные. В верхней части пачки (2–3 м) – тонкоритмичное чередование темно-буровато-серых металевролитов (0,1–0,2 м) и светло-серых мелкозернистых метапесчаников (2–5 см) 11
7. Алевролиты темно-серые, «шелковистые», с прослоями (3–5 см) серых метапесчаников мелкозернистых с уплощенными включениями до 0,5 см («вмывы») коричневатого бурого карбонатного материала. В алевролитах отмечаются уплощенные карбонатные конкреции до 5,0 см и пиритизация пород (кристаллы до 0,5 см) 6
8. Алевролиты темно-серые по поверхности ожелезненные, пятнистые («рябье»), интенсивно рассланцованные с единичным прослоем серых метапесчаников (1,5 м) в средней части пачки. Отмечаются секущие кварцевые жилы (0,1–0,2 м) ... 11
9. Метапесчаники серые мелкозернистые плитчатые, с единичным прослоем в кровле (1,0 м) алевролитов с мелкими включениями (1–2 мм) железистых карбонатов 11
10. Алевролиты темно-серые тонкоплитчатые (0,3–0,7 м) с прослоями серых среднезернистых метапесчаников (0,2–0,4 м). В нижней части пачки (5,0 м) преобладают песчаники среднезернистые коричневатого-серые плотные массивные 18
11. Песчаники серые разнозернистые (от среднезернистых до алевритистых) с единичными прослоями (5–10 см) мраморизованных известняков светло-зеленоватого-серых. В основании пачки (2,0 м) – тонкоритмичное переслаивание (от нескольких мм до 1–2 см) темно-серых до черных алевролитов и аргиллитов 13
12. Песчаники среднезернистые серые массивные (0,2–0,3 м) биотитовые в ритмичном переслаивании с алевролитами темно-серыми плитчатыми. Отмечаются единичные прослой (5–10 см) серых мраморизованных известняков 5

13. Метапесчаники серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые рассланцованные. В верхней и средней частях пачки по поверхности напластования отмечаются знаки крупной волновой ряби. Аз. падения пород 175° , угол -50° . Аз. падения трещин отдельности 355° , угол 60° . Судя по трещинам отдельности залегание пород нормальное	11
14. Сланцы темно-серые биотитовые, сильно рассланцованные, ожелезненные с единичными прослоями (до 1–2 м) сланцев с мелкой вкрапленностью (1–2 мм) железистых карбонатов. В сланцах отмечаются редкие линзовидные прослои (4–10 мм \times 0,2–0,3 м) серых известковистых м/з песчаников. Аз. падения пород 340° , угол -75°	22
15. Метапесчаники темно-серые мелкозернистые, очень сильно рассланцованные, биотитовые в переслаивании (2–3 м) с более массивными серыми м/з песчаниками слабоизвестковистыми. Все породы по поверхности сильно ожелезнены	15
16. Сланцы (филлиты) стально-серые, по трещинам отдельности интенсивно ожелезненные. Аз. падения сланцеватости 355° , угол 70°	14
17. Метапесчаники темно-серые известковистые тонкоплитчатые, интенсивно рассланцованные. Отмечается чередование прослоев (3–4 м) более массивных песчаников и тонкоплитчатых. Все породы по поверхности интенсивно ожелезнены; отмечаются редкие вкрапления пирита	38
18. Сланцы (филлиты) темно-серые интенсивно рассланцованные, плейчатые (прослеживаются фрагментарно в оплывшем склоне)	19
19. Метапесчаники серые, темно-серые до черных, тонкоплитчатые, ожелезненные. В средней части пачки прослой (3–4 м) темно-серых интенсивно рассланцованных филлитовидных сланцев.	12
20. Сланцы филлитовидные зеленовато-серые, темно-серые, пятнистые за счет мелких порфиробластов биотита (до 1–2 мм). Все породы интенсивно ожелезнены по поверхности	17

Сводная мощность разреза по р. Ленивая составляет 335 м.

Для определения нижней возрастной границы отложений в ГЕОХИ были проведены изотопные (U/Pb, LA-ICPMS) исследования детритовых цирконов из трех проб (539-3, 183-17, 259-13) метапесчаников. Возраст (млн лет) цирконов (77 конкордантных значений из 96 исследованных зерен) включает: 8 – ранний кембрий (522–535 млн лет); 56 – поздний венд (536–568 млн лет); 6 – ранний венд (576–596 млн лет); 5 – конец позднего рифея (605–668 млн лет) и по одному зерну среднего рифея (1242 млн лет) и позднего карелия (1785 млн лет). Можно отметить, что наиболее древние зерна приурочены к пробе 183-17 из средней части разреза, а в верхней части (проба 259-13) интервал возрастов ограничен значениями от 528 до 568 млн лет, что может указывать на изменения состава области сноса.

Фрагмент практически неизменных пород стерлеговской толщи описан Е. М. Макарьевой в устье р. Ленивая (т.н. 186), где в коренном залегании на правом берегу прослежены песчаники существенно кварцевые серо-зеленоцветные, с прослоями черных раскливажированных алевролитов. Характерными особенностями песчаников является обилие уплощенных конкреций известковистого состава и отпечатки знаков ряби. Азимут падения 60° , угол 25° . По результатам микропалеонтологического исследования (Е. Ю. Голубкова, ИГГД РАН), в породах присутствует рассеянное органическое вещество черного цвета (проба 186-1). Возраст детритовых цирконов в пробе 186-3 (10 конкордантных значений из 20) составляет 118, 556, 557, 565, 691, 717,

1573, 1632, 1807 и 1994 млн лет. Видимая мощность обнажения в береговом обрыве – 10 м.

Фрагмент разреза стерлеговской толщи составлен в 2015 г. непосредственно на мысе Стерлегова А. А. Макарьевым и Е. В. Молчановой (г.н. 224). Здесь в морском обрыве высотой 3–4 м прослежены (снизу вверх по разрезу отложения).

1. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, с единичным прослоем серых гравелитистых песчаников (5–7 см). В кровле пачки (1,0 м) – прослой темно-зеленых аргиллитов, очень сильно расклевжированных, тонкоплитчатых до листоватых 7
2. Песчаники светло-зеленовато-серые мелко-среднезернистые, тонкоплитчатые с блоковой отдельностью до 2–3 м. Отмечаются единичные прослой (0,1–0,2 м) темно-зеленых глинистых алевролитов и уплощенные конкреции (1–2 × 7–8 см) белесых по поверхности известковистых песчаников. Аз. падения пород 350°, угол 75°, трещин кливажа – аз. падения 100°, угол 35–75°. Судя по трещинам кливажа, залегание пород нормальное 20

Для пород с мыса Стерлегова в ГЕОХИ РАН выполнено определение возраста детритовых цирконов (проба 224-4). Из 33 зерен, отданных на определение, конкордантный возраст имеют 24 зерна, в том числе: ранний кембрий – 1 (533 млн лет), поздний венд – 9 (542–564 млн лет), ранний венд – 5 (573–600 млн лет), поздний рифей – 3 (626–676 млн лет), ранний рифей – 4 (1433–1554 млн лет), поздний лопий – 1 (2682 млн лет), саамий – 1 (3501 млн лет).

Отложения, развитые на мысе Поспеева, ранее, до составления Легенды Таймырско-Североземельской серии листов ГК-1000/3, относились к поспеевской толще поздневендского – раннекембрийского возраста, а на ГК-1000/2 – к блоку нерасчлененных кембрий-ордовикских образований. Непосредственно на мысе Поспеева определены *Asperatosphoshaera bavlensis* Schep., *A. Partialis* Schep., *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *B. Cerinum* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiomarginata corpuscular* Iet., *Microhystridium tornatum* Volk., *Tasmanites variabilis* Volk. Указанные виды микрофоссилий характерны для нижнекембрийских отложений доминопольского и лонтоваского горизонтов Эстонии [71].

В проанализированной Е. Ю. Голубковой пробе с мыса Поспеева, отобранной нами в 2014 г., микрофоссилии не обнаружены.

Для песчаников из нижней части разреза по мысу Поспеева в 2015 г. в ГЕОХИ РАН было выполнено определение возраста детритовых цирконов (проба 17-2). Из 20 зерен конкордантный возраст имеют 19, в т. ч.: поздний венд, переходный к раннему кембрию – 5 (537–544 млн лет), поздний венд – 6 (550–570 млн лет), ранний венд – 1 (578 млн лет), поздний рифей – 6 (619–712 млн лет), ранний рифей – 1 (1140 млн лет). Таким образом, возраст цирконов указывает на сходный состав области сноса отложений на мысе Поспеева с отложениями стерлеговской толщи.

Возраст стерлеговской толщи обосновывается находками микрофоссилий в разрезах нижней части р. Коломейцева на сопредельном к востоку листе S-46, где определены следующие формы (определения Л. Н. Смирновой) *Pro-*

tosphaeridium densum Tim., *P. laccatum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. pusillum* Tim., *P. cavernosum* Tim., *P. cellularis* Jlt., *Trachysphaeridium patllare* Tim., *T. laminaritum* Tim., *T. araeneosum* Jlt., *Gloecapsomorpha faveolata* Jlt.

Аналогичные формы микрофоссилий установлены в стратотипическом для конечнинской толщи районе (кутовая часть бух. Конечная – гора Конечная). Здесь дополнительно определены следующие виды: *Kildenella hyperbo-reica* Tim., *K. jacutica* Tim., *K. sinica* Tim., *Leiosphaeridia bituminosa* Tim., *L. complicatum* Andr., *Leomiuscula minuta* Naum., *Margominuscula tremat* Naum., *Trematosphaeridium atteniaritum* Tim., *T. holtedahlii* Tim. [54].

Кроме того, имеется определение изотопного возраста детритовых цирконов из отложений стерлеговской толщи (проба 280130), выполненное В. Ф. Проскурниным в Изотопном центре ВСЕГЕИ. Из 41 зерна цирконов конкордантный возраст имеет 21 зерно, в т. ч.: ранний кембрий – 1 (522 млн лет), поздний венд – 6 (543–563 млн лет), ранний венд – 1 (585 млн лет), ранний рифей – 5 (602–709 млн лет), средний рифей – 2 (1081–1305 млн лет), ранний карелий – 6 (1659–1911 млн лет).

Для верхней части стерлеговской толщи (конечнинская толща) имеется определение абсолютного возраста детритовых цирконов, также выполненное В. Ф. Проскурниным (проба 18002). Из 41 зерна цирконов конкордантный возраст имеют 32, в т. ч.: ранний кембрий – 3 (524 – 534 млн лет), поздний венд – 10 (544 – 570 млн лет), ранний венд – 3 (574 – 586 млн лет), поздний рифей – 3 (619 – 623 млн лет) средний – ранний рифей – 2 (1250 – 1638 млн лет), ранний карелий – 3 (1727 – 1903 млн лет).

На основании определения микрофоссилий и приведенных выше результатов изотопных исследований детритовых цирконов с площади листов S-44,45 и S-46, возраст стерлеговской толщи принимается условно вендским, хотя примесь раннекембрийских цирконов, а также цирконы с возрастом, отвечающим концу позднего венда, позволяют считать ее и более молодой.

Мощность толщи, в соответствии с Легендой ТСЗ, составляет 1500 м.

Ленивенская серия (*V?ln*). Нерасчлененные воскресенская и стерлеговская толщи в ранге ленивенской серии показаны на участках сильно метаморфизованных и мигматизированных пород, а также на акватории. Состав пород отвечает суммарному составу таковых для обеих тощ (метапесчаники, метаалевролиты, метааргиллиты, известковистые песчаники, метагравелиты, зонально метаморфизованные до сланцев и гнейсов).

Для отдельных проб из пород ленивенской серии в ГЕОХИ РАН были выполнены изотопные (U-Pb LA-ICPMS) исследования детритовых цирконов, результаты которых сходны с результатами для воскресенской и стерлеговской тощ.

Остров Узкий (острова Мона) сложен груборитмичной толщей метаморфизованных пород серо-зеленого цвета, смятых в пологие складки (т.н. 567). Породы представлены альбит-биотитовыми сланцами, сходными с отдельными пробами из пород с мыса Пасть (бух. Воскресенского). Видимая мощность образований составляет около 500 м. По данным изотопных исследований 32 детритовых цирконов из двух проб (567-4, 7), конкордантный возраст имеют 30 зерен. Возраст (млн лет) цирконов раннекембрийский (4 шт. – 512, 516, 518, 534), вендские (11 шт. в инт. 543–574), поздне-среднерифейские

(4 шт. – 622, 659, 667, 1270), раннерифейские (7 шт. в инт. 1332–1652) и позднекарельские (1814, 1915, 2044).

Элювием практически неизменных терригенных пород, литологически сходных с породами в устье р. Ленивая, перекрыты ранневендские граниты чугуновского комплекса на пляже и низкой террасе северного берега бух. Чугунок. Возраст детритовых цирконов из указанных пород (14 конкордантных значений из 18 зерен) в пробе 193-4 отвечает позднему венду (13 шт. – 540–567 млн лет). Отмечено одно зерно с возрастом 638 млн лет (поздний рифей).

В пробе 9-1 из гранат-биотитовых сланцев, отобранных в кутовой части бух. Михайлова, наиболее молодые цирконы (14 шт. из 19 конкордантных значений) входят в инт. 537–558 млн лет, а в пробе 9-4 с той же точки – в интервалы 514–531 (5 шт. из 28) и 537–564 млн лет (13 шт. из 28). Кембрийские возрасты в пробе 9-1, скорее всего, отражают наложенные процессы мигматизации и гранитизации. В слабоизмененных породах цирконы моложе конца позднего венда не отмечаются.

Возраст ленивенской серии принимается условно вендским в соответствии с возрастом составляющих ее толщ.

Мощность, в соответствии с мощностями слагающих толщ, превышает 2300 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийского возраста развиты на Известинской и Хутудинско-Коломейцевской геологических площадях.

Известинская геологическая площадь

Известинская геологическая площадь в Легенде Таймырско-Североземельской серии листов ГК-1000/3 выделяется впервые. Связано это с тем, что до 2008 г. сведения о геологическом строении островов Известий ЦИК практически отсутствовали. Толщу пестроцветных слабометаморфизованных слоев, описанную на островах в 1957 г. В. В. Захаровым и А. С. Зеленко, по мнению Ю. Е. Погребницкого, следовало относить к становской свите рифейского возраста, выделенной М. Н. Злобиным [19].

В 2014–2015 гг., в ходе работ по подготовке к изданию листов S-44, 45, было проведено площадное обследование, охватившее острова Тройной, Полоний-Сергеева, Хлебникова, Гаврилина. На островах архипелага выделяются сергеевская (нижнекембрийская) и известинская (среднекембрийская) толщи. Указанные толщи выделяются впервые. На акватории, по данным сейсмических исследований ОАО «СМНГ», образования кембрийского возраста входят в состав фундамента и залегают на глубинах от 0,5 до 2,5 км с погружением кровли к западу. Исключением являются близкие к островам Известий ЦИК участки, где отложения выходят на поверхность дна, а на сейсмоакустических профилях хорошо читаются в виде отчетливых слоистых пород, смятых в складки. В ковшовых пробах донных отложений на указанных

участках присутствует обильный щебень сероцветных песчаников и алевролитов.

Сергеевская толща (Є₁?sr) развита на о. Пологий-Сергеева, где составлены ее стратотипические разрезы. Контакт толщи с подстилающими образованиями не вскрыт. Наиболее представительный разрез толщи составлен в 2015 г. Е. М. Макарьевой, Е. В. Молчановой (т.н. 157, 245) на юго-восточной оконечности острова на мысе Пологий, где в береговых обрывах высотой 2–4 м прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Песчаники серые мелкозернистые массивные с грубой (0,2–0,3 м) плитчатой отдельностью, с мелкими округлыми стяжениями (2–3 см) белесых по поверхности известковистых песчаников и мелкими угловатыми обломками черных аргиллитов. 13
2. Песчаники зеленовато-серые (по поверхности бурые) среднезернистые слюдястые, в ритмичном переслаивании (0,1–0,2 м) с темно-зеленовато-серыми алевролитами. В кровле пачки (2,0 м) преобладают темно-серые аргиллиты с единичными прослоями светлых мергелей (1–2 см)..... 14
3. Песчаники буровато-зеленовато-серые мелкозернистые слюдястые с прослоями серых алевролитов. Мощность прослоев песчаников и алевролитов составляет 0,2–0,4 м с преобладанием песчаников в соотношении 3 : 1. В верхней части пачки отмечаются крупные конкреции (стяжения) белесых по поверхности известковистых песчаников (0,1–0,15 м) 6
4. Песчаники зеленовато-серые разнозернистые (от среднезернистых до алевролитистых), интенсивно передробленные. В подошве пачки отмечаются стяжения белесых по поверхности известковистых песчаников (3 × 5 см). В кровле пачки (1,6 м) – тонкоритмичное переслаивание (пять двучленных ритмов) серых песчаников, темно-серых алевролитов, черных аргиллитов мощностью 0,1–0,5 м, с преобладанием песчаников 13
5. Песчаники серые мелко-среднезернистые массивные, плитчатые в ритмичном переслаивании с буровато-серыми (по поверхности) алевролитами и черными аргиллитами. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0, 4 до 4,0 м, алевролитов и аргиллитов – от 0,1 до 0,7 м. В прослоях алевролитов и аргиллитов в кровле отмечаются прослойки (2–3 см) светло-серых известняков, т. е ритмы становятся трехчленными. Для песчаников характерны стяжения (конкреции) белесых по поверхности известковистых песчаников (2 × 3 см). В пачке мощностью 30 м выделяется 10 двух-трехчленных ритмов мощностью от 0,7 до 4,2 м 30
6. Песчаники серые мелкозернистые в ритмичном переслаивании с тонкогоризонтальнослоистыми серыми алевролитами и черными аргиллитами. Мощность прослоев песчаников колеблется в пределах 0,5–1,5 м, алевролитов – 0,2–0,4 м, аргиллитов – 0,1–0,2 м. Ритмы, как правило, двучленные (песчаник-алевролит), реже отмечаются трехчленные ритмы (песчаник-алевролит-аргиллит). В песчаниках отмечаются редкие конкреции (стяжения) белесых по поверхности известковистых песчаников, а в верхней части пачки (10 м) – редкие шпировые включения мелкозернистого пирита (1–2 × 5–6 см) 24
7. Алевролиты темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью и единичные прослои черных тонкослоистых аргиллитов (5–10 см). В алевролитах отмечаются удлиненные конкреции (линзовидные прослойки) размером 1 × 10–12 см белесых по поверхности известковистых мелкозернистых песчаников. В прослоях аргиллитов присутствуют крупные (до 1–2 см) кристаллы пирита 12
8. Песчаники серые мелкозернистые с прослоями (10–15 см) тонколистватых окремненных(?) темно-серых алевролитов. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,6–0,7 до 1,2 м. Отмечаются единичные прослои (2–5 см) черных пиритизированных алевролитов 21

9. Песчаники серые средне-мелкозернистые массивные, с грубой плитчатой отдельностью и большим количеством конкреций (5 × 6 см) белесых по поверхности известковистых мелкозернистых песчаников. В подошве пачки (на границе с п. 8) – грубая ямчато-бугорчатая отдельность, указывающая на возможный перерыв в осадконакоплении. Пачка 9 по своим литологическим особенностям может служить маркером при корреляции частных разрезов ниже-среднекембрийских отложений островов Известий ЦИК..... 13

10. Песчаники серые мелкозернистые плитчатые (мощность 0,1–0,4 м), ритмично переслаивающиеся с тонкоплитчатыми черными аргиллитами (0,1–0,2 м). В средней части пачки в прослоях окремненных аргиллитов появляются линзовидные прослойки (до 0,5 см) белесовато-серых алевролитов. В прослоях песчаников отмечается слабая пиритизация пород (прослойки 1–2 см) 19

Общая мощность разреза – 165 м.

Фрагменты разрезов сергеевской толщи составлены по южному берегу о. Пологий-Сергеева в районе тригопунктов Белуха, Далекый и на о. Хлебникова.

Изотопный возраст (млн лет) цирконов (22 конкордантных значения из 24 зерен) в пробе 156-1 из песчаников с южного берега о. Пологий-Сергеева составил: ранний кембрий (527–532) – 4 шт.; поздний венд (547–569) – 3 шт.; ранний венд (572–588) – 4 шт.; конец позднего рифея (624–682) – 7 шт. Отмечены и более древние зерна – 1151, 1456, 1501, 2063 млн лет.

Из отложений сергеевской толщи по южному побережью о. Тройной (проба 161-3) Е. Ю. Голубковой (ИГГД РАН) были определены единичные микрофоссилии *Leiosphaeridia* aff. *tenuissima* Eis., имеющие широкий возрастной интервал развития – от позднего протерозоя до ордовика [71].

На о. Хлебникова (т.н. 246) по северному берегу острова в районе в. о. 12,0 в береговых обрывах прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Песчаники серые среднезернистые (мощность 1,2–2,0 м) с грубой блоковой отдельностью, с прослоями темно-серых тонкоплитчатых аргиллитов (0,1–0,5 м). В нижней части пачки в песчаниках отмечается линзовидный прослой (0,15 × 60 см) внутриформационных конгломератов, состоящих из уплощенных галек (2–3 см) черных аргиллитов 10

2. Песчаники светло-серые средне-крупнозернистые с грубой блоковой отдельностью с линзовидными прослоями (в подошве пачки) грубозернистых серых песчаников (2–3 × 20 см). В верхней части пачки отмечаются многочисленные конкреции (6 × 10 см) белесых по поверхности известковистых песчаников, а в кровле – следы внутриформационного размыва (бугорчато-волнистая поверхность с пленками черных аргиллитов во впадинках) 6

3. Песчаники серые среднезернистые с грубой блоковой отдельностью в ритмичном переслаивании с темно-серыми тонкоплитчатыми аргиллитами. Мощность прослоев песчаников – 0,2–0,6 м, аргиллитов – 5–10 см. В песчаниках отмечаются конкреции (2–3 × 10–12 см) белесых по поверхности известковистых песчаников и единичные конкреции черных кремней или окремненных пород 6

Аз. падения пород 280°, угол 75°, трещин кливажа – 90°, угол 50°. Судя по трещинам кливажа – залегание пород нормальное.

Мощность составленного разреза – 22 м.

Возраст (млн лет) детритовых цирконов из пробы 246-1 с о. Хлебникова составляет: ранний кембрий (516–523) – 4 шт. и (531–532) – 3 шт.; поздний

венд (543–564) – 4 шт.; ранний венд (570–601) – 4 шт.; поздний рифей (640–743) – 10 шт.

К сергеевской толще отнесены также песчано-алевролитовые отложения о. Гаврилина, разрез которых общей мощностью 205 м был составлен в 2014 г. А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой, Е. В. Молчановой по восточным береговым обрывам о. Гаврилина (т.н. 7, 115, 216). Породы представлены сероцветными мелкоритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами в нижней части разреза, преимущественно песчаниками в средней части и относительно крупными (1–5 м) пачками песчаник-алевролитового или алевролит-аргиллитового состава в верхней. Для участков алевролит-песчаникового состава очень характерны разнообразные по форме и размеру известковистые конкреции. В верхней части разреза намечается переход к зеленоватой окраске. В одной из проб песчаников (7-6) при петрографическом изучении был отмечен, предположительно, обрывок ткани вышних растений.

Изотопный возраст (млн лет) цирконов (18 конкордантных значения из 20 зерен) в пробе 7-1 из песчаников нижней части разреза составил: ранний кембрий (520–524) – 5 шт. и 530–535 – 3 шт.; поздний венд (545, 547, 568) – 3 шт.; ранний венд (571, 575, 582) – 3 шт.; конец позднего рифея (636–652) – 4 шт.

Отличительной чертой петрографического состава обломочной части песчаников сергеевской толщи является значительное количество обломков кислых эффузивов, гранитоидных пород и зерен калиевых полевых шпатов.

Микрофоссилии в отложениях о. Гаврилина не установлены (Е. Ю. Голубкова).

Возраст толщи по данным изотопных определений детритовых цирконов условно принят раннекембрийским.

Видимая мощность сергеевской толщи колеблется от 160 до 200 м.

Схематичный разрез известинской толщи (Є₂?iз) на островах Известий ЦИК был составлен еще в 2008 г. А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой при проведении работ ГК-1000/3 по листам Т-45-48. Здесь, на о. Седова (запад о. Тройной), на его северо-западной оконечности в районе мыса Камень был составлен разрез вышеуказанных отложений (т.н. 1, 101, 102). Нижняя часть разреза мощностью 122 м была составлена по западной оконечности острова, верхняя часть (93 м) – по северо-западной. Здесь, снизу вверх, предположительно, в согласном залегании с подстилающими песчаниками сергеевской толщи, прослежены отложения.

1. Песчаники серые (по поверхности зеленовато-серые) мелко-среднезернистые, с плитчатой отдельностью (7–10 см) в ритмичном переслаивании со светло-серыми известковистыми песчаниками с коричневато-бурой корочкой выветривания по поверхности. Мощность прослоев серых песчаников составляет 0,2–0,8 м, известковистых песчаников – 0,1–0,15 м. В верхней части пачки в песчаниках отмечаются тонкие прослойки (1–2 см) тонкополосчатых темно-серых алевролитов и черных аргиллитов. На окончании интервала – аз. падения пород 355° угол 40°. Отмечаются трещины кливажа – аз. падения 8–10° угол 70°. Судя по трещинам кливажа – залегание пород нормальное.....

20

2. Песчаники серые мелкозернистые плитчатые с единичными прослоями (3–5 см) серых алевролитов. Песчаники прослежены в разрозненных коренных выходах в основании обрывов, а весь склон (2–3 м) застлан мелкими щебнистыми обломками серых аргиллитов. В алевролитах отмечаются мелкие уплощенные включения (1–2 см) черных аргиллитов. Отмечаются многочисленные секущие кварцевые прожилки (1–2 см). Аз. простирания жил – 0–5°, угол 90° 40
3. Песчаники серые мелкозернистые до алевролитистых, тонкоплитчатые (1–2 см) с мелкими уплощенными включениями (0,3–0,5 см) черных аргиллитов 22
4. Пропуск разреза – около 20 м по мощности. Склон задернован.
5. Песчаники светло-серые средне-крупнозернистые (мощность прослоев 1–2 м) с прослоями (до 1,0 м) темно-серых алевролитов и аргиллитов (в береговых обрывах полностью размытых и образующие «карманы» в выходах песчаников). В верхней части пачки мощность алевролитов и аргиллитов уменьшается до 0,3–0,5 м, а в песчаниках отмечаются мелкие стяжения (конкреции) 2 × 3 см белесых по поверхности известковистых песчаников. В подошве пачки – аз. падения пород 20°, угол 20° с последующим выполаживанием к югу до 10° 15
6. Аргиллиты темно-зеленые, темно-серые до черных (мощность прослоев до 1,0 м), при размокании переходящие в светло-зеленые глины. В нижней части пачки отмечаются прослой (5–7 см) темно-вишневых и зеленых алевролитов 10
7. Алевролиты серые рассланцованные, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми до черных аргиллитами тонкоплитчатыми. Мощность прослоев алевролитов и аргиллитов – 1,0–2,0 м. В нижней части пачки (5,0 м) отмечаются единичные прослой (0,2–0,3 м) темно-зеленых и темно-серовато-вишневых алевролитов. Все породы интенсивно передроблены. Аз. падения пород 15°, угол 80–85° 25
8. Алевролиты серые тонкоплитчатые (1–5 мм) с прослоями черных аргиллитов (0,5–0,7 м). В нижней части пачки преобладают черные аргиллиты, насыщенные тонкими секущими прожилками кварца. В алевролитах – единичные кристаллы пирита до 0,5 см. Аз. падения пород 190°, угол 50–55°. Отмечаются трещины кливажа – аз. простирания 120°, угол 90°. Судя по трещинам кливажа – залегание пород нормальное 40–45

Общая мощность составленного разреза – 192–197 м.

Из нижней части разреза (проба 101-1, работы 2008 г.) в 2009 г. Е. В. Голубковой (ИГГД РАН) были определены единичные микрофоссилии *Leiosphaeridia* aff. *tenuissima* Eis. Как указывалось выше, вид имеет широкий интервал развития от позднего рифея до раннего палеозоя, но в целом более характерен для нижнепалеозойских отложений.

Для разреза по мысу Камень были выполнены определения изотопного возраста детритовых цирконов из нижней (проба 1), средней (проба 102-4а), и верхней частей разреза (проба 101-2). В пробе 1 исследовано 47 зерен, из которых конкордантный возраст получен для 29 и составляет (млн лет): средний кембрий 3 шт. (503–506); ранний кембрий – 3 шт. (522–528), поздний венд – 5 шт. (537–567), ранний венд – 3 шт. (586–599), поздний рифей – 14 шт. (600–800), ранний карелий – 1 шт. (2237).

В пробе 102-4а [24] из 80 исследованных зерен конкордантный изотопный возраст (млн лет) получен для 46: ранний кембрий – 5 шт. (520–534); поздний венд – 21 шт. (535–564); ранний венд – 4 шт. (580–595); поздний рифей – 7 шт. (603–647, 684, 997); средний рифей – 4 шт. (1142, 1189, 1284, 1285); ранний рифей – 3 шт. (1364, 1496, 1630); по 1 шт. – поздний и ранний карелий (1832, 1984).

Изотопный возраст детритовых цирконов из верхней части разреза (проба 101-2) определен для 55 зерен, из которых конкордантные значения получены для 24 и составляют (млн лет): средний кембрий – 505 и 508; ранний кембрий – 4 шт. (511–519) и 5 шт. (531–535); поздний венд – 6 шт. (538–561); ранний венд – 1 шт. (595); поздний рифей – 3 шт. (618, 662, 671).

Выходы пород известинской толщи зафиксированы также на восточном берегу бух. Полярников (т.н. 116, 217), где выше серо-зеленоцветной толщи залегают зеленоцветные песчаники с прослоями лиловых алевролитов. Сходные пестроцветные породы с сероцветными песчаниками и гравелитами в подошве были прослежены на юго-восточном побережье о. Тройной (т.н. 160).

Возраст толщи, с учетом ее залегания выше сергеевской толщи и наличия в составе детритовых цирконов зерен среднекембрийского возраста, условно принимается среднекембрийским.

Видимая мощность отложений толщи достигает 250 м.

Хутудинско-Коломейцевская геологическая площадь

На Хутудинско-Коломейцевской геологической площади кембрийские отложения представлены мининской, нижнехутудинской, верхнехутудинской толщами раннего кембрия и южнинской толщей ранне-среднекембрийского возраста.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Мининская толща (Є₁mn) в ранге свиты была выделена Ю. Е. Погребницким в 1961 г. и названа по п-ову Минина. Однако географическое положение стратотипического разреза не было указано и соотношения со смежными подразделениями не были охарактеризованы, в связи с чем в серийной легенде ранг ее понижен до толщи. Кроме того, мощность мининской свиты была сильно завышена – до 3 км.

Стратотипическими районами мининской толщи являются юго-восточный берег зал. Минина (2,2 км к востоку от мыса Угловой) и берег зал. Ирины (2,6–2,8 км к северо-востоку от зимовья Хутуда). Толща широко распространена также на п-ове Минина, по берегам одноименного залива, в нижнем течении р. Хутудабига. В настоящее время стратиграфическое положение толщи считается установленным – она располагается между стерлеговской и нижнехутудинской толщами. Залегает мининская толща на стерлеговской и, хотя непосредственный контакт между ними не наблюдался, скорее всего между ними не исключается стратиграфический перерыв. Верхняя граница с нижнехутудинской толщей условно принимается согласной. Толща сложена ритмично переслаивающимися песчаниками серого, зеленовато-серого, серовато-зеленого цветов и зеленоцветными алевролитами, аргиллитами. Характерно обилие мелких (до 5–6 см в диаметре) известковистых стяжений и неравномерная ритмичность [111].

Наиболее представительный разрез толщи составлен при выполнении работ ГГС-200 на Хутудинской площади [109] по юго-восточному берегу зал. Минина в 2,2 км к востоку от мыса Угловой. Здесь прослежены следующие пачки (снизу вверх).

1. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые, с горизонтальной, волнистой слоистостью, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми рассланцованными алевролитами. Для пачки характерны двучленные ритмы песчаник–алевролит, где мощность пластов песчаников составляет 0,05–0,3 м и постепенно увеличивается вверх по разрезу до 0,2–0,7 м (в единичном случае до 1,8 м). Мощность прослоев алевролитов составляет 2–10 см. Отмечаются единичные трехчленные ритмы, где нижний элемент сложен гравелитистыми песчаниками (3–5 см). По всей пачке отмечаются редкие карбонатные стяжения (конкреции) размером $3 \times (10-12)$ см 38
2. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые, аналогичные по составу п. 1, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми рассланцованными алевролитами. Ритмы двучленные, но характер ритмичности отличается от п. 1: отмечаются ритмы, в которых прослой песчаников имеют мощность 0,15–0,4 м, а прослой алевролитов – 0,05–0,1 м и ритмы, в которых мощность песчаников возрастает до 1,5–3,0 м, а алевролитов сокращается до 1,0–5,0 см. Кроме того, отмечаются пачки (0,2–0,5 м), представленные тонкоритмичным переслаиванием алевролитистых песчаников и темно-серых рассланцованных серицит-хлоритовых сланцев (аргилиитов) 90
3. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые с тонкой горизонтальной слоистостью, плитчатые, в ритмичном переслаивании с зеленовато-серыми известковистыми алевролитами. В нижней части пачки наряду с обычной ритмичностью, когда в ритмах преобладает первый (песчанистый) элемент, отмечаются интервалы (0,25–1,3 м) с тонким ритмичным переслаиванием (1–2 см) зеленовато-серых алевролитистых песчаников и темно-серых сланцев (филлитов) 84
4. Песчаники зеленовато-серые средне-мелкозернистые в ритмичном переслаивании с серыми, зеленовато-серыми известковистыми алевролитами, аналогичные пач. 3. Ритмичность неравномерная: при средней мощности прослоев песчаников 0,05–0,4–0,5 м, а алевролитов – 0,01–0,1 м. Отмечается увеличение пластов песчаников до 0,9–1,5 м, а в единичных случаях в кровле пачки – до 6,3 м. Таким образом, характер ритмичности указывает на регрессивный характер осадконакопления. По всему разрезу пачки отмечаются многочисленные мелкие (4×15 см) стяжения (конкреции) белесых по поверхности известковистых песчаников 73
5. Песчаники серые, зеленовато-серые в ритмичном переслаивании с зеленовато-серыми алевролитами, аналогичные пунктам 3, 4. В нижней и верхней частях пачки (соответственно 5 и 16 м от подошвы и кровли) отмечается тонкоритмичное (1–2 см) переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов с постепенными переходами между ними. Довольно часто в средней части пачки присутствует третий элемент ритма – зеленые аргиллиты (до 0,5 см) 58
6. Песчаники известковистые зеленовато-серые мелко-среднезернистые, иногда с косой слоистостью, ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми рассланцованными алевролитами. Отмечается преобладание песчаников в ритмах: мощность песчаников составляет 0,1–0,4 м, а алевролитов – 5–10 см; в отдельных случаях мощность прослоев песчаников увеличивается до 1,0–3,15 м. По всему разрезу пачки распространены крупные карбонатные стяжения ($2 \times 8 \times 15$ см) 67

Мощность составленного разреза – 410 м.

Сходные разрезы толщи мощностью до 300 м составлены в бух. Безымянная, где толща наблюдалась в хорошо обнаженных береговых обрывах, и на перешейке п-ова Минина между бухтами Глухая и Конечная [109].

Верхняя часть мининской толщи обнажена на берегу зал. Ирины в 2,6–2,8 км к северо-востоку от зимовья Хутуда. Здесь, по мнению В. Я. Кабанькова и Р. Ф. Соболевской, установлен контакт мининской с вышележащей нижнехутудинской толщей. На этом участке снизу вверх прослежены отложения.

1. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые и полимиктовые (типа граувакк), разноплитчатые с тонкой горизонтальной, волнистой, косой слоистостью. Для пачки характерны двучленные ритмы, в которых мощность нижнего элемента ритма (песчаников) колеблется от 0,05 до 0,6 м. На отдельных участках мощность пластов песчаников увеличивается до 1,4–6,6 м. Верхний элемент ритма представлен зеленовато-серыми рассланцованными мелкозернистыми алевролитами или серыми кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с мощностью прослоев от 1,0 до 10 см 65

2. Пачка переслаивания песчаников и алевролитов (кварц-серицит-хлоритовых сланцев), аналогичная п. 1. На отдельных интервалах мощностью 3–4 м наблюдается тонкоритмичное переслаивание (2–5 см) песчаников и кварц-серицит-хлоритовых сланцев (аргиллитов?). По всему разрезу отмечаются редкие мелкие карбонатные стяжения 40

Общая мощность составленного разреза – 105 м.

Из разреза мининской толщи по левому берегу р. Хутудабига (в инт. 5,5–10,0 км ниже устья р. Тамараг) были определены микрофоссилии: *Killdinella hyperboreica* Tim., *K. jacutica* Tim., *Leimiuseula minuta* Naum., *L. rugosa* Naum. и др. Формы *K. jacutica* Tim., *K. hyperboreica* Tim. характерны для лонтоваского горизонта нижнего кембрия Эстонии и установлены в отложениях маратовской толщи нижнего кембрия восточного побережья о. Октябрьской Революции (арх. Северная Земля) [24].

Кроме того, имеются определения абсолютного возраста детритовых цирконов из мининской толщи, выполненные для площади листов S-44, 45 (проба 28005 В. Ф. Проскурнина). Из 43 зерен цирконов конкордантный возраст имеет 20 зерен, в т. ч.: средний кембрий – 1 (506 млн лет), ранний кембрий – 6 (512–532 млн лет), поздний венд – 5 (540–565 млн лет), ранний венд – 2 (582–586 млн лет), поздний рифей – 5 (607–1008 млн лет).

В 2015 г., в ходе работ по составлению листов S-44,45 ГК-1000/3, фрагментарные выходы мининской толщи изучались в нижнем течении р. Хутудабига, на южных берегах прол. Стерлегова, зал. Ирины, в шхерах Минина (мысы Обманчивый, Сапожок), где составлены фрагменты разрезов и отобраны пробы на микрофоссилии и определение возраста детритовых цирконов.

В 2015 г. на участке 2,6–3,1 км к северо-востоку от зимовья Хутуда в 2015 г. А. А. Макарьевым и Е. В. Молчановой был составлен фрагментарный разрез верхней части мининской толщи (т.н. 55) мощностью около 150 м. Все породы в этом разрезе интенсивно передроблены и раскливажированы. Азимут падения 170°, угол падения 65°. Породы представлены песчаниками

(прослой по 0,4–1,2 м) зеленовато-серыми плитчатыми, переслаивающимися с серыми тонкослоистыми алевролитами (0,1–0,3 м). В верхней части алевролиты серо-зеленые, а мощность их прослоев уменьшается до 2–5 см. Прослой пестроцветных пород, характерных для нижнехутудинской толщи, на этом участке не установлены.

Песчаники в нижней части разреза полимиктовые (вулканомиктовые?) гравелитистые средне-крупнозернистые, сцементированные песчаниками мелкозернистыми. Обломочная часть представлена слабо- и среднеокатанными зернами кварца, полевых шпатов, кварц-карбонатных агрегатов, эффузивов кислого и средне-основного состава, глинисто-углистых и глинисто-кварцевых аргиллитов и алевролитов. Характерно обилие зерен и агрегатов эпидота. В верхней части разреза песчаники слабо карбонатизированы, а обломочные зерна мельче и лучше окатаны. Алевролиты слюдисто-кварцевые, в разной степени хлоритизированные и эпидотизированные.

Из верхней части (20 м) схематического разреза были отобраны пробы на определение возраста цирконов и определение микрофоссилий. По данным микропалеонтологического исследования (Е. Ю. Голубкова, ИГГД РАН), в пробе 55-3 отмечено рассеянное органическое вещество и обрывок растительной пленки.

По заключению Е. Г. Раевской, заведующей палинологической лаборатории ФГУНПП «Геологоразведка», в пробе 55-2 с этого участка были обнаружены единичные формы *Tenuirica wadeiae* Peay. et Wic., описанные из отложений аренигского (флоского) яруса Австралии и Южного Китая. Учитывая приведенный факт, вопрос о возрасте мининской толщи требует площадного уточнения при дальнейших геологических работах.

Возраст наиболее молодых детритовых цирконов (12 шт. из 25) в пробе 55-1 из данного разреза отвечает инт. 518–534 млн лет (ранний кембрий). Еще 10 зерен относятся к позднему венду (537–570 млн лет), 2 зерна – к раннему венду (578 и 596 млн лет) и одно – к позднему рифею (652 млн лет).

В 2015 г. были получены изотопные (U/Pb, ГЕОХИ РАН) возрасты детритовых цирконов, отобранных из отложений толщи по шхерам Минина. Породы представлены гранат-биотит-кварцевыми роговиками (проба 232-2), плохо сортированными туфопесчаниками(?) с пепловым цементом и неокатанными обломками полевых шпатов, кварца, эффузивов (проба 234-17), разномиктовыми полимиктовыми песчаниками (проба 235-3), сходными с песчаниками на участке зимовья Хутуда (проба 55-1). В сумме для трех проб получено определение возраста 88 зерен цирконов, в том числе 78 с конкордантным возрастом: ранний кембрий – 15 (512–535 млн лет), поздний венд – 27 (535–570 млн лет), ранний венд – 10 (570–595 млн лет), поздний рифей – 13 (600–700 млн лет), средний рифей – 5 (1123–1233 млн лет), ранний рифей – 3 (1368, 1498, 1614 млн лет), поздний карелий – 5 (1769–1852 млн лет). По результатам микропалеонтологического исследования (Е. Ю. Голубкова, ИГГД РАН), органическое вещество в породах шхер Минина не выявлено (проба 135-4).

Прослеживаются различия по набору возрастов цирконов, видимо, отвечающие различиям в составе области сноса. Для всех проб из отложений мининской толщи характерны раннекембрийские и поздневендские цирконы в

равных соотношениях. Но при этом в зал. Ирины (проба 55-1) цирконы более древних возрастов отсутствуют, а в шхерах Минина (пробы 232-2, 234-17, 235-3) в составе цирконов присутствуют единичные зерна раннерифейского и карельского возрастов. Цирконы с возрастом моложе раннего кембрия в пробах не установлены, за исключением пробы 232-2 из роговиков, где отмечено по одному зерну с возрастaми 446 (поздний ордовик) и 508 млн лет (средний кембрий).

Основываясь на возрасте детритовых цирконов, можно предположить, что в *мининское время* происходило формирование поднятия, которое привело к выходу на поверхность интрузивных пород раннекембрийского возраста.

На основании определений микрофоссилий и изотопных исследований детритовых цирконов возраст мининской толщи принимается раннекембрийским (не древнее ботомского яруса).

Мощность толщи, по данным В. Я. Кабанькова и Р. Ф. Соболевской, составляет 600–700 м [54]. На ГК-1000/2 мощность отвечает 1000 м. Нами принята мощность из Легенды ТСЗ (более 500 м).

Нижнехутудинская и верхнехутудинская толщи объединенные (Є₁nh+vh). Хутудинская толща была выделена Ю. Е. Погребичким в 1961 г. в ранге свиты и названа по фиорду Хутудабига. В объяснительной записке к листам S-44–46 (новая серия) она разделялась на две подсвиты – нижнюю и верхнюю [23] с поздневендским – раннекембрийским возрастом. В 2000 г. Р. Ф. Соболевская, В. Я. Кабаньков, В. Ю. Кузнецов предложили новую схему расчленения позднерифейских – раннекембрийских флишоидных отложений Западного Таймыра с выделением стратотипических разрезов для мининской, нижнехутудинской и верхнехутудинской толщ [56], которая была принята в Легенде ТСЗ. Новые данные, полученные в процессе полевых работ и подготовки к изданию ГК-1000/3 листов S-44, 45; S-46 позволили уточнить возраст вышеуказанных стратиграфических подразделений.

Нижнехутудинская толща как самостоятельное подразделение была выделена В. Я. Кабаньковым и Р. Ф. Соболевской и названа по р. Хутудабига. Стратотипический район распространения толщи состоит из нескольких участков: фиорд Хутуда вблизи зимовья Хутуда и береговые обрывы бух. Ирины в 2,6–2,8 км к северо-востоку от зимовья Хутуда. Толща обнажается на юге п-ова Минина, в междуречье Северная–Хутудабига, на северном побережье фиорда Хутуда, в кутовой части бух. Рыбная.

Нижнехутудинская толща залегает согласно на мининской толще и ее нижняя граница проводится по первому пласту или ритму пестроцветных пород; верхняя граница так же согласная и проводится по исчезновению пестроцветных разностей пород.

Толща сложена ритмично переслаивающимися песчаниками серого, зеленовато-серого, вишневого, лилового, ярко-зеленого цветов и такими же по окраске алевrolитами и аргиллитами. Характерны известковистые стяжения, а в верхней части толщи в песчаниках присутствует гравийная примесь. В нижнехутудинской толще значительно чаще, чем в мининской, второй элемент имеет сложное строение, а толстоплитчатые разности песчаников встречаются редко. В породах, вскрытых по берегам заливов Рукав и Боковой фи-

орда Хутуда, наблюдаются признаки мелководья: внутрiformационные конгломерато-брекчии, следы подводного течения осадка, фукоиды, знаки ряби.

Возраст толщи определяется по микрофитолитам, обычным для вендских и нижнекембрийских отложений, таких как *Kildinella nordica* Tim., *K. jacutica* Tim., совместно с *Tasmanites tenellus* Volk. и др., а также исходя из ее положения в разрезе – непосредственно под верхнехутудинской толщей, содержащей скелетные остатки раннекембрийского возраста.

Мощность толщи в стратотипической местности составляет 700 м, на других участках она определена в 600 м [111].

Наиболее представительный разрез нижнехутудинской толщи составлен в 2,6–2,8 км к северо-востоку от зимовья Хутуда по береговым обрывам бух. Ирины [109], где на отложениях мининской толщи согласно залегают (снизу вверх) отложения.

1. Песчаники зеленовато-серые, серовато-зеленые мелко-среднезернистые полимиктовые (типа граувакк), с редкой горизонтальной слоистостью. Мощность прослоев песчаников составляет 0,15–0,3 м (в трех случаях она достигает 1,2–1,5 м). Песчаники переслаиваются с зеленовато-серыми алевролитами. В основании пачки залегает прослой (0,2 м) темно-вишневых мелкозернистых песчаников, по которым проводится нижняя граница толщи. Всего отмечается 160 двучленных ритмов (песчаник–алевролит), в том числе пяти пестроцветных. Мощность ритмов составляет 0,4–0,5 м 74

2. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые плитчатые, ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами. Отмечается 215 ритмов (средняя мощность двучленных ритмов – 0,3–0,4 м), в том числе 11 пестроцветных трехчленных ритмов, в которых верхний элемент ритма представлен ярко-зелеными аргиллитами (от 1,0 до 5,0 см) 72

3. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые плитчатые, с мощностью пластов 0,07–0,3–0,35 м. В трех прослоях она достигает соответственно 0,65, 0,7, 1,05 м. Второй элемент ритма состоит из зеленовато-серых и темно-серых алевролитов мощностью до 0,1 м. В девяти пестроцветных ритмах верхний элемент представлен ярко-зелеными аргиллитами (1–5 см). В этом интервале наблюдается 215 ритмов, из них 11 – пестроцветных 50

4. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые, кварцево-полевошпатовые до полимиктовых, разноплитчатые, неясногоризонтальнослоистые. Второй элемент ритма состоит из зеленовато-серых и темно-серых алевролитов (1–10 см). В нижней части пачки, для которой характерна тонкая ритмичность, второй элемент ритма (алевролиты) по мощности преобладает над первыми. В пачке насчитывается 258 ритмов, в т. ч. 15 пестроцветных трехчленных, где верхний элемент ритма – аргиллиты темно-зеленые (мощность 1–2 см) 85

5. Песчаники серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые, кварцево-полевошпатовые до полимиктовых. Характерной особенностью пачки является отдельность в песчаниках – от грубоплитчатой до блоковой. Песчаники составляют 80–90 % от объема пачки. Второй элемент ритма – зеленоцветные алевролиты имеют мощность 2–3 см. Значительно реже отмечаются трехчленные ритмы, в которых верхний элемент ритма представлен маломощными зеленоцветными аргиллитами (от нескольких мм до 1–2 см). Пачка содержит 173 ритма, в том числе – 13 трехчленных пестроцветных 72

6. Песчаники, аналогичные п. 5, – серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые плитчатые. Отмечается уменьшение мощности прослоев песчаников (I элемента ритма) до 0,4–0,7 м. Второй элемент ритма представлен зеленоцветными алевролитами (5–10 см). В основании пачки (1,0 м) отмечается тонкое ритмич-

ное переслаивание (1–2 см) зеленоцветных песчаников и алевролитов. В целом для пачки отмечается 229 двухчленных ритмов, в т. ч. шесть пестроцветных 65

7. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые кварцево-полевошпатовые и полимиктовые плитчатые до мелкоблоковых. В нижней части пачки встречено шесть пластов массивных песчаников мощностью 1–3 м. Второй элемент ритма часто сложный и представлен тонким переслаиванием песчаников и алевролитов. В пачке отмечается 185 двухчленных ритмов, в том числе девять пестроцветных 112

Мощность составленного разреза – 530 м.

Верхняя часть разреза нижнехутудинской толщи и переход к верхнехутудинской прослежен в береговых обрывах в 1 км к северо-востоку от зимника Хутуда. Здесь снизу вверх прослежены отложения.

1. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые, кварцево-полевошпатовые до полимиктовых, карбонатизированные, плитчатые, ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми глинистыми алевролитами, алевролитистыми аргиллитами. В песчаниках отмечаются многочисленные мелкие (3 × 3 см) стяжения белесых по поверхности известковистых песчаников. Пачка состоит из 282 двухчленных ритмов, в том числе два пестроцветных 77

2. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые, плитчатые (мощность 5–10 см, реже 0,3–0,4 м), ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами мощностью 1–8 см. Ритмы, как правило, двухчленные, в которых I элемент ритма резко преобладает над II элементом. В верхней части пачки (30 м) мощность прослоев песчаников увеличивается до 1,0–2,15 м; здесь же отмечаются редкие мелкие (3 × 3–5 см) стяжения белесых по поверхности известковистых песчаников. В пачке прослежены 192 ритма, в т. ч. 14 пестроцветных 57

3. Песчаники зеленовато-серые разнозернистые полимиктовые (мощностью 5–35 см), ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми, ярко-зелеными, красными аргиллитами или глинистыми алевролитами мощностью 1–3 см. В пестроцветных ритмах песчаники мелкозернистые зеленовато-серые, розовато-серого, темно-розового и вишневого цветов мощностью 0,3–0,4 м, реже 0,5–0,65 м. Алевролиты, составляющие II элемент ритма, вишневые, темно-вишневые, краснокоричневые, ярко-зеленые, причем последние разности слагают верхнюю часть пластов (в трехчленных ритмах). В верхней части пачки отмечается единичный прослой зеленовато-серых песчаников мощностью до 3,1 м. Пачка содержит 202 ритма, в том числе – 15 пестроцветных 56

Мощность составленного разреза – 190 м. Стратиграфически выше в этом обнажении залегают отложения верхнехутудинской толщи.

Из стратотипа толщи на р. Хутудабига, на участке ниже устья р. Тамараг определены многочисленные микрофоссилии *Granomarginata sibirica* Ylt., *Kildinella nordica* Tim., *K. jacutica* Tim., *Leominuscula minuta* Naum., *Lophominuscula rugosa* Naum., *Trematosphaeridium holtedahllii* Tim.

Указанные формы *Kildinella* характерны для раннекембрийского лонтоваского горизонта Эстонии. Форма *Granomarginata* имеет более широкий возрастной интервал и характерна для раннекембрийского доминопольского горизонта Эстонии. На о. Октябрьской Революции (арх. Северная Земля) указанные формы определены в отложениях курчавинской позднекембрийской и ушаковской раннеордовикской свит в центральной части о. Октябрьской Революции [24].

В 2015 г., в ходе работ по подготовке к изданию листов S-44, 45, выходы пестроцветных пород нижнехутудинской толщи изучались на участке зимовья Хутуда, на западе о. Зверобой, на островах Малый Зверобой, Диоритовый, Южный Зарзар. Ранее на указанных островах картировалась мининская толща и нерасчлененные отложения нижнего ордовика – нижнего силура [23].

Фрагмент нижней части разреза толщи на участке зимовья Хутуда составлен в 2015 г. Е. М. Макарьевой. В разрезе (т.н. 167), расположенном в 0,5 км к востоку от зимовья, в береговых обрывах высотой 3–5 м прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Ритмичное переслаивание красноцветных алевролитов и аргиллитов мощностью 0,3–0,4 м и зеленовато-серых песчаников (0,1–0,2 м). Отмечается семь прослоев красноцветных алевролитов; в зеленоцветных алевролитах и песчаниках отмечаются мелкие уплощенные включения (1–2 мм) красноцветных пород, что свидетельствует о внутриформационных перемивах. В основании пачки (1,5 м) залегают зеленоцветные тонко-мелкозернистые песчаники, средне-тонкоплитчатые массивные. Азимут падения пород 30°, угол 75° 16
2. Пачка сложного ритмичного строения. В основании и средней части пачки отмечаются прослой зеленоцветных мелко-среднезернистых песчаников с белесыми (по поверхности) линзовидными прослоями, сгустковыми включениями известковистых песчаников (2–3 × 5–10 см). Мощность прослоев песчаников составляет 1,0–1,2 м. Отмечаются тонкоритмичные пачки пестроцветных мелко-тонкозернистых красноцветных песчаников (до 5 см), реже алевролитов, верхний элемент ритма в которых представлен темноцветными аргиллитами и алевролитами .. 9
3. Аргиллиты темно-зеленые тонкоплитчатые с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (1–2 см). В нижней части пачки отмечаются прослой (1–2 см) вишневых алевролитов 4
4. Песчаники зеленоцветные тонкозернистые мелко-среднеплитчатые (1–3 см) с тонкими (1–2 см) прослоями темно-зеленых алевролитов. Мощность первичных ритмов составляет 0,1–0,2 м 6

Мощность составленного разреза – 35 м.

Песчаники в разрезе полимиктовые и олигомиктовые мелко-среднезернистые рассланцованные (до свилеватых структур), неравномерно карбонатизированные, со слюдистым цементом и агрегатами эпидот-цоизита. Алевролиты и аргиллиты существенно кварцевые, слюдисто-кварцевые, карбонатизированные и хлоритизированные.

Проведенные в ИЦ ВСЕГЕИ изотопные (U-Pb, SHRIMP) исследования детритовых цирконов (17 шт.) из пород вышеописанного разреза (проба 167-3) показали присутствие 5 цирконов средне-позднекембрийского возраста (инт. 490–510 млн лет), 5 раннекембрийских зерен (511–517, 529 млн лет), 4 зерен позднего венда (542–559 млн лет) и по 1 зерну позднего рифея, позднего карелия и позднего лопия (647, 1764, 2689 млн лет).

Пестроцветные породы нижнехутудинской толщи слагают мыс Отдельный на о. Зверобой (т.н. 63). С юга на север мыса (снизу вверх по разрезу) последовательно прослежены отложения.

1. Пачка аргиллитов-алевролитов (по 0,1–0,4 м) темно-зеленых с единичными прослоями красноцветных аргиллитов по 5–7 см и песчаников зелено-серых. Завершается пачка пластом (1,5 м) песчаников мелкозернистых коричневато-серых. Азимут падения пород 330°, угол 60° 14
2. Пачка песчаников мелкоплойчатых светло-серых с прослоями темно-зеленых аргиллитов-алевролитов. В алевролитах отмечаются слойки светлых известняков по 1–2 см 8
3. Пачка переслаивания (по 0,3–0,4 м) темно-зеленых аргиллитов-алевролитов и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. В пачке отмечены четыре прослоя по 0,2 м красноцветных аргиллитов. Азимут падения пород 30°, угол 80° 8

Песчаники сходны с песчаниками участка зимовья Хутуда, но в составе значительно меньше обломков эффузивов и агрегатов эпидот-цоизита. Породы рассланцованы с выжиманием глинистого вещества, слюд и карбонатов.

Детритовые цирконы (21 конкордантное значение из 24 зерен, ГЕОХИ РАН, U/Pb LA-ICPMS) в пестроцветных породах нижнехутудинской толщи с о. Зверобой (проба 63-6) имеют следующие возрасты (млн лет): 6 шт. – ранний кембрий (510–534); 8 шт. – поздний венд (537–561); 1 шт. – ранний венд (585); 6 шт. – поздний рифей (605–995). От проб мининской толщи возрастной набор отличается присутствием зерен с возрастом всего позднего рифея, а не только его конца.

По результатам микропалеонтологического исследования (Е. Ю. Голубкова, ИГГД РАН), органическое вещество в породах описанных фрагментов разреза нижнехутудинской толщи не выявлено (пробы 167-6, 63-2).

На юго-западном берегу о. Малый Зверобой (т.н. 65) нижнехутудинская толща представлена коренными скальными выходами изумрудно-зеленых песчаников и алевролитов с конкрециями и прослоями (2–5 см) зеленовато-белесых известняков и мощными (до 1 м) пластами вишневых алевролитов, составляющих до 30 % разреза. Толща ритмичная, с мощностью трехчленных ритмов до 2–3 м. Азимут падения 170°, угол 80°. Песчаники и алевролиты слюдястые, сильно рассланцованные, сложены веретенообразными зернами кварца, микрокварцитов, плагиоклазов, эпидота. Известняки песчаные мелко-среднезернистые, с участками перекристаллизации и прослоями кварцевых алевролитов. Видимая мощность толщи – 80 м.

Выходы зелено- и красноцветных песчаников и алевролитов, падающих под углом 75° по азимуту 15°, зафиксированы на западном берегу о. Южный Зарзар (т.н. 176).

Возраст нижнехутудинской толщи в Легенде ТСЗ принимался поздневендским. В настоящее время, в соответствии с дополнением к Легенде ТСЗ по смежному листу S-46, принимается раннекембрийским.

Общая мощность толщи, в соответствии с Легендой ТСЗ, составляет 600–650 м.

Верхнехутудинская толща выделена в самостоятельное стратиграфическое подразделение в 1997 г. В. Я. Кабаньковым и Р. Ф. Соболевской по результатам проведения литолого-стратиграфических исследований в 1975–1978 гг. на Западном Таймыре. Ранее она входила в состав хутудинской свиты, установленной Ю. Е. Погребницким в 1961 г. Толща названа по р. Хутудабига, где расположен ее стратотипический участок в 7,5–5,5 км ниже устья

р. Тамараг. К верхнехутудинской толще условно отнесены отложения, развитые на р. Соколиная (левый приток р. Хутудабига в 15 км ниже устья р. Тамараг). Выходы толщи установлены на северном побережье Пясинского залива, в районе фиорда Хутуда в зал. Рукав и на восточном берегу бух. Рыбная.

Сложена толща преимущественно полимиктовыми песчаниками серыми и зеленовато-серыми, ритмично переслаивающимися с зеленовато- и темно-серыми алевролитами и аргиллитами, а в верхней части с темно-серыми и черными алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами. Ритмы, как правило, двучленные, реже – трехчленные. В целом верхнехутудинская толща по составу пород и ритмичности близка к мининской толще, от которой отличается большей сероцветностью песчаников, наличием коккоидных микрофоссилий, а также присутствием в верхней части толщи пачек черных углеродисто-глинистых сланцев и крупных карбонатных стяжений (длиной 1,5–2 м и толщиной до 0,5 м) с неопределимыми обломками трилобитов. Кроме того, вблизи кровли толщи в песчаниках присутствуют шарообразные фосфатные конкреции диаметром 5–7 см, содержащие раннекембрийскую скелетную органику.

Верхнехутудинская толща согласно залегает на нижнехутудинской. Граница между ними проводится по последнему верхнему пестроцветному пласту нижнехутудинской толщи. Нижняя граница толщи вскрыта на северном берегу фиорда Хутуда в 1 км северо-восточнее от зимовья Хутуда [109]. Здесь, на пач. 3 описания разреза нижнехутудинской толщи, согласно залегают отложения.

1. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые, неясно-слоистые с мощностью пластов 0,1–0,3 м. Отмечаются единичные прослои песчаников мощностью до 1–2 м (нижняя и средняя части пачки). Песчаники ритмично переслаиваются с зеленовато-серыми алевролитами, реже аргиллитами мощностью 3–10 см. Ритмы двучленные (песчаник-алевролит, песчаник-аргиллит). Отмечаются мелкие конкреции (2 × 3 см) белесых по поверхности известковистых песчаников. Всего в пачке 174 ритма, в т. ч. 47 сложно построенных, где верхний элемент ритма представлен тонким переслаиванием (1–2 см) алевролитов и аргиллитов..... 50

2. Песчаники зеленовато-серые, аналогичные п. 1, средне-толстоплитчатые ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми, серыми алевролитами (0,5–10 см). Отмечаются ритмы, в которых II элемент (алевролит) в 2–3 раза по мощности превышает первый. Для всех разностей пород отмечается мелкая вкрапленность пирита, а по всему разрезу – многочисленные мелкие эллипсоидальные конкреции (2 × 5 × 10 см) белесых по поверхности известковистых песчаников. В пачке отмечается 123 ритма..... 53

Мощность вскрытой части разреза – 103 м.

Разрез, предположительно, верхнехутудинской толщи при работах ГГС-200 на Хутудинской площади был составлен в нижнем течении р. Соколиная, левого притока р. Хутудабига, расположенного в 15,3 км ниже устья р. Тамараг. Здесь, по бортам реки на расстоянии 1,2–1,6 км от устья в береговых обрывах прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Песчаники зеленовато-серые, серовато-зеленые мелкозернистые до алевритистых, полимиктовые (мощность 0,15–0,3 м, единичные – до 1,2 м), средне-толстошпичатые в ритмичном переслаивании с светло-серыми, оливковыми глинистыми алевролитами, с пленками ожелезнения по поверхности (мощность прослоев 5–10 см)	67
2. Перерыв в обнаженности	65–70
3. Песчаники серые, желтовато-серые мелкозернистые полимиктовые с тонкой горизонтальной слоистостью (мощность 0,05–0,4 м, единичные 0,6–1,0 м) в ритмичном переслаивании с аналогичными по цвету песчанистыми алевролитами, с пленками ожелезнения по поверхности (мощность пластов–0,05–0,35 м, единичный пласт – 2,5 м). В основании пачки залегает пласт черных углеродисто-глинистых сланцев мощностью до 2,0 м с пленками гидроокислов железа по трещинам отдельности.....	11
4. Песчаники алевритистые оливково-серые полимиктовые (2–3 см – 0,2 м, единичные пласты – 1,1–1,6 м) в тонкоритмичном переслаивании с серыми, зеленовато-серыми филлитизированными алевролитами (от 3,0 см до 0,2 м, единичный прослой – 0,95 м). В средней части пачки отмечается единичный прослой (0,85 м) серых крупнозернистых до гравелитистых известковых песчаников, полимиктовых, с большим количеством окатанных зерен кислых эффузивов. В пачке отмечается 100 ритмов, из них в 12 ритмах второй элемент больше первого	32
5. Песчаники желтовато-серые (оливковые) мелкозернистые до алевритистых (5–30 см) в ритмичном переслаивании с желтовато-серыми алевритистыми аргиллитами (1,0–10 см). В пачке насчитывается 83 двухчленных ритмов, в девяти из которых второй элемент больше первого	23
6. Песчаники серые мелкозернистые до алевритистых (0,1–0,3 м, единичный прослой – 0,8 м), ритмично переслаиваются с черными углеродисто-глинистыми сланцами. Мощность прослоев черных сланцев в ритмах равна мощности песчаников, но в отдельных ритмах достигает 0,4–0,9 м. В пачке отмечается 63 ритма, в т. ч. в 20 из них второй элемент ритма преобладает над первым. В углеродисто-глинистых сланцах в основании пачки отмечаются коккоидные микрофоссилии(?), как правило, замещенные пиритом	18
7. Песчаники серые мелкозернистые полимиктовые, с тонкой горизонтальной слоистостью (10–25 см) в ритмичном переслаивании с черными углеродисто-глинистыми сланцами (3–8 см), по поверхности ожелезненными. В основании пачки (2 м) песчаники брекчированы	8
8. Сланцы черные углеродисто-глинистые (по поверхности ожелезненные) в ритмичном переслаивании с серыми мелкозернистыми песчаниками, аналогичными п. 7. Мощность прослоев песчаников – 3–10 см, сланцев – 20–40 см, т. е. в двухчленных ритмах резко преобладают сланцы. В сланцах отмечаются тонкие прослой, содержащие многочисленные коккоидные микрофоссилии. Для песчаников характерны линзовидные прослой (3–5 см × 0,8 м) белесых известковистых песчаников. В пачке отмечается 48 двухчленных ритмов	10
9. Песчаники серые мелкозернистые полимиктовые в ритмичном переслаивании с черными углеродисто-глинистыми сланцами, аналогичными п. 8. Мощность пластов песчаников составляет 0,1–0,4 м, сланцев – 2–10 см. В двухчленных ритмах резко преобладает I элемент, а линзовидные прослой белесых известковистых песчаников достигают длины в 3 м. В пачке отмечается 100 ритмов.....	31

Мощность разреза толщи, составленного по р. Соколиная – 200 м. Авторы листов обращают внимание, что наличие черных углеродистых сланцев в целом не характерно для вышеприведенных разрезов верхнехутудинской толщи.

На участке в заливах Рукав и Боковой фиорда Хутуда в отложениях верхней части толщи отмечаются признаки мелководья: наличие внутриформаци-

онных конгломерато-брекчий, следы подводного оползания осадков, фукоиды, знаки ряби, трещины усыхания. Все это свидетельствует о регрессивном характере накопления осадков и возможном перерыве осадконакопления.

На р. Хутудабига в 11 км выше устья р. Тамараг еще в 1975 г. В. Я. Кабаньковым, Р. Ф. Соболевской, Э. М. Красиковым была установлена пачка мощностью 40 м темно-серых до черных серицит-кремнисто-углеродистых, серицит-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с зеленовато-серыми алевролитами. В сланцах отмечаются многочисленные шарообразные, эллипсоидальные конкреции размером до 10 см карбонатного состава с фосфатами и органическим веществом. Точное стратиграфическое положение в разрезе верхнехутудинской толщи этой пачки не установлено: по мнению Р. Ф. Соболевской и Э. М. Красикова, она приурочена к нижней части разреза толщи, а В. Я. Кабаньков относил ее к средней или даже верхней части. Аналогичные конкреции установлены и на р. Грустная, правом притоке р. Хутудабига [54].

В конкрециях обнаружены остатки скелетной органики, которые В. В. Миссаржевский определил как «табулярные образования рода *Coleoloides*, описанного из нижнего кембрия Северной Америки и Польши». Формы *Coleoloides typicalis* выделялись на Ньюфаундленде и сопоставлялись с низами атдабанского яруса нижнего кембрия (Bengtson, Fletcher, 1983). Кроме целолитов в конкрециях установлены макросклеры кремневых губок и неопределимые отпечатки частей панцирей членистоногих.

Из карбонатных конкреций в песчаниках, подстилающих пачку сланцев, был выделен обширный комплекс микрофоссилий, включающий в себя: *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *Granomarginata tornatum* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk., *T. variabilis* Volk. Все указанные формы характерны для лонтоваского и доминопольского ярусов нижнего кембрия Эстонии [71]. В пределах Западного Таймыра и о. Октябрьской Революции (арх. Северная Земля) указанные формы (кроме *Micrhystridium*) отмечаются в более молодых отложениях: на о. Октябрьской Революции в университетской среднекембрийской, курчавинской позднекембрийской, ушаковской раннеордовикской свитах [24].

Сходный комплекс микрофоссилий был установлен и на других участках верхнехутудинской толщи: в береговых обрывах р. Хутудабига в инт. 6,0–16,5 км выше устья р. Тамараг и в кутовой части бух. Рыбная (п-ов Рыбный – северное побережье Пясинского залива). Здесь установлены следующие формы: *Archaoadrscina umbolata* Volk., *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiomarginata corpuscular* Iet., *L. prima* Naum., *L. perforate* Iet., *Protosphaeridium duricorium* Andr., *Tasmanites tenellus* Volk.

Указанные формы отмечаются в отложениях грустной позднекембрийской – раннеордовикской свиты на Таймыре и курчавинской позднекембрийской свиты на р. Курчавая в южной части о. Октябрьской Революции.

Авторы листов обращают внимание, что пачка черных сланцев с фосфатно-карбонатными конкрециями и «табулярными образованиями рода *Coleoloides*» не имеет четкой привязки к разрезу верхнехутудинской толщи и, при наличии плохой обнаженности по обрывам р. Хутудабига, может находиться в тектонических блоках. Кроме того, эта пачка отсутствует на всей остальной

площади развития верхнехутудинской толщи и встречена только в среднем течении рек Хутудабига, Грустная.

В 2015 г. в рамках выполнения работ по ГДП-1000 на площади листов S-44, 45 Е. В. Молчановой был составлен фрагмент разреза нижней части толщи в 350–400 м к северу от зимовья Хутуда (т.н. 250). Здесь в береговых обрывах высотой до 2,0 м практически по урезу воды прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Алевролиты светло-зеленовато-серые слюдястые тонкоплитчатые (мощность прослоев до 1,5 м) в ритмичном переслаивании со светло-серыми мелкозернистыми песчаниками мощностью 0,2–0,3 м. Выделяются двучленные ритмы мощностью до 1,0–1,8 м, причем верхний элемент ритма (алевролиты) резко преобладает над нижним. Аз. падения пород 10°, угол 70° 10
2. Алевролиты зеленовато-серые тонкоплитчатые, аналогичные п. 1, с прослоями темно-серых до черных аргиллитов мощностью 5–10 см. Отмечаются кварцевые жилы мощностью 5–10 см двух возрастных генераций: секущие и доскладчатые. Аз. простираения секущих жил 350°, угол 90° 7
3. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые массивные (мощность 1,0–1,2 м) в ритмичном переслаивании с зеленовато-серыми до темно-серых алевролитами (0,2–0,3 м). Ритмы двучленные, четко выраженные мощностью 1,2–1,5 м..... 6
4. Песчаники зеленовато-серые, аналогичные п. 3 (мощность 0,5–1,2 м), в ритмичном переслаивании с зеленовато-серыми до темно-серых алевролитами (0,2–0,6 м). Отмечаются единичные прослои черных алевролитов, переходных к аргиллитам 10

Мощность составленного разреза – 33 м.

Разрез интересен тем, что на этом участке отмечается смена фациальных условий осадконакопления: пункты 1–2 имеют трансгрессивный характер (верхние элементы ритмов преобладают по мощности над нижними – удаленная от суши область сноса), а в пунктах 3–4 ритмы явно регрессивные.

В пробе 250-1 из песчаников было выделены 40 детритовых цирконов, для 27 из которых получены конкордантные значения изотопного (U/Pb) возраста (млн лет): 1 зерно – 290 (ранняя пермь); 12 зерен – инт. 511–534 (ранний кембрий); 7 зерен – 536–557 (поздний венд); 1 зерно – 574 (ранний венд); 5 зерен – 611, 612, 615, 622, 801 (поздний рифей); 2 зерна – 2719, 2837 (лопий).

Детритовые цирконы, выделенные из зеленоцветных песчаников верхнехутудинской толщи в нижнем течении р. Хутудабига (проба 251–1), имеют следующие возрасты (млн лет): 2 шт. – верхний и средний кембрий (499, 506); 16 шт. – ранний кембрий (511–530); 2 шт. – поздний венд (537, 569) и 2 шт. – поздний рифей (645, 689).

В 2015 г. фрагментарные выходы, как предполагалось ранее [23], мининской толщи изучались по берегам островов Плавниковые. Отличительной чертой пород на островах Гранитный, Подкова, Костерина, Северный Зарзар (т.н. 168, 60, 174, 175 соответственно), отнесенных нами, предположительно, к верхней части нижнехутудинской толщи, является присутствие светло-коричневых и рыжих (с поверхности) прослоев известковистых алевролитов.

На северо-восточном берегу о. Подкова (т.н. 172) коренные выходы представлены ороговикованными серыми плотными горизонтальнослоистыми песчаниками с эпидотизированными конкрециями размером от 2–5 до 10–

20 см. В песчаниках отмечены симметричные остроконечные знаки ряби (1–4 см). Слоистость подчеркнута эпидотизацией. Породы падают к юго-юго-западу по азимуту 205° под углом 50°.

На юго-восточном берегу о. Подкова (т.н. 60) породы представлены преимущественно груборитмичными зеленовато-серыми песчаниками с обилием белесых известковистых конкреций и маломощными (1–5 см) темно-зеленовато-серыми аргиллитами в кровле пачек. Породы падают к северо-северо-востоку (25°) под углом 85°. Песчаники мелко-среднезернистые свежие известковистые, аркозовые (в обломках – кварц, кислые эффузивы, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, граниты, алевролиты, эпидот). Аргиллиты – алевритистые, слюдистые, слабокарбонатизированные, с единичными неясными округлыми стяжениями. Отмечаются единичные пласты (0,4–0,5 м) светло-коричневых и рыжих (с поверхности) прослоев песчаных известковистых алевролитов, обломочная часть в которых представлена кварцем, полевыми шпатами, кислыми эффузивами. Вверх по разрезу песчаники на расстоянии в 20 м сменяются переслаиванием (по 0,2–0,4 м) серо-зеленых песчаников и темно-серых косослоистых алевролитов. В алевролитах отмечаются слои зеленых аргиллитов. Конкордантный изотопный возраст (20 зерен из 22) детритовых цирконов из зеленовато-серых песчаников (проба 60-1) отвечает (млн лет): раннему кембрию (8 зерен) – 519–534; позднему венду (7 зерен) – 538–561; раннему венду (2 зерна) – 574, 585; позднему рифею (3 зерна) – 626, 658, 721. Возраст цирконов (млн лет) в светло-коричневых известковистых алевролитах (проба 60-5 с о. Подкова) отвечает преимущественно раннему кембрию (20 зерен) – 516–534 и позднему венду (12 зерен) – 536–562 млн лет. Кроме указанных, отмечено по 2 зерна среднекембрийских (505 и 506 млн лет), ранневендских (584, 591 млн лет), поздне-рифейских (600, 608 млн лет) цирконов.

Юго-западный берег о. Подкова (т.н. 61) сложен массивными серозелеными известковистыми песчаниками, под углом 20° падающих к северу по азимуту 10°. В песчаниках отмечаются линзовидные прослои (1–2 см) алевролитов и уплощенные скопления белесых песчаных известняков. Сходными породами сложен о. Баранова (т.н. 62) к западу от о. Подкова (падение под углом 80° к северу по азимуту 20°).

Юго-западная часть о. Круглый сложена зеленоцветными кварцевыми алевролитами, содержащими детритовые цирконы (проба 173а) раннекембрийского (517, 522, 533 млн лет), поздневендского (548, 551, 567 млн лет), ранневендского (588 и 593 млн лет), позднерифейского (601, 604, 605, 607, 646 млн лет) и раннерифейского (1587 млн лет) возрастов.

На северном берегу о. Костерина (т.н. 174) низкие коренные выходы представлены коричневато-серыми тонкополосчатыми алевролитами. На замытых плоскостях отдельности рассланцованных пород видны следы внутрiformационных конгломератов и конкреций, развернутых по кливажу. Азимут падения напластования 355°, угол 10°. Азимут падения кливажа 180°, угол 65°. Породы сложены кварцевыми алевролитами со сгустками глинисто-карбонатного материала и песчанстыми слюдисто-кварцевыми алевролитами (туфоалевролитами?). Обломки представлены кварцем, плагиоклазами, хлоритом, агрегатами мусковита и хлорита. Характерны карбонатные и кварц-

карбонатные выделения, радиально-лучистые обрастания зерен кварца, а также мелкие неопределимые игольчатые выделения. Изотопный конкордантный возраст детритовых цирконов (15 зерен из 20 в пробе 174-2) отвечает преимущественно раннему кембрию (6 зерен – 513–527 млн лет) и позднему венду (535, 537, 542, 567 млн лет). Присутствуют также по одному зерну раннего триаса, ранней перми, раннего венда, раннего рифея и позднего лопия (246, 271, 597, 1465, 2693 млн лет соответственно).

На северо-западной оконечности о. Северный Зарзар в своде мелкой антиклинали выходят передробленные зеленоцветные мелкозернистые плохосортированные аркозовые песчаники, сходные с описанными на участке зимовья Хутуда (т.н. 167). С севера на юг по западному берегу острова визуально на расстоянии в 1,6 км наблюдается смена черноцветными, зеленоцветными, пестроцветными (коричневыми) породами.

Разрозненные коренные выходы на северо-восточном берегу о. Большой Гольцмана (т.н. 177) представлены серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками с обилием мелких белесых конкреций и единичными прослоями тонкополосчатых алевролитов–аргиллитов. Обломочная часть песчаников представлена кварцем, микрокварцитами, эффузивами среднего–кислого состава, плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Цемент – кварцевый, соприкосновения. Пятна наложенного карбоната составляют до 10%. В составе детритовых цирконов (проба 177-2), по данным изотопных исследований (20 конкордантных значений из 30), резко преобладают раннекембрийские (11 зерен с возрастом 512–533 млн лет) и позднерифейские (6 зерен с возрастaми 604–657 млн лет). Прочие 3 зерна имеют среднекембрийский и поздневендский возраст (504, 555 и 557 млн лет).

Возраст толщи в Легенде ТСЗ отвечал позднему венду – раннему кембрию. В дополнении к Легенде ТСЗ по листу S-46 обоснован раннекембрийский возраст, который принимается и в настоящей работе до получения новых геохронологических и палинологических данных.

Мощность верхнехутудинской толщи составляет 700–800 м.

Общая мощность объединенных нижнехутудинской и верхнехутудинской толщ превышает 1300 м.

Внешне отложения мининской, ниже- и верхнехутудинской толщ Таймыра сходны с отложениями, установленными на островах Известий ЦИК, но отличаются характером ритмичности, литологическим составом и, предположительно, возрастом пород. Можно также отметить сходство структурного плана на участках развития пород мининской толщи и терригенных отложений на островах Известий ЦИК. Судя по составу обломочной части тех и других отложений, а также по возрастам детритовых цирконов, сходным был и состав области сноса.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Южнинская толща (Є₁₋₂juž) выделена в 1997 г. В. Я. Кабаньковым и Р. Ф. Соболевской по результатам работ ГГС-200 на Хутудинской площади [56]. Толща названа по мысу Южный на северо-восточном берегу Пясинского

залива, хотя стратотипический район ее распространения находится на р. Хутудабига выше и ниже устья ее правого притока – р. Малый Дженнир. Толща установлена также на р. Тамараг, в заливе Рукав фиорда Хутуда и на восточном берегу Пясинского залива. Нижняя граница толщи условно проводится по кровле пачки глинистых сланцев с фосфатными конкрециями верхнехутудинской толщи. Учитывая наличие внутриформационных конгломерато-брекчий, трещин усыхания, следов подводного оползания осадков в верхней части верхнехутудинской толщи на участках заливов Рукав и Боковой, что указывает на возможный перерыв осадконакопления, залегание южнинской толщи на верхнехутудинской на отдельных участках стратиграфически несогласное.

Наиболее полные разрезы толщи составлены по береговым обрывам р. Хутудабига в 2,1–4,5 км выше устья р. Малый Дженнир и по правому притоку р. Малый Дженнир в 1 км от его устья. В связи с плохой обнаженностью на указанных участках сводный разрез толщи достаточно условен. Толща сложена темно-серыми до черных глинистыми, углеродисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненным количеством прослоев желтовато-зеленоватых мергелей, темно-серых глинистых известняков и серых полимиктовых песчаников.

По данным В. Я. Кабанькова и Р. Ф. Соболевской, по литологическому составу южнинская толща условно разделяется на три подтолщи.

1. Нижняя подтолща сложена черными глинистыми, углисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, интенсивно пиритизированными и обохренными по поверхности. В сланцах отмечаются линзовидные прослои (до 2,0 м) серых полимиктовых песчаников и линзы (0,3 × 1,0–1,5 м) светло-серых песчаных известняков. Из этой части разреза на р. Хутудабига (14,8 км выше устья р. Тамараг) найдены отпечатки фрагментов панцирей трилобитов (возможно *Anomocariidae*), а выше по течению 9,7 км выше устья р. Тамараг определены трилобиты *Elyx* cf. *olenekensis* Kor. С этих же участков определены микрофоссилии *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk., *G. sibirica* Ilt., *Leomarginata prima* Naum., *L. perforata* Ilt 60–80

2. Средняя подтолща сложена темно-серыми глинистыми известняками в ритмичном переслаивании с желтовато-серыми, зеленовато-серыми доломитовыми мергелями и темно-серыми аргиллитами. Отмечаются единичные прослои серых детритовых известняков, в которых установлены трилобиты *Ciceragnostus cicer* Tullb., *Phalagnostus* sp., *Solenopleura* sp. indet. По северо-восточному краю Пясинского залива (10,2 км юго-восточнее мыса Южный) еще в 1975–1976 гг. в отложениях южнинской толщи В. Я. Кабаньковым и Н. П. Лазаренко были найдены отпечатки трилобитов *Centropleura* aff. *angustata* West, *Agnostus* sp., *Anomocariidae* gen. et sp. indet. С участка мыса Южный по северо-восточному побережью Пясинского залива из южнинской толщи определен комплекс микрофоссилий: *Bavlinella faveolata* Ilt., *Granomarginata sibirica* Ilt., *G. squamacea* Volk., *Kildinella sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim., *Leosphaeridia sphaeridium* Andr., *Leomarginata perforata* Ilt., *L. corpuscula* Ilt., *Margominuscula tremata* Naum 36

3. Верхняя подтолща сформирована черными углисто-глинистыми аргиллитами, интенсивно пиритизированными, по поверхности ожелезненными, с прослоями (0,1–0,2 м) темно-серых алевритистых известняков, приуроченных к верхней части подтолщи 40

По заключению Н. П. Лазаренко, приведенный комплекс трилобитов характерен для майского яруса среднего кембрия, а *Phalagnostus* sp., *Peronosis* sp. indet, имеют более широкий возрастной интервал и отмечаются в верхах амгинского яруса.

Микрофоссилии указанных видов *Baltisphaeridium*, *Bavlinella*, *Granomarginata* характерны для нижнекембрийских отложений доминопольского, лонтоваского горизонтов Эстонии [71]. На о. Октябрьской Революции указанные виды микрофоссилий имеют широкий возрастной интервал от нижнего кембрия до среднего–верхнего кембрия (некрасовская, маратовская, университетская, курчавинская свиты) [24].

Детритовые цирконы (21 конкордантное значение из 26 зерен) в породах южнинской толщи на юго-восточном берегу фиорда Рыбный (проба 4074–5/5 В. Ф. Проскурнина из коллекции ГГС-200) имеют следующие возрасты (млн лет): 3 шт. – средний кембрий (504–509); 12 шт. – ранний кембрий (513–530); 5 шт. – поздний венд (536–552); 1 шт. – поздний рифей (603).

Возраст южнинской толщи, в соответствии с Легендой ТСЗ, принимается ранне-среднекембрийским, хотя на основании определения трилобитов и присутствия цирконов среднекембрийского возраста, правильное было бы датировать толщу средним кембрием. Отсутствие трилобитов нижней части амгинского яруса может указывать на стратиграфический перерыв между южнинской и верхнехутудинской толщами.

Мощность толщи колеблется от 120 до 150 м [111].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Грустнинская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1gr$) была выделена А. И. Забиякой в 1974 г. и названа по р. Грустная, правому притоку р. Хутудабига. Точное положение стратотипического разреза автором не было указано, а возраст принимался среднепротерозойским. При последующих стратиграфических исследованиях на р. Грустная (В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская, Н. П. Лазаренко, Э. М. Красиков, 1976 г.) свита была переведена в верхний кембрий – нижний ордовик в связи с нахождением фаунистических остатков.

Грустнинская свита на площади развита на локальных участках и закартирована по северо-восточному побережью Пясинского залива, в среднем течении р. Хутудабига и ее правого притока – р. Грустная, а также в приустьевой части р. Тёмная. Стратотип свиты находится на берегах р. Хутудабига в 7,5–8,5 км выше устья р. Тамараг. Нижняя и верхняя границы свиты согласные и установлены: нижняя – на правом берегу р. Хутудабига в 7,5 км выше устья р. Тамараг, а верхняя – в 2,5 км ниже устья р. Малый Дженнир [109]. В стратотипическом разрезе грустнинской свиты по р. Хутудабига прослежены (снизу вверх).

1. Известняки доломитистые темно-серые тонкогоризонтальнослоистые, реже – косослоистые, средне- толстоплитчатые со знаками волновой ряби и тонкими (2–3 см) прослоями черных углеродистых сланцев.....

15

2. Сланцы углеродисто-глинистые и глинистые черные листоватые, с прослоями темно-серых горизонтальнослоистых известняков и с тонкими прослоями черных кремней.....	35
3. Известняки серые пелитоморфные с тонкими (2–3 см) прослоями черных глинистых сланцев и прослоями (5–10 см), состоящими из тонкого переслаивания пелитоморфных известняков и черных глинистых сланцев. Пелитоморфные известняки переслаиваются с серыми толстоплитчатыми (до 0,5 м) известняками горизонтально-косослоистыми со знаками волновой ряби и трещинами усыхания...	26
4. Известняки доломитовые и алевролитистые желтовато-серые толстоплитчатые косо-горизонтальнослоистые со знаками ряби и иероглифами оплывания, переслаивающиеся в нижних 5 м с серыми комковатыми известняками.....	24
5. Известняки доломитистые мелкозернистые желтовато-серые толстоплитчатые (до 40 см) с ровными поверхностями напластований, переслаивающиеся с прослоями (10–50 см), серых доломитистых косослоистых известняков, серых алевролитов и темно-серых глинистых сланцев.....	50
6. Известняки доломитистые, аналогичные пачке 5, переслаивающиеся с неравномерно-плитчатыми серыми известняками и алевролитистыми известняками с лимонно-желтой корочкой выветривания.....	45
7. Известняки доломитистые серые, переслаивающиеся через 1,2–1,5 м с горизонтальнослоистыми комковатыми известняками, с прослоями серых алевролитов и темно-серых глинистых сланцев	40
8. Известняки алевролитистые серые среднеплитчатые (5–15 см), переслаивающиеся с серыми алевролитами и темно-серыми глинистыми сланцами.....	24
9. Известняки доломитистые серые толстоплитчатые (до 0,5 м) со знаками волновой ряби и иероглифами оплывания, имеющие в нижних частях пластов горизонтальную, а в верхних – косослоистую текстуру. Венчаются ритмы темно-серыми глинистыми сланцами. Вблизи кровли пачки в линзе детритовых известняков в 1976 г. были определены трилобиты <i>Shumardia</i> sp., <i>Apatokefalidae</i> , <i>Olenidae</i> ; остракоды <i>Nanopsis</i> sp.; водоросли <i>Nuia sibirica</i> Masl. и многочисленные конодонты <i>Drepanodus suberectus</i> (Branson et Nehl), <i>D. homocurvatus</i> Lind., <i>Oistodus parallelus</i> Pander. По заключению специалистов, возраст вмещающих пород ограничивается тремадоком. Водоросли <i>Nuia sibirica</i> Masl. (определение Э. М. Касимова и В. П. Лучининой) на Сибирской платформе известны из устькутского горизонта тремадоковского яруса, а на Пай-Хое – в верхнем тремадоке.....	36
10. Известняки доломитистые серые средне- и тонкоплитчатые, ритмично переслаивающиеся с серыми алевролитами, образующими слойки 2–3 см, и с черными углеродисто-глинистыми сланцами (1–1,5 см). По разрезу отмечаются прослои серых пелитоморфных известняков. В сланцах – редкие граптолиты тремадока <i>Clonograptus</i> sp., <i>Dendrograptus</i> sp.	24
11. Известняки доломитистые серые с желтоватой коркой выветривания, среднеплитчатые (2–5 см), горизонтально-косослоистые со скоплением алевроитового материала по напластованию. Знаки волновой ряби встречаются спорадически. Известняки, как и нижележащие по разрезу, переслаиваются с серыми алевролитами и черными аргиллитами, роль которых в ритмах по разрезу возрастает	31

Выше по разрезу, в этом же обнажении, вскрыта малодженнирская толща, имеющая с грустнинской свитой согласный контакт.

Мощность грустнинской свиты в разрезе составляет 350 м.

Грустнинская свита наблюдалась на р. Грустная (правый приток р. Хутудабига), где присутствует большей частью в элювиальных развалах. По облику пород и их особенностям состав свиты близок к таковому на р. Хутудабига. Исключение составляет встреченный здесь горизонт известняковых

-конгломератобрекчий видимой мощностью до 40 м. Все обломки (размером до 20 см) представлены косо- и горизонтальнослоистыми алевритистыми и доломитистыми известняками. Большинство из них имеют форму неокатанных плиток толщиной до 5,0 см и включены в глинисто-карбонатную массу. Ориентировочная мощность свиты на р. Грустная определена в 150–200 м.

В заключение следует сказать, что несмотря на то, что фауна из верхней половины грустнинской свиты свидетельствует о тремадокском возрасте вмещающих пород, возраст ее датируется поздним кембрием – ранним ордовиком (тремадоком), т. к. на других участках к востоку (район р. Траутфеттер) в ее нижней части присутствуют позднекембрийские трилобиты. Авторы листов обращают внимание на то, что наличие горизонтов конгломератобрекчий на р. Грустная и на северо-восточном побережье Пясинского залива (7,0 км восточнее мыса Южный), возможно, указывает на стратиграфический перерыв между южнинской толщей и грустнинской свитой на этих участках.

Мощность грустнинской свиты в стратотипе по р. Хутадабигай составляет 350 м и уменьшается до 150–200 м на р. Грустная. Согласно Легенде ТСЗ [111], принята мощность 250–350 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ – СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Малодженнирская толща (O₁₋₂md) выделена Р. Ф. Соболевской, В. Ю. Кузнецовым, В. Я. Кабаньковым в 1997 г. и названа по р. Малый Дженнир, правому притоку р. Хутудабига, впадающему в 9,5 км (по прямой) выше устья р. Тамараг [56]. Ранее, в 1976 г. этот разрез по р. Хутудабига изучался Р. Ф. Соболевской и Э. М. Красиковым, которые по литологическим разновидностям пород выделяли две толщи: нижнюю – песчано-известково-сланцевую и верхнюю – углеродисто-кремнистую. Малодженнирская толща залегает согласно на грустнинской и ее нижняя граница проводится по подошве пачки черных углеродисто-глинистых, глинистых сланцев, содержащих граптолиты самых низов аренига. Контакт между двумя толщами установлен по правому берегу р. Хутудабига в 2,5 км ниже устья р. Малый Дженнир. Здесь снизу вверх, по данным Р. Ф. Соболевской, прослежены отложения.

1. Сланцы черные, темно-серые углеродисто-глинистые, глинистые листоватые, интенсивно пиритизированные с граптолитами основания аренига (зона *Approximatus*): *Tetragraptus (Paratetragraptus) acclinaus* Keble., *T. (Eotetragraptus) quadribrachiatus* (T. Halle), *Tetragraptus (Paratetragraptus) approximatus* Nich. и др., вместе с которыми встречен мелкий детрит водорослей *Nuia* sp., обломки неопределимых трилобитов и брахиопод..... 10

2. Сланцы, черные углеродисто-глинистые, листоватые с прослоями серых пелитоморфных, доломитистых известняков с косой, тонковолнистой слоистостью и известковистых алевролитов. В подошве пачки найдены граптолиты (зона *Approximates*) *Adelograptus victorae* (T. Hall), *Tetragraptus decipines* (T. Hall). В кровле пачки присутствуют граптолиты *Dichograptus* sp., *Expansograptus* sp. (возможно, зона *Extensus*) 27

3. Песчаники зеленовато-серые крупнозернистые до гравелитистых, полимиктовые с грубой отдельностью (0,2–0,5 м) закономерно переслаивающиеся с бо-

лее тонкими прослоями желтовато-серых доломитистых известняков и черных, стально-серых углеродисто-глинистых, глинистых сланцев. В сланцах найдены граптолиты <i>Expansograptus</i> sp., <i>Oncograptus</i> sp., <i>Isograptus</i> ex gr. <i>caduceus</i> Harris, I. ex gr. <i>victoriae</i> Harris и др. (зоны <i>Oncograptus/Isograptus</i>)	31
4. Песчаники зеленовато-серые, аналогичные п. 3 с прослоями черных углеродисто-глинистых, глинистых сланцев (до 1,0 м). Отмечаются прослои (до 1,5 м) желтовато-серых алевритистых известняков с горизонтальной, косой слоистостью.	45
5. Сланцы черные углеродисто-глинистые, кремнисто-глинистые с редкими стяжениями (0,15 × 0,3 м) дымчато-серых пелитоморфных известняков	24

Мощность составленного разреза – 137 м.

Вышележащая часть разреза толщи составлена по правому берегу р. Хутудабига в 4,7–5,3 км выше устья р. Малый Дженнир, где прослежены (снизу вверх).

6. Известняки доломитовые серые с рыжеватой корочкой выветривания по поверхности, тонко-среднеплитчатые (2–15 см), с тонкой горизонтальной слоистостью, ритмично переслаивающиеся с маломощными прослоями (10–30 см, единичные до 1,0 м) черных углеродисто-глинистых сланцев. Отмечаются единичные прослои (от 0,2–0,3 до 1,0–1,2 м) зеленовато-серых полимиктовых и полевошпатово-кварцевых известковистых песчаников. В 35 м выше подошвы в глинистых сланцах найдены граптолиты лланвирина <i>Cryptograptus</i> sp., <i>Climatograptus</i> sp., <i>Hustedograptus teretiusculus</i> His. (зона <i>Teretiusculus</i>)	65
7. Сланцы черные углеродисто-глинистые листоватые с прослоями (через 1,5 м) серых доломитистых известняков.....	40
8. Известняки серые алевритистые с горизонтальной, косой слоистостью, с линзами (10 × 30 см) плотных голубовато-серых доломитов и прослоями черных углеродисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами карадока: <i>Glossograptus</i> sp., <i>Dicellograptus</i> sp., <i>Diranograptus rectus</i> Hork. и др. (зона <i>Gracilis</i>).	23

Мощность толщи в стратотипическом районе по р. Малый Дженнир – 265–270 м.

Кроме р. Хутудабига, малодженнирская толща установлена на р. Тамараг – правом притоке р. Хутудабига и на западном побережье Пясинского залива в 9,0 км к юго-востоку от мыса Южный. Здесь прослежена пачка черных углеродисто-глинистых, глинистых сланцев мощностью 26,0 м, содержащая граптолиты аренига: *Tetragraptus* sp., *Expansograptus* sp., *Isograptus* ex gr. *victoriae* Harris и др. (зона *Oncograptus/Isograptus*).

На основании определений граптолитов возраст малодженнирской толщи определяется как ранний–средний ордовик. Верхняя граница малодженнирской толщи в пределах Хутудинско-Коломейцевской площади не установлена.

Мощность толщи, в соответствии с Легендой ТСЗ [111], составляет 320–350 м.

ВЕНД – РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Нерасчлененные отложения венд-раннепалеозойского возраста (V-PZ₁) в пределах Северотаймыро-Североземельского геологи-

ческого района выделены на акватории, где, в соответствии с данными СМНГ [119], являются акустическим фундаментом с отражающим горизонтом А. Породы представлены сланцами, метапесчаниками и металевролитами общей мощностью до 5000 м.

По данным бурения скв. Свердруп-1 [130], вендские отложения складчатого фундамента прослежены в интервале глубин 1830–2336 м и по литологическому (петрографическому) составу пород условно разделяются на три подтолщи (пачки).

Нижняя подтолща вскрыта в интервале глубин 2205–2336 м и представлена биотит-амфибол-кварцевыми, биотит-амфибол-карбонат-кварцевыми сланцами с повышенным содержанием рудных минералов (до 10–15%). Рудные минералы представлены в виде тонкорассеянной вкрапленности магнетита, ильменита и тонких линзочек (0,1–2,0 мм), шлировых включений (до 5 мм), выполненных пирротинном и пиритом. В пирротине отмечаются мельчайшие выделения халькопирита, пентландита и сфалерита. В интервале глубин 2158,3–2160,7 м, который проходил с отбором керна, содержание рудных минералов колеблется от 1,0 до 25–30% объема породы.

Средняя подтолща прослежена в интервале глубин 1830–2205 м и характеризуется неравномерным чередованием гранат-биотитовых микрокварцитов и слюдисто-кварцевых микросланцев. В разрезе преобладают микросланцы, среди которых выделяются: биотит-кварцевые, кварц-хлоритовые, биотит-кварц-карбонатные, кварц-хлорит-биотитовые разности, а в нижней части толщи – биотит-амфибол-кварцевые. Мощность массивных «прослоев» составляет 0,1–0,5 м, сланцеватых – 0,75–1,0 м. Отличительной особенностью подтолщи является постоянное присутствие в ней гнездообразных и линзовидных включений молочно-белого кварца (до 5–7 см), от которых отходят тонкие ветвящиеся кварцевые прожилки (до 1–2 мм), на отдельных участках полученного керна полностью «пропитывающие» породу.

Все породы интенсивно кливажированы; трещины кливажа ориентированы перпендикулярно к сланцеватости (напластованию?) пород или наклонены под углом 45° к ней. По трещинам кливажа развита сульфидная минерализация, представленная тонкозернистым пирротинном и пиритом. Породы интенсивно дислоцированы – угол падения пород (по керну) составляет 55–70°. Наиболее сильно породы деформированы в инт. 1955–1969 м, где сланцеватость достигает 90°, т. е. ориентирована параллельно оси керна. На этом участке породы состоят из остроугольных обломков, разбитых сетью разнонаправленных трещин, выполненных кварцем, и приобретают «брекчированный» вид.

Верхняя подтолща (1620–1830 м) в настоящей работе переведена в позднепермский – раннетриасовый возраст.

По данным скважинного электрического каротажа, породы складчатого фундамента резко дифференцируются по значению электрического сопротивления (КС). Обычные сланцы и микрокварциты характеризуются высоким электрическим сопротивлением, достигающим 300–350 Ом·м. На этом фоне выделяются участки с аномально низким кажущимся сопротивлением от десятков долей до первых единиц. Такие показания соответствуют зонам повышенной рудной минерализации и выделяются в инт.: 1888–1894 м (6 м),

2014–2016 м (2 м), 2060–2064 м (4 м), 2084–2094 м (10 м), 2098–2102 м (4 м), 2106–2125 м (19 м), 2136–2212 м (76 м), 2231–2234 м (3 м), 2255–2259 м (4 м).

Мощность гидротермально проработанных участков разреза вендских отложений по скв. Свердруп-1 составляет 128 м, т. е. 25 % от общей мощности (506 м) нижней–средней толщ.

Возраст отложений в отчете по бурению принимался позднерифейским, но в настоящее время по относительно низкой степени метаморфизма условно принят вендским.

Северо-Быррангский геологический район

Стратифицированные образования венд-каменноугольного возраста в Северо-Быррангском геологическом районе присутствуют в пределах обеих геологических площадей. На **Пясино-Фаддеевской ГП** выделяются нерасчлененные отложения верхнего венда – нижнего ордовика (нижнеостанцовская свита, гравийнореченская и устремленновская толщи, степановская свита объединенные), нижнего ордовика – нижнего силура, нижнего ордовика – верхнего силура (астрономическая, гольцовская, каменная, болотнинская толщи), верхнего силура – среднего девона (устыпьясинская свита), верхнего девона (домбинская свита) и нижнего карбона (зеледеевская и пережатнинская свиты). На **Тарейско-Быррангской ГП** в пределах листов S-44, 45 присутствуют ниже-среднедевонские (тарейская, песчанинская и валентиновская свиты объединенные) и ниже-среднекаменноугольные (вольнинская свита) отложения.

В пределах листов S-44, 45 наиболее широко развиты отложения верхнего силура – среднего девона, верхнего девона и нижнего – среднего карбона. Прочие стратиграфические подразделения выделяются фрагментарно в восточной части площади на стыке с листом S-46.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеостанцовская свита, гравийнореченская и устремленновская толщи, степановская свита объединенные ($V_2-O_1nO \div st$), в соответствии со смежным листом S-46, изображаются на карте как объединенные из-за малой мощности стратонтов.

Нижнеостанцовская свита выделена В. В. Беззубцевым с соавторами в 1988 г. Название дано по р. Останцовая, левому притоку р. Траутфеттер, где расположен ее стратотип. На площади работ свита отсутствует и закартирована на листе S-46, где она с размывом залегает на терригенно-карбонатных отложениях прозрачнинской толщи верхнего венда. В стратотипическом разрезе свита с угловым несогласием залегает на доломитах колосовской свиты с базальным конгломератом в основании. В нижней части свита сложена конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками, песчаниками, алевролитами, в верхней – известняками, доломитами. Возраст свиты определен поздним вендом на основании находок ангустиокреид и хиолительминт в страто-

типе, по которому она уверенно сопоставляется с немакит-далдынским горизонтом Сибирской платформы.

Мощность свиты – 34–40 м [111].

Гравийнореченская толща выделена Р. Ф. Соболевской и В. П. Орловым в 1957 г. и названа по р. Гравийная, правому притоку р. Шренк, где находится ее стратотип. Гипостратотип установлен на р. Останцовая, левом притоке р. Траутфеттер.

Гравийнореченская толща согласно залегает на нижнеостанцовской свите и ее нижняя граница проводится по подошве пачки голубовато-серых и желто-серых доломитов с ярко-желтой коркой выветривания и со скелетными остатками. Верхняя граница также согласная и проводится по кровле пачки черных углеродисто-глинистых сланцев (аргиллитов), которые перекрываются органогенно-обломочными известняками устремленновской свиты.

На листе S-46 представительный разрез расположен на р. Шара, где толща представлена мергелями доломитовыми темно-серыми до черных с охристой и оранжевой коркой выветривания, с тонкими прослоями известняков, увеличивающимися по мощности к кровле толщи. В основании – слой кварцевых гравелитов мощностью до 1 м. Мощность пачки мергелей – 15–16 м. Выше, после закрытого интервала (13–14 м), обнажаются известняки пелитоморфные, сланцеватые и массивные серые с многочисленными остатками хиолитов. В кровле – слой (до 1 м) мергелистых алевролитов оранжевого цвета на выветрелой поверхности. Мощность известняков – 20 м. Общая мощность гравийнореченской толщи в приведенном разрезе – примерно 50 м.

В разрезе по ручьям Прозрачный и Голубой, притокам р. Ленивая в основании толщи обнаружены моллюски томмотского яруса: *Lotouchella korobkovi* (Vost.), *Aldanella* sp., *Philoxenella* sp. (определения В. И. Восточковой), а в 8 м выше подошвы – органические остатки, характерные, по заключению М. М. Миссаржевского, для томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия.

Ранне-среднекембрийский (томмотский–амгинский) возраст толщи уверенно определяется многочисленными органическими остатками (нижнекембрийскими хиолитами, колпачковыми гастроподами, трилобитами, брахиоподами и, в верхней, сланцевой, части – среднекембрийскими трилобитами), а также стратиграфическим положением ее ниже слоев с фауной майского яруса в разрезе по р. Шара.

Мощность толщи не превышает 55 м [111].

Устремленновская толща в ранге свиты была выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Устремленная, левому притоку р. Траутфеттер. В ее составе им выделялись три подсвиты, причем только в средней были найдены остатки среднекембрийской фауны. В настоящее время к устремленновской толще относится средняя подсвета (в понимании М. Н. Злобина). Стратотипической местностью устремленновской толщи является р. Ленинградская, вблизи устья руч. Степаново Ущелье, а также реки Останцовая и Устремленная, притоки р. Траутфеттер (руч. Каньонистый). Границы толщи со смежными подразделениями согласные. Нижняя граница проводится по кровле углеродисто-глинистых сланцев гравийнореченской толщи и появлению зеленовато-серых органогенно-обломочных известняков.

Толща распространена в восточной части листа S-44, 45 на тех же участках, где развита гравийнореченская толща и сложена известняками, глинистыми и органогенно-обломочными известняками серыми и темно-серыми волнистослоистыми, включающими тонкие сантиметровые прослои зеленовато- и темно-серых глинистых сланцев.

В разрезе на р. Шара в известняках устремленновской толщи найдены многочисленные остатки трилобитов, хиолитов и редкие беззамковые брахиоподы. Из трилобитов Н. П. Лазаренко определены: *Anomocarioides* cf. *Divulgates* Laz., *Solenopleura* sp., *Corynexochus* cf. *perforate* Lerm., *Phalacroma* sp. и др., характерные для низов майского яруса среднего кембрия. Мощность устремленновской толщи в разрезе – до 60 м.

Мощность толщи варьирует от 25 м на р. Останцовая до 150 м на руч. Каньонистый [111].

Степановская свита выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по ключу Степаново Ущелье, левому притоку р. Ленинградская. Стратотип не был выделен, лектостратотип расположен на ключе Каньонистый, правом притоке р. Траутфеттер. Залегаёт она согласно на устремленновской толще и ее нижняя граница проводится по кровле последнего пласта органогенно-обломочных известняков. Верхняя граница также согласная и проводится по подошве черных глинистых сланцев с кремнями, залегающими в основании астрономической толщи.

В пределах листа наиболее представительный разрез свиты расположен в верховьях руч. Прозрачный, где снизу вверх по разрезу представлены отложения.

1. Известняки микро- и мелкозернистые серые и темно-серые горизонтально- и пологоволнистослоистые 50–80

2. Известняки алевритистые темно-серые горизонтально- и косослоистые толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения. Алевритистый материал в таких известняках концентрируется по плоскостям наслоения, образуя при этом тонкие (0,5–1 мм толщиной) прослойки, чем подчеркивается общая слоистость пород. По плоскостям наслоения таких известняков спорадически встречаются знаки ряби. В верхней части известняков наблюдаются прослои (5–7 см) листоватых известковистых сланцев серой и черной окраски 100–120

В разрезе на руч. Прозрачный в нижней части свиты встречаются трилобиты *Homagnostus*(?) sp., *Olenaspella*(?) sp., характерные для верхнекембрийских отложений.

Возраст свиты на основании стратиграфического положения, а также находок трилобитов и конодонтов датируется поздним кембрием – ранним ордовиком (тремадоком). Среди позднекембрийских трилобитов определены *Glyptagnostus reticulatus* (Ang.), *Cycloagnostus orientalis* Laz., *Clavagnostus spinosus* (Ang.), *Lotagnostus trisectus* (Salt.). Конодонты представлены видом *Phakelodus tenuis* Muller. Тремадокские трилобиты включают *Triarthrus* ex gr. *angelini* Linnrs., *Hypermecaspis* ex gr. *armata* H. et L.

Мощность свиты колеблется от 90 м в лектостратотипе до 220 м на р. Широкая.

Общая мощность объединенных отложений, в соответствии с Легендой ТСЗ, колеблется от 300 до 420 м.

ВЕНД-РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Нерасчлененные отложения венд-раннепалеозойского возраста ($^8V-PZ_1$) в пределах Северо-Бырангского геологического района выделены на разрезе сухопутной части п-ова Таймыр, где, в соответствии с сейсмическими данными [100], являются сейсмокомплексом с отражающими горизонтами V_г-V_б. Сейсмокомплекс охватывает образования венда, кембрия и ордовика. Породы представлены известняками, доломитами, мергелями, глинистыми сланцами мощностью от 1000 до 2000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеордовикские–нижнесилурийские отложения нерасчлененные (O₁-S₁) были впервые выделены Ю. Е. Погребницким и Г. Э. Грикуровым в 1961 г. при составлении листов S-44, 45 Госгеолкарты-1000 (первое поколение) по восточному побережью Пясинского залива и прослежены в северо-восточном направлении в среднем течении рек Спокойная, Грустная, нижнем течении р. Агатовая на расстоянии 130–135 км.

На ГК-1000/2 [23] ордовикские – силурийские отложения также представлены нерасчлененными нижнеордовикскими – нижнесилурийскими отложениями, прослеживающимися от Пясинского залива до верховьев р. Шренк. Отложения представлены фрагментами монотонной толщи темноцветных глинистых, кремнисто- и известково-глинистых сланцев с прослоями фтанитов, известняков и доломитов с большим количеством пирита и органического вещества. Контакты с подстилающей грустнинской толщей и перекрывающей устьепясинской свитой согласные. Найденные в толще граптолиты указывают на присутствие трех отделов ордовика и нижнего отдела силура. Общая мощность отложений, по данным разных авторов, колеблется от 550 до 950 м, а в бассейне р. Шренк, по расчетным данным, достигает 1000–1100 м.

В информационном отчете по ГГС-200 на Хутудинской площади [109] нижнеордовикские – нижнесилурийские образования не выделены. Подразделение нерасчлененных нижнеордовикских – нижнесилурийских отложений в Легенде ТСЗ не предусмотрено. На ГК-200 листов S-45-XIX, XX и S-45-XXI, XXII [31, 28] на юго-восточном берегу Пясинского залива показаны нерасчлененные нижнеордовикские – нижнесилурийские отложения, в соответствии с чем на листах S-44, 45 на южном и северо-восточном берегах нами оставлен индекс нерасчлененных нижнеордовикских – нижнесилурийских образований, слагающих крылья Спокойнинской синклинали.

В северном крыле синклинали отложения прослеживаются полосой от островов Долгие к востоку–северо-востоку практически до рамки листа. Северный контакт с хутудинской толщей – тектонический и проходит по Диабазовому разлому. Южный контакт с перекрывающими отложениями устьепясинской свиты, предположительно, согласный. В 2015 г. при проведении работ ГДП-1000 Е. М. Макарьевой на северо-западной оконечности о. Пляжевый (острова Долгие) в Пясинском заливе был составлен фрагмент разреза нерасчлененных отложений нижнего ордовика – нижнего силура.

Здесь, в маленькой бухточке, в морских береговых обрывах высотой 2,5 м прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Известняки светло-серые массивные среднеплитчатые (прослой 0,2–0,5 м) с тонкими прослоями серых водорослевых известняков и единичными прослоями серых среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников мощностью 0,5–1,0 м. В кровле прослоев известняков и песчаников отмечаются черные аргиллиты по 0,1–0,2 м мощности – т. е. для пачки характерны двучленные ритмы мощностью 0,3–1,2 м. Аз. падения пород 240°, угол 25°	10
2. Окварцованные доломиты серые массивные мелкозернистые, иногда комковатые (мощность прослоев 1–2 м) с тонкими невыдержанными прослойками (2–4 см) буровато-черных алевролитов	25
3. Пропуск разреза 11 м. Отмечаются фрагментарные выходы серых окварцованных доломитов, аналогичных п. 2	11
4. Песчаники темно-коричнево-серые мелко-среднезернистые кварц-полевошпатовые среднеплитчатые (в кровле – тонкоплитчатые) с единичными прослоями темно-серых неяснослоистых аргиллитов (3–5 см) и тонкими прослоями серых водорослевых(?) известняков. Аз. падения пород 245°, угол 25°	16

Мощность составленного разреза – 62 м. К востоку вдоль берега по разрозненным коренным выходам возможно наращивание разреза вниз на расстояние 100–150 м (50–60 м по мощности).

В 2016 г. были получены результаты определения детритовых цирконов из кварц-полевошпатовых песчаников п. 1 вышеописанного разреза (проба 196-6), выполненные в ГЕОХИ РАН (г. Москва) методом лазерной абляции. Всего было проанализировано 27 зерен детритовых цирконов, определения которых были признаны конкордантными. Распределение по возрастам определенных цирконов следующее:

- поздний рифей (12 зерен – 44 %) с возрастом 603–705 млн лет, в т. ч. 7 зерен (26 %) определены в очень узком возрастном интервале 605–618 млн лет. Установлено 1 зерно циркона среднего рифея – 1336 млн лет, которое можно считать захваченным при размыве позднерифейских образований;

- вендский возраст установлен для 8 зерен цирконов (29 %) в интервале 562–597 млн лет. Интервал разбивается на 2 фазы возможного наличия разновозрастных интрузивных пород: ранний венд (4 шт.) с возрастом 588–597 млн лет и поздний венд (4 шт.) – 562–568 млн лет;

- ранний кембрий представлен всего 3 зернами цирконов (11 %) с возрастом 519–533 млн лет (гоммотский–атдабанский ярусы);

- наиболее молодые зерна имеют возраст 422 (граница венлока и лудлова), 454 (карадок) и 484 (тремадок) млн лет, что не противоречит возрасту отложений.

На южном крыле Спокойнинской синклинали отложения нижнеордовикского – нижнесилурийского возраста на площади листов S-44, 45 впервые описаны Ю. Е. Погребницким на участке в нижнем течении р. Новоморжово. Контакт с вышележащей устьепясинской свитой верхнего силура – среднего девона согласный и проводится по подошве мощной пачки серых толстоплитчатых доломитов (мощность пачки – более 100 м) с линзами черных кремней.

Разрез описываемых отложений вскрыт на коленообразном изгибе р. Новоморжово, в 6 км от ее устья и представлен пачкой сланцев черных углисто-кремнисто-глинистых и углисто-глинистых с маломощными, до 0,1 м, прослоями черных фтанитов. Ю. Е. Погребицким здесь были собраны граптолиты *Cyrtograptus* sp., *Monoclimacsis* sp. (определение А. М. Обути). Выше, через закрытый инт. 20 м по мощности, залегают отложения устьепясинской свиты. Видимая мощность разреза нижнеордовикских–нижнесилурийских отложений 250–270 м. Нижние части разреза на этом участке не установлены.

Возраст отложений, в соответствии с изданными листами ГК-200, оставлен раннеордовикским–раннесилурийским.

Мощность отложений превышает 270 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Астрономическая, гольцовская, каменная и болотнинская толщи объединенные (O₁-S₂as÷bl).

Объединенные отложения нижнего ордовика – верхнего силура на площади работ выделяются у восточной рамки листа, по границе со смежным листом S-46, где, в соответствии с Легендой ТСЗ для Пясино-Фаддеевской ГП, расчленены на четыре согласно залегающие толщи.

Представительные разрезы указанных толщ на площади листов S-44, 45 не установлено и описание их приводится по стратотипам [110].

Астрономическая толща была выделена Р. Ф. Соболевской, Ю. Г. Ахмадеевым, В. П. Матвеевым, В. Ю. Поповым в 1995 г. и названа по руч. Астрономический, левому притоку р. Крутая (бассейн среднего течения р. Гольцовая). Стратотипическая местность толщ находится на р. Широкая, левом притоке р. Гольцовая и на руч. Болотный, левом притоке р. Тихая (бассейн р. Ленинградская). В бассейне рек Гольцовая и Ленинградская толща залегают согласно на степановской свите и ее нижняя граница проводится по подошве пачки алевритистых и кремнистых сланцев, содержащих граптолиты основания аренига. Верхняя граница с гольцовской толщей также согласная и проводится по подошве пачки темноокрашенных алевролитов с прослоями известняков, содержащих граптолиты карадока (зона *Gracilis*). На р. Ленивая она согласно перекрывает грустнинскую свиту. Разрез толщ на р. Широкая представлен в следующем виде (снизу вверх).

- | | |
|---|-------|
| 1. Алевролиты окремненные черные с бурой коркой выветривания | 0–40 |
| 2. Аргиллиты черные листоватые, сильно пиритизированные, с прослоями черных пиритизированных окремненных алевролитов | 20–25 |
| 3. Алевролиты окремненные черные тонкогоризонтальнослоистые с прослоями черных аргиллитов и кремней. В алевролитах – граптолиты лланвирна – <i>Expansograptus</i> sp., <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Pseudotrigranograptus ensiformis</i> (J. Hall), <i>Glyptograptus</i> sp. | 20 |
| 4. Аргиллиты черные листоватые, сильно пиритизированные | 10 |
| 5. Алевролиты темно-серые до черных с подчиненными прослоями рыхлых аргиллитов с редкими <i>Climacograptus</i> aff. <i>bicornis</i> (J. Hall), <i>Hallograptus</i> (?) sp. лланвирнского яруса ордовика | 35 |

На руч. Болотный вскрыта незначительная часть астрономической толщи. Здесь обнажены (снизу вверх) отложения.

1. Алевролиты окремненные черные тонкогоризонтальнослоистые, с редкими тонкими (2–4 см) прослоями темно-серых окремненных известняков. Вблизи подошвы пачки – граптолиты *Leptograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Hustedograptus teretiusculus* His., а вблизи кровли – *Climacograptus peltifer* Lapw., свидетельствующие о лланвирнском возрасте пород..... 25
2. Алевролиты окремненные черные тонкогоризонтальнослоистые, переслаивающиеся с черными аргиллитами, содержащими редкие граптолиты *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Hustedograptus* sp..... 20

Мощность вскрытого разреза составляет 45 м.

На основании немногочисленных граптолитов возраст толщи на руч. Болотный, как и на р. Широкая, ограничивается аргенигом–лланвирном.

Суммарная мощность толщи не превышает 115–130 м.

Гольцовская толща выделена Р. Ф. Соболевской с соавторами в 1995 г. и названа по р. Гольцовая на Восточном Таймыре.

По литологическому составу они почти идентичны. Гольцовская толща повсеместно представлена глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, часто с прослоями тонкорассеянного пирита. На р. Ленивая (лист S-46) в нижней части толщи были найдены граптолиты карадокского яруса: *Expansograptus serratulus* J. Hall, *Dicranograptus rectus* Норк., *Climacograptus* aff. *calcaratus* Lapw. и др. На правом притоке р. Илистая вблизи ее устья в толще найден более высокий комплекс ашгиллских граптолитов: *Dicellograptus intortus* Lapw., *D.* aff. *salopiensis* E. et W., *Dicranograptus nicholsoni nicholsoni* Норк. и др.

Мощность толщи – около 35 м.

Каменная толща выделена Р. Ф. Соболевской с соавторами в 1995 г. и названа по р. Каменная, правому притоку р. Ленинградская.

В стратотипическом районе толща, прослеженная по элювиальным развалам, представлена однообразными черными, коричневато-серыми углисто-кремнистыми сланцами в переслаивании с черными окремненными фтанитами. В породах встречается многочисленная вкрапленность пирита. Породы верхней части толщи (венлок) по сравнению с нижней (лландовери) менее окремненные, содержат больше углистого вещества, появляются карбонатные породы. Верхняя часть толщи представлена углисто-глинистыми сланцами с прослоями пелитоморфных известняков. В нижней части толщи установлены граптолиты *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* Nich., *Monograptus marii* Perner., *Pritograptus* aff. *regularis* Toeng. и др., характерные, по заключению Р. Ф. Соболевской, для средней части лландоверийского яруса (аэрон) нижнего силура. В средней части разреза определены граптолиты *Globosograptus* sp., *Octavites spiralis* Gein., *Streptograptus plumosus* Baily., и др., типичные для верхней части лландоверийского яруса (телич). В самой верхней части разреза найдены граптолиты *Cyrtoagraptus* sp. indet., *Pristiograptus dubius* Suess., характерные уже для венлокского яруса (шейнвуд) нижнего силура. В разрезе отсутствуют отложения основания лландоверийского яруса (рудана), что свя-

зано, очевидно, с перерывом осадконакопления. Мощность толщи в стратотипе – 110–135 м [110].

Болотнинская толща выделена Р. Ф. Соболевской и др. и названа по руч. Болотный, правому притоку р. Тихая (бассейн р. Ленинградская). Составной стратотип ее находится на р. Широкая, в 14–15 км выше устья, и на левом притоке этой реки, впадающем в 16 км от ее устья. Она известна и на Центральном Таймыре: в бассейне р. Шренк и на р. Илистая, правом притоке р. Ленивая.

Залегаet она согласно на породах каменной толщи, а ее верхняя граница проводится по подошве пачки сильно окремненных нитчато- и ленточнослоистых доломитов, содержащих прослой кремнистых сланцев, относящихся к устьепясинской свите.

Состоит толща из алевролитов темно-серых и черных тонкоплитчатых, переслаивающихся с черными листоватыми углисто-глинистыми сланцами (аргиллитами) и темно-серыми доломитами. Раннелудловский возраст толщи установлен на основании граптолитов. В ней присутствуют граптолиты зон *nilssoni/progenitor* и *scanicus-chimaera*, в том числе *Neodiversograptus nilssoni* (Barr.), *Lobograptus progenitor* Urb., *L. scanicus* (Tullb.), *Saetograptus chimaera salvei* (Lapw.)

Мощность толщи в составном стратотипе – 60–70 м, а неполная мощность в бассейне р. Ленивая – 25 м.

Возраст объединенных отложений астрономической, гольцовской, каменной и болотнинской толщ определяется их положением в разрезе ниже устьепясинской свиты и находками граптолитов *Cyrtograptus* sp. и *Monoclimacsis* sp., известных на Центральном Таймыре от карадокского яруса верхнего ордовика до лландоверийского яруса нижнего силура.

Мощность, по аналогии с листом S-46, превышает 400 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Устьепясинская свита (S_2 - D_{2up}) выделена в 1957 г. Ю. Е. Погребичким и названа по приустьевой части р. Пясины. Точного положения стратотипа свиты автором не указано. На площади листов S-44, 45 выходы свиты установлены на побережье Пясинского залива вдоль устьевой части р. Пясины, на реках Спокойная, Жёлтая, Тёмная, Бинюда. Фрагментарные части выходов свиты закартированы в нижнем течении р. Ефремова, по долинам рек Зелеево, Талая, Новоморжово. Свита залегаet согласно на нижнеордовикских–нижнесилурийских отложениях и ее нижняя граница проводится по подошве 50-метровой пачки темно-серых ритмичнослоистых доломитов с обильными линзами и прослоями черных кремней. Наиболее полный ее разрез находится на р. Новоморжово, в 6,5 км от устья. Здесь, на черных сланцах с граптолитами раннесилурийского возраста, согласно залегают (снизу вверх) отложения.

1. Доломиты темно-серые ритмичнослоистые, с линзами и прослоями черных кремней. Слои доломитов ровные, по (0,3–0,5 м), разделенные по поверхностям,

1–2 мм глинистого материала. Эта пачка доломитов с кремнями является литологически маркирующим горизонтом и картируется в основании свиты от р. Ефремова до бассейна р. Ленивая на Центральном Таймыре.....	50
2. Незакономерное чередование черных сланцев углисто-глинистых и углисто-кремнисто-глинистых; редкие прослой (0,1–0,2 м) черных фтанитов. В сланцах – частые дисковидные стяжения доломитов диаметром от 0,2 до 0,6 м и прослой черных кремней (0,1–0,2 м). В средней части пачки отмечаются прослой доломитов серых мелкозернистых тонкослоистых	60
3. Сланцы черные углисто-глинистые с редкими прослоями до 0,1 м известняков темно-серых мелкозернистых	25
4. Незакономерное чередование известняков грубослоистых (слои по 0,3–0,5 м) и сланцев черных углисто-кремнисто-глинистых (0,1–0,2 м), редкие прослой фтанитов. В известняках – линзы черных кремней (1–3 см).....	20
5. Черные углисто-кремнисто-глинистые сланцы с редкими (0,1–0,15 м) прослоями известняков серых мелкозернистых	30
6. Доломиты массивные темно-серые мелкозернистые.....	5
7. Переохлаждение сланцев черных углисто-кремнисто-глинистых и углисто-глинистых с редкими прослоями фтанитов (3–20 см); линзы и конкреции доломитов до 0,5 м и черных кремней до 0,1 м. В средней части пачки преобладают известняки темно-серые глинистые с обильными тентакулитами <i>Styliolina</i> sp., <i>Nowakia</i> ex gr. <i>zlichovensis</i> Richter, N. sp., <i>Viriatellina</i> sp., характерны для эффельского яруса среднего девона	200

Мощность устьпясинской свиты по разрезу составляет 390 м.

Возраст свиты охватывает интервал от раннего лудлова до эйфеля включительно. В породах свиты на изученной территории собраны многочисленные тентакулиты. Из них *Nowakia zlichovensis*, *N. praecursor*, *N. cancellata* Richter, *N. barrandei* Bouc. являются зональными видами эффельского яруса среднего девона. Отдельные формы (*Striatissima* Bouc. et Brant.) известны в пражском ярусе. Остальные формы тентакулитов имеют более широкое возрастное распространение – от раннего до среднего девона. Находки фауны, характеризующие нижний возрастной предел свиты поздний силур – ранний девон на изученной территории не обнаружены. Возраст свиты принимается раннелудловским–эйфельским.

Отсутствие фаунистически обоснованных отложений верхнего яруса нижнего силура (венлок) на площади ставит вопрос о наличии возможного стратиграфического несогласия в основании устьпясинской свиты по северному побережью п-ова Таймыр от рек Новоморжово, Зелеева до юго-восточного побережья Пясинского залива.

Формирование отложений свиты происходило в условиях доманиковых формаций, о чем свидетельствует значительное количество в разрезе глинисто-кремнистых пород, хемогенных глинистых доломитов, реже известняков, угнетенный и однообразный характер фауны. Отложение осадков происходило в относительно глубоководном бассейне с застойной восстановительной средой [23].

Мощность устьпясинской свиты составляет 380–440 м [111].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тарейская, песчанинская и валентиновская свиты объединенные ($D_{1-3}tr \div vl$). Отложения указанного возраста выделяются на **Тарейско-Бырангской геологической площади**, где установлены в нижнем течении р. Бинюда и приурочены к центральным частям мелких антиклинальных складок в приустьевой части р. Толбато (левого притока р. Бинюда) и в приустьевой части руч. Верхнее Толбато (правого притока р. Бинюда, 4,4 км выше устья р. Толбато).

Тарейская свита впервые была выделена Н. П. Аникеевым и А. И. Гусевым в 1939 г. в бассейне р. Тарей как нерасчлененные отложения верхнего силура – нижнего девона. Стратотип разреза расположен на каньонообразном участке р. Тарей в 45 км от устья. Детальное описание разреза выполнено в 1959 г. С. В. Черкесовой с изменением возрастной датировки свиты на нижний девон. В качестве опорного разрез изучался в 1965 г. сотрудниками НИИГА и СО АН СССР. В 1985 г. производилось его доизучение сотрудниками ВНИИОкеангеология и СНИИГТиМС при участии специалистов Геологического института Литвы, ЛГИ под руководством С. В. Черкесовой и Р. Г. Матухина. Фауна определялась специалистами ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, ЛГИ (г. Санкт-Петербург), ПИНа (г. Москва), ПГО «Уралгеология» (г. Екатеринбург), Геологических институтов Литвы и Эстонии. Результаты исследований обобщены в работе «Стратиграфия и фауна Тарейского нижнедевонского разреза» под редакцией С. В. Черкесовой, В. Н. Каратают-Талимаа и Р. Г. Матухина (1993 г.).

Отложения этого стратиграфического уровня широко развиты на сопредельном к востоку листе S-46 в бассейне р. Тарей, на междуречье Тареи и Верхней Таймыры и в районе гряды Топографическая.

Тарейская свита сложена известняками, доломитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и гипсами. Нижняя граница ее проводится по подошве пачки гипсов, глинистых доломитов, пестроцветных аргиллитов.

Стратотипический разрез тарейской свиты снизу вверх.

1. Гипсы, зеленоцветные доломитовые аргиллиты, доломиты, серые глинистые сланцы (белокаменские слои) с брахиоподами *Howellella propria* T. Modz., *H. Labilis* T. Modz., ихтиофауной *Gabreyaspis tarda* Novits., *Tareyaspis venusta* Novits., *Putoranoaspis* sp. и др. 60–80
2. Пестроокрашенные глинистые доломиты, доломитовые аргиллиты, глинистые сланцы, переслаивающиеся (угрюмские слои) с брахиоподами *Lanceomyoma* ex gr. *Kuzmini* Tcherk., *Cyrtina praecedens* Kozl., *Howellella mercuriformis* Kulk. и др. ... 90
3. Известняки комковатые с прослоями глинистых сланцев, в основании – глинистые сланцы с прослоями известняков (толбатские слои) с табулятами *Favosites nikiforovae* Chekh., *F. Gussevi* Tchern., *Striatopora magna* Smirn., *Parastriatopora tcherkesovae* Smirn и др., ругозами *Tryplasma bimorphoseptata* Krav., *Glossophyllum* Krav., *Pseudopetraia* aff. *Geniseptata* Soshk и др., мшанками *Fustulipora angustannula* L. Nekh., *F. tarejaensis* L. Nekh. и др., брахиоподами *Schizophoria protonevadensis* Smith., *Gypidula pelagica gibbosa* Tcherk. и др. 50
4. Известняки с пачками глинистых сланцев; 3, 4 глинисто-карбонатных ритма мощностью до 25 м (даксанские слои) с табулятами *Favosites kolymensis* Tchern., *Squameofavosites frequens* Smirn., *Thamnopora taimyrica* Tchern., ругозами *Pseu-*

<i>domicroplasma altaica</i> Dyb., <i>P. Salairica</i> Peetz., <i>Tryplasma aequabilis</i> Lonsd., <i>T. devoniana</i> Soshk., <i>Taimyrophyllum speciosum</i> Tchern., мшанками <i>Ottosceetaxis devonicus</i> L. Nekh., <i>Fistulipora angustannula</i> L. Ntkh., и др.	70
5. Глинистые сланцы внизу, переслаивающиеся глинистые и карбонатные пачки в средней части, известняки, вторичные доломитыверху (юнходские слои) с табулятами <i>Squameofavosites nodulosum</i> Smirn., <i>Thamnopora taimyrica</i> Tchern., <i>Striatopora zlobini</i> Smirn., ругозами <i>Pseudozonophyllum primitivum</i> Krav и др., брахиоподами <i>Gypidula verae</i> Rzon. и др., <i>Pholidostrophia inermis</i> Havl., <i>Rugosatrypa moldawanzewi pjasinensis</i> Tcherk., <i>Taimyrrhynch taimyrisis</i> Nikif и др.	50
6. Глинистые сланцы, ритмично чередующиеся с известняками и вторичными доломитами. Два ритма мощностью до 17 м (тарибигайские слои) с табулятами <i>Favosites robustus minimus</i> Smirn., <i>Squameofavosites rupestris</i> Smirn., ругозами <i>Xystriphyllum taimyricus</i> Krav., <i>Lyrielsma tarejensis</i> Krav и др., мшанками <i>Fistulipora Nordica</i> L. Nekh., <i>Leptotrypa ordinate</i> L. Nekh.	35
7. Аргиллиты и глинистые сланцы, переслаивающиеся с известняками, в кровле – доломиты (долганские слои) с табулятами <i>Favosites goldfussi</i> Orb., <i>F. Redularissimus</i> Yanet., <i>Squameofavosites bohemicus</i> Posta., <i>Syringopora crispa</i> Schlut., <i>S. Eifeliensis</i> Schlut. и др., ругозами <i>Zelolasma planivesiculosa</i> Tchern., <i>Zonophyllum parva</i> Mark., <i>Arcophyllum septatum</i> Bulv., мшанками <i>Leptotrypa ordinaria</i> L. Nekh., брахиоподами <i>Megastrophia (Megastrophella) iddingsi</i> Merriam, <i>Rugosatrypa verneuilliana annae</i> Tcherk., дакриоконаридами <i>Nowakia praecursor</i> Boucek., <i>N. Praecursor parva</i> Klish et Egor.	44

Белокаменско-толбатские слои с фауной лохковского возраста составляют усть-тарейский горизонт, отвечающий лохковскому яреусу. Даксанско-тарибигайские слои относятся к злобинскому горизонту, возраст которого определяется по фауне как пражский–раннеэмсский. Долганские слои содержат фауну раннеэмсского возраста.

Как видно из приведенного разреза, тарейская свита в стратотипическом районе имеет двучленное строение. Ее нижняя часть (170 м), в сложении которой существенна роль гипсов и доломитов, представлена лагунными и лагунно-морскими отложениями прибрежного мелководья. Для нее характерна полосчатая пестрая окраска пород и ритмичность высокого порядка. В строении верхней части (230–255 м) преобладают фации открытого моря – известняки с богатой, разнообразной морской фауной, ритмично чередующиеся с глинистыми породами.

Мощность тарейской свиты в стратотипическом разрезе – 400–420 м.

Песчанинская свита распространена на южной половине листов S-46-XIX, XX, южнее устья р. Тихая, где слагает крылья антиклинали; отдельные выходы расположены по р. Бинюда близ устья р. Верхняя Дюйчока и по р. Толбато. Свита сложена известняками, глинистыми известняками и карбонатными (известковистыми) брекчиями.

Нижняя граница свиты проводится по резкой смене доломитов, мергелей и известняков тарейской свиты с обильными фаунистическими остатками, «немыми» карбонатными брекчиями и известняками. Выходы свиты представлены преимущественно элювиальными и делювиальными развалами, скальные выходы наблюдаются по берегам рек. В нижнем течении р. Тарей между устьями рек Толбато и Юнхода (листы S-46-XIX, XX) составлен сводный разрез (снизу вверх).

1. Брекчии карбонатные грубообломочные сложены обломками различной размерности (от 1–2 см до 0,5–1,5 м). В обломках преобладают известняки серые и темно-серые пелитоморфные и тонкозернистые; реже встречаются мелкие (1–3 см) обломки глинистых доломитов и мергелей зеленовато-серого цвета. Количество обломков составляет до 70–80 %, форма их остроугольная, неправильная, реже – округлая. Связующий матрикс состоит из мелких (0,1–2,0 см) угловатых обломков тех же известняков, сцементированных светло-серым мелко- или тонкозернистым известняком. Окраска пород пятнистая; меняется от серой и темно-серой до розовато- и буровато-серой за счет гидроокислов железа 80–100
2. Известняки слоистые темные, светлые, коричнево-серые плитчатые, слои по 0,1–0,3 м 25–30
3. Известняки грубослоистые массивные; наблюдается чередование слоев по 2–3 м однородных пелитоморфных известняков темно-серых и светло-коричневато-серых, линзовидные прослои (мощностью до 1,5 м) известковистых брекчий 35–40
4. Известняки коричневатого-серые плитчатые однородные и тонкослоистые 110–130

Среднедевонский возраст песчанинской толщи определяется ее положением выше отложений тарейской свиты и по аналогии с сопредельными территориями. На площади листов S-46-XIX, XX в ней встречаются брахиоподы *Gypidula* ex gr. *biplicata* Schnur., *Carinatina* sp., *Desquamatia* sp., *Undispirifer* cf. *undiferuis* Roem., *Atrypa* cf. *impolita* M. et J. Breiv., указывающие на раннеживетский возраст вмещающих пород одновозрастных с юктинской свитой Сибирской платформы, редкие *Favosites goldfussi eifelensis* Penecke ранне-среднедевонского возраста [23].

Мощность свиты – 250–300 м.

Валентиновская свита была выделена В. В. Беззубцевым в 1987 г. при подготовке к изданию Геологической карты Горного Таймыра [6]. Положение стратотипа толщи автором не указано. На смежном к востоку листе S-46 она широко распространена в бассейне р. Тарей, в междуречье Тарей–Верхняя Таймыра и в районе гряды Топографическая. На площади работ свита развита в верховьях и в среднем течении р. Бинюда выше р. Чулюю, где она слагает ядра мелких куполовидных антиклиналей, а также обнажается в устье р. Дюйчока, по р. Толбато.

Наиболее полные разрезы свиты составлены по руч. Перекатный и по правобережью р. Фала-Койка. Здесь прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Известняки светлоокрашенные, розоватые, кремевые и белые грубослоистые (слои по 0,3–1,5 м) пелитоморфные. Поверхности слоев четкие, по их контактам наблюдаются тонкие структурно-стилолитовые швы. Редкие брахиоподы, водоросли *Emanuelia* sp. и фораминиферы *Bisphaera elongata* Pojark., *B. malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir., *Auroria ferganensis globula* Pojark. позднедевонского возраста 70
2. Доломиты слоистые светло- и темно-серые плитчатые мелкозернистые 55
3. Известняки светлоокрашенные коричневатые, серые и кремевые массивные грубослоистые (слои по 0,3–1,5 м) пелитоморфные. В верхней части (10 м) известняки грубослоистые серые мелкозернистые 30
4. Доломиты темно-серые и коричневатого-серые грубослоистые мелкозернистые и тонкозернистые; редкие табуляты, замещенные светлыми и темными кремнями ..90–100
5. Доломиты слоистые; чередование слоев по 0,2–0,3 м темно-серых тонкослоистых, тонкозернистых и коричневатого-темно-серых мелкозернистых однородных разностей 140–150

6. Доломиты серые однородные и темно-серые слоистые; прослои (0,5 м) доломитов коричневатого-серых слоистых.....	90
7. Известняки светло-серые и кремовые грубослоистые (слои 1,5–2,0 м) пелитоморфные; редкие табуляты <i>Syringopora formosa</i> Tchud. франского возраста	65
8. Известняки темно-коричневатого-серые тонкоплитчатые пелитоморфные однородные.....	20
9. Известняки коричневатого-серые грубослоистые пелитоморфные, линзы (до 0,2 м) криноидных известняков темно-серых с фораминиферами <i>Radiosphaera basilica</i> Reilt., <i>Parathuramina triangula</i> Brazhn. et Vdov., <i>Bisphaera irregularis</i> Bir., <i>Cribrosphaeroides rariporosus</i> Pojark. позднего фамена; линзы светлых и темных кремней	55

Мощность свиты – 560–580 м.

Возраст тарейской, песчанинской, валентиновской свит объединенных, в соответствии с возрастом входящих подразделений, отвечает раннему – позднему девону.

Сводная мощность, по аналогии со смежным листом S-46, колеблется от 800 до 1400 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего девона выделены на Пясино-Фаддеевской геологической площади, где представлены домбинской свитой.

Домбинская свита (*D_{3dm}*) выделена впервые А. П. Романовым в 1990 г. в объеме верхнего девона и названа по р. Домба (южное побережье Пясинского залива). В стратотипе свиты, расположенном на р. Домба в 1,0–3,0 км от устья, выше фаунистически охарактеризованных устьепясинской свиты прослежены отложения (снизу вверх).

1. Известняки темно-серые, переслаивающиеся со сланцами серыми глинистыми в соотношении 3:1. Слои известняков имеют мощность от 0,5 до 1,5 м; породы мелкозернистые перекристаллизованные с многочисленными радиоляриями и неопределимыми водорослями. Прослои сланцев мощностью по 0,3–0,5 м тонкоплитчатые, листоватые. В сланцах – частые дисковидные конкреции серых мелкозернистых известняков диаметром до 0,6 м. В верхней части слоя в крупных конкрециях присутствует обильная фауна неопределимых мелких брахиопод и двустворок <i>Buchiola retrostriata angulifera</i> Roemer, по определению К. А. Астафьевой-Урбайтис, широко известных во франских отложениях; конодонты <i>Palmatolepia minuta minuta</i> Branson et Mehl., <i>P. superlobata helmsi</i> Ovnaton., <i>P. glabra prima</i> Zhiig. et Hudd., по заключению Е. А. Елкна, характерные для нижнего фамена	80
2. Сланцы черные углисто-глинистые, серые глинистые и известково-глинистые с прослоями (0,1–0,5 м) известняков серых и светло-серых слоистых; соотношение известняков и сланцев 1 : 2.....	70–90
3. Сланцы глинистые стального-серые ровнотонкоплитчатые с частыми дисковидными стяжениями серых перекристаллизованных известняков, однородных и слоистых, размерами от 5 × 15 см до 0,5 × 1,2 м. В нижней части, в наиболее крупных стяжениях обильные неопределимые брахиоподы, двустворки, редкие остракоды и конодонты <i>Palmatolepis minuta minuta</i> Branson et Mehl., <i>P. permolobata schindewolfi</i> Mutter., характеризующие, по заключению Е. А. Елкина, зоны <i>U. Crepidida</i> и <i>Trachytera</i> фаменского яруса	80–110

4. Известняки грубоплитчатые светло-серые ритмичнослоистые (слои по 0,3–1,5 м). В нижних частях слоев известняки однородные алевроитистые, выше постепенно переходящие в тонкослоистые глинистые известняки, часто содержащие неопределимую микрофауну, редкие криноидеи..... 35

5. Сланцы глинистые и известково-глинистые серые, углисто-глинистые черные; в нижней части редкие прослои (0,1–0,2 м) известняков серых мелкозернистых; в верхней части редкие стяжения диаметром до 0,3 м известняков алевроитистых битуминозных с мелкими сферическими образованиями – радиоляриями(?) 50–60

Мощность верхнедевонских отложений по разрезу – 315–375 м.

Хорошо обнаженные фрагменты разреза толщи встречаются по рекам Зелдеево, Новоморжово, Талая. По р. Новоморжово в 7 км от устья, выше черных углисто-кремнисто-глинистых сланцев и фтанитов устьепясинской свиты, содержащих тентакулиты, залегают снизу вверх.

1. Известняки серые плитчатые тонкослоистые (0,1–0,5 м), чередующиеся со сланцами серыми глинистыми и известково-глинистыми (0,05–0,1 м). В сланцах – дисковидные конкреции диаметром до 0,4 м темно-серых известняков, с редкими неопределимыми двустворками 95

2. Чередование известняков темно-серых глинистых и сланцев черных углисто-глинистых рыхлых (0,3–0,5 м). В известняках отмечаются редкие симметричные знаки ряби. В сланцах редкие овальные конкреции (0,1–0,2 м) темно-серых мелкозернистых известняков; в подобных конкрециях ниже по реке обнаружены двустворки *Buchiola laticostata* Sad., *B. retrostriata* Buch., по заключению К. А. Астафьевой-Урбайтис, известные в фаменских отложениях Казахстана 90

3. Сланцы стально-серые глинистые тонкоплитчатые, слаболимонитизированные по плоскостям рассланцевания. В нижней части отмечаются слойки (1–3 см) черных углисто-кремнистых сланцев; в средней части количество черных углисто-глинистых сланцев увеличивается до 10 %, появляются редкие прослои (0,05–0,1 м) серых известняков. В сланцах – редкие дисковидные конкреции диаметром до 0,2 м серых мелкозернистых известняков с редкими пеллециподами плохой сохранности 135

Мощность верхнедевонских отложений по данному разрезу – 320 м.

Фрагменты верхнего девона отмечены в приустьевой части р. Талая. Здесь породы свиты, смятые в мелкие острые изоклиналильные складки, запрокинутые на север–северо-запад, представлены в следующей последовательности (снизу вверх).

1. Чередование сланцев черных углисто-глинистых, и серых глинистых, тонкоплитчатых (прослои по 0,2–1,5 м). Прослои (0,1–0,3 м) известняков темно-серых мелкозернистых песчаных, реже – известковистых песчаников. В известняках установлены криноидеи, перекристаллизованные радиолярии, редко – фораминиферы *Quasiendothyra conobeitusana* Durh., *Q. ex gr. kobeitusana* (Raus), указывающие на позднефаменский возраст вмещающих отложений 20–25

2. Равномерное чередование известняков темно-серых мелкозернистых, окремененных комковатых и сланцев темно-серых глинистых, известково-глинистых (от 0,3 до 1,2 м). В средней части отмечаются прослои известняков битуминозных комковатых с криноидеями и фораминиферами *Septaglomospiranella romanica* Lip., *Quasiendothyra communis* Raus. *regularis* Lip., *Q. kodeitusana* Raus. *Q. ex gr. Kobeitusana* Raus., *P. mirabilisa* Tchern., характерных для позднего фамена 30

Пропуск разреза – 20 м.

3. Сланцы черные тонкоплитчатые и листоватые углисто-кремнисто-глинистые, прослой 3–7 см фтанитов. В верхней части пачки (50–60 м) сланцы серые глинистые тонкоплитчатые 130–140

Мощность составленного разреза – 200–215 м.

На р. Зеледеево, в нижнем течении известен аналогичный разрез верхней части толщи мощностью 200 м. Здесь в нижней части разреза, в конкрециях известняков содержатся двустворки фаменского возраста *Buohiola laticostata* Sad., *B. retrostriata* Buch. (определение К. А. Астафьевой-Урбайтис). На р. Каменистая, в 2 км к востоку от р. Зеледеево, в аналогичных известняках найдены криноидеи и фораминиферы: *Soptaglomospiranella* aff. *juviformis minima* Brazhn., *Quasiendothyra* ex gr. *communis* Raus., *Quasiendothyra regularis* Lip., *Q.* sp., указывающие на позднефаменский возраст отложений [115].

Мощность толщи по южному побережью Пясинского залива изменчива и колеблется от 320 до 375 м.

Разрез верхней части домбинской толщи описан на р. Ефремова в 6,5 км от ее устья и представлен (снизу вверх) отложениями.

1. Серые известковистые доломиты с линзами и прослоями черных кремней до 3–5 см; доломиты плитчатые с тонкой слоистостью, с маломощными прослоями до 10 см углисто-глинистых сланцев 38

2. Доломиты серые известковистые с тонкой слоистостью, с линзами и прослоями черных кремней до 3–5 см и маломощными (до 10 см) прослоями черных углисто-глинистых сланцев 65

3. Ритмичное чередование доломитов и черных углисто-глинистых, известково-глинистых сланцев. Доломиты темно-серые известковистые слоистые, реже черные пелитоморфные однородные (слои от 5 до 30 см). В доломитах отмечаются желваки и прослой до 5 см черных кремней 35–40

4. Чередование известковистых доломитов, известняков с линзами, прослоями черных кремней (слои по 5–30 м) и черных сланцев углисто-глинистых, с округлыми стяжениями пелитоморфных известняков (от 5 до 30 см), содержащих неопределимую фауну брахиопод и радиолярии 47

5. Чередование (по 15–30 см) серых известковистых доломитов плитчатых со стяжениями черных кремней линзовидной и неправильной формы и глинистых пелитоморфных известняков (до 0,3 м), доломитов с прослоями до 15 см черных сланцев углисто-глинистых и углисто-кремнистых 35

6. В 14 м от подошвы прослой пород, аналогичных пачке 5. В 14 м от подошвы – прослой органогенных мелкообломочных известняков с неопределимыми водорослями, единичными криноидеями и конодонтами *Palmatolepis perlobata perlobata* Urrich. et Bussler, *P. minuta elegantula* Wang. et Ziegler, *Polilophodonta gyratilineatu* Holm. (определение Н. Н. Соболева), характерными для низов фамена 40–45

Мощность отложений толщи по р. Ефремова – 260–270 м.

Фрагмент разреза домбинской свиты мощностью 22 м составлен в 2015 г. Е. В. Молчановой на берегу бух. Ефремова у зимовья Ефремова (т.н. 271), где верхняя часть свиты слагает ядро антиклинали. Снизу вверх по разрезу от уреза воды вскрыты отложения.

1. Известняки черные пиритизированные, с кремнями	1–2
2. Известковые конгломераты черные–темно-серые от валунных до мелкогалечных с прослоями тонкополосчатых алевролитов темно-серых известковистых. Азимут падения 20°, угол 60°	1
3. Известняки серые плотные тонкополосчатые с рассеянным пиритом (кристаллы до 0,5 см)	4
4. Известняки серые тонкогоризонтальнослоистые с прослоями светло-серых известняков (по 0,1 м); в нижней части преобладают прослои черных тонкоплитчатых микрозернистых известняков с раковистым изломом	3,6
5. Чередование прослоев серых известняков мощностью по 0,1–0,4 м и черных окремненных известняков с валунами (линзовидными прослоями) светло-серых известняков по 5–10–30 см. Интенсивная пиритизация	2,4
6. Чередование прослоев темно-серых и светло-серых известняков мощностью 0,1–0,5 м. В нижней части – прослой глинистых черных пиритизированных известняков. Интенсивная пиритизация по трещинам скола. Азимут падения 5°, угол 50°. Азимут падения трещиноватости 290°, угол 60°	3
7. Черные известняки с прослоями внутриформационных конгломератов мощностью от 0,1 до 1 м и тонкополосчатых, окремненных, интенсивно пиритизированных по напластованию	3

Из данного разреза были изучены три образца (271-3к, 271-8к и 271-13к). По заключению Ю. А. Гатовского, конодонты найдены только в обр. 271-3к, где вместе с зональным видом *Palmatolepis crepida* встречены характерные для этой зоны конодонты – *Palmatolepis spathula*, *Pa. subperlobata*, *Pa. quadrantinodosalobata* и *Pa. clarki gablei* (Ziegler, 1973). Вид *Pelekysgnathus planus* широко распространен в данной зоне в Северной Америке, Европе и Азии (Ziegler, 1981). Возраст данного образца определяется как фаменский ярус, нижний подъярус, конодонтовая зона *Palmatolepis crepida*.

В обр. 271-13к обнаружены единичные обломки стержневых конодонтов, по которым установить возраст невозможно.

Фрагмент разреза (40 м) верхней части домбинской свиты составлен в 2015 г. Е. М. Макарьевой в нижнем течении р. Ефремова (т.н. 199), у петлеобразного поворота к югу. Здесь на правом борту реки в береговых обрывах высотой 2–2,5 м снизу вверх по разрезу вскрыты известняки и доломиты, из которых было отобрано 19 образцов на определение конодонтов. По заключению Ю. А. Гатовского, на основании данных распространения вида *Palmatolepis stoppeli*, возраст верхней части разреза – верхний девон, фаменский ярус, конодонтовые зон *Palmatolepis rhomboidea* – *Palmatolepis marginifera*. Породы средней части разреза имеют фаменский возраст, конодонтовые зоны – верхняя подзона зоны *Palmatolepis crepida* и *Palmatolepis rhomboidea*. Возраст образцов из нижней части разреза устанавливается как фаменский ярус, нижний подъярус, конодонтовая зона *Palmatolepis crepida*.

Позднедевонский возраст отложений домбинской толщи обоснован перечисленными в разрезах остатками ископаемой фауны. Кроме вышеуказанной фауны, в бассейне р. Ефремова из отложений толщи собраны пелециподы *Posidonia* cf. *nalivkini* Sad, *Posidonia* sp., *P. (karadialia)* cf. *venusta* Munstert, P.(k.) ex gr. *nalivkini* Sad. (определение К. А. Астафьевой-Урбайтис), известные из фаменских отложений Западного Урала, Казахстана и Западной Европы. Присутствуют конодонты *Palmatolepis rhomboidea* Sanneman, *P. glabra*

pectinata Ziegler, *P. cf. glabra prima* Ziegler et Haddle (определения Н. Н. Соболева), характерные для средней части нижнего фамена, и двустворки *Buohiola* sp., *Pochidonia* sp., указывающие на франкий и фаменский ярусы. Двустворки *Buchiola retrostriata* Buch., *B. lupinu* Clark, *Entomis variostrata* Clark., указывающие на раннефранкий возраст вмещающих слоев [115].

Возраст домбинской свиты принимается позднедевонским (франкий–фаменский ярусы).

Мощность свиты изменчива и колеблется от 270 до 365 м, увеличиваясь в северном направлении.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения представлены всеми отделами и распространены на большей части рассматриваемой территории, за исключением крайних северных районов, сложенных комплексом вендских–нижнепалеозойских образований. В соответствии с уровнем, утвержденным МСК, граница между девоном и карбоном проведена в основании слоев с фораминиферами *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima* и конодонтами *Siphonodella sulcata*. Верхняя граница карбона на Таймыре принята по кровле слоев с брахиоподами *Jakutoproductus cheraskovi*.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения развиты на *Пясино-Фадеевской геологической площади*, где представлены зелеевской и перекатнинской свитами.

Зелеевская свита (С₇l) выделена в 1991 г. А. П. Романовым и названа по р. Зелеева, где в инт. 1,4–2,0 км от устья расположен ее стратотипический разрез. В основании свиты фиксируются реликты кор выветривания, в связи с чем предполагается, что свита залегает на домбинской свите со стратиграфическим несогласием.

В стратотипическом разрезе снизу вверх залегают [23] отложения.

1. Чередование сланцев черных углисто-глинистых, темно-серых глинистых (слои по 0,2–0,5 м), с известняками темно-серыми глинистыми слоистыми тонко-мелкозернистыми (слои 0,05–0,3 м). Линзы и линзовидные прослои до 1,0 м известняков серых алевритистых рыжевато-бурых с поверхности. В нижней части в известняках отмечаются редкие криноидеи и фораминиферы плохой сохранности *Endothyridae* и *Eostaffellidae* раннекаменноугольного возраста 100–200
2. Сланцы серые глинистые с шелковистой поверхностью с прослоями 1–2 см серых тонко-зернистых глинистых известняков 80
3. Известняки серые плитчатые слоистые мелкозернистые с маломощными (0,1–0,15 м) прослоями черных глинистых сланцев 35
4. Чередование слоев (0,5–2,0 м) сланцев черных углисто-глинистых тонколистватых с прослоями черных плитчатых алевролитов; маломощные (0,2–0,4 м)

прослой известняков серых слоистых мелкозернистых, иногда криноидных и линзовидные прослой до 0,1 м известняков темно-серых рыжеватых с поверхности выветривания. В нижней части пачки – прослой известняка комковатого криноидного с кораллами и мшанками плохой сохранности, поздневизейскими фораминиферами <i>Paracaligella</i> sp., <i>Earlandia vulgaris</i> Raus et Rutl., <i>Paratikhinella</i> aff. <i>irregularis</i> Mal., <i>Endothyra aculeata</i> Sim., <i>Planoendothyra rotayi</i> Dain. и др. В средней части – редкие прослой глинистых известняков с обильными криноидеями и неопределимой микрофауной	150
5. Известняки серые и светло-серые ритмичнослоистые. В криноидных известняках в нижней части пачки водоросли <i>Kamaena</i> sp. и визейские фораминиферы <i>Tournayella</i> ex gr. <i>regularis</i> Mal., <i>Bzunsia</i> sp., <i>Endothyra</i> aff. <i>corallovajaensis</i> Voiz., <i>E.</i> ex gr. <i>prisca</i> Raus et Reitl. и др.	10
6. Сланцы углисто-глинистые, известковисто-глинистые черные, темно-серые с прослоями до 0,5 м и линзами известняков серых мелкозернистых, реже органогенных с криноидеями, мшанками, <i>Planoendothyra intermedia</i> Brazhn., <i>Dainolla chomatica</i> Dain., <i>Eoendothyranopsis donica</i> Brazhn. et Rost., <i>Endothyranopsis</i> sp. и др.	35–40
7. Известняки серые грубослоистые массивные мелкозернистые, тонкослоистые, с линзами черных кремней до 10 см; редкие прослой известняков комковатых с брахиоподами плохой сохранности и раннекаменноугольными фораминиферами <i>Archaeidiscus</i> sp.	50
8. Известняки серые ритмичнослоистые, с прослоями глинистых сланцев. Ритмы трехчленные: нижняя часть 1,5–2,0 – известняки серые мелкозернистые с линзовидными прослоями черных кремней мощностью до 15 см и протяженностью до 1,0 м; средняя, 0,1–0,3 м, – известняки глинистые темно-серые тонкослоистые; верхняя, 0,5–1,5 м, – сланцы черные глинистые	55

Мощность зелеевской толщи по р. Зелеева – 515–540 м.

Выше по разрезу залегают отложения макаровской свиты среднего карбона.

Несколько отличный от стратотипа разрез зелеевской толщи составлен по р. Ефремова, в 10,5 км выше ее устья. Здесь, на отложениях домбинской толщи со стратиграфическим перерывом залегают (снизу вверх) отложения.

1. Коры выветривания, представленные глинами желтовато-бурыми гидрослюдисто-каолинового состава с дресвой и обломками охристых лимонитизированных кавернозных известняков	5
2. Известняки серые мелкозернистые до пелитоморфных, (слои по 0,3–0,8 м) с прослоями черных известково-глинистых сланцев (до 0,1 м). Содержат редкие грубые линзовидные прослой черных кремней до 5 см. В кровле пачки в известняках найдены водоросли <i>Pseudokamaena</i> sp., известные в турне и вие Донбасса, и ранневизейские фораминиферы: <i>Eotuberitina</i> sp., <i>Neotuberitina maljavkini</i> (Mikh.), <i>Endothyra paraprisca</i> Schlyk., <i>E.</i> ex gr. <i>prisca</i> Raus., <i>Globoendothyra</i> ex gr. <i>parva</i> Tchern., <i>Tournayella costata</i> Lip.	55
3. Известняки серые мелкозернистые, рассланцованные до тонкоплитчатых, чередующиеся с прослоями (до 5 см) черных сланцев	35
4. Известняки серые грубослоистые массивные мелкозернистые, пелитоморфные. Поверхности напластования неровные, с 1–2 см слоями глинистых сланцев, трещинами усыхания. В средней части – прослой органогенных известняков с онколитами, мшанками, криноидеями, брахиоподами <i>Plicochonetes poljenovi</i> Tolm., <i>Rugauris</i> cf. <i>unica</i> Sar., <i>Marginatia burlingtonensis</i> Hall., <i>Spirifer karagandae</i> Sim. (определения Г. Е. Черняка), визейскими фораминиферами <i>Earlandia elegans</i> Raus. et Reitl., <i>E. moderata</i> MaL., <i>Forschia parvula</i> Raus., <i>Endothyra laxa</i> Couil. и др.; водо-	

прослями <i>Ungarella</i> sp., <i>Pseudokamaena</i> sp., <i>Exeoturisella</i> sp. (определения О. В. Со- сновской) турнейско-визейского возраста.....	120
5. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые	40–45
6. Алевролиты темно-серые до черных тонкоплитчатые, рассланцованные, с вкрапленностью пирита; маломощные прослои (до 0,1 м) темно-серых мелкозер- нистых известняков.....	60–65
7. Известняки серые, темно-серые мелкозернистые до пелитоморфных, гру- бослоистые и комковатые, с линзами и прослоями черных кремней до 5 см.....	25–30
8. Известняки серые массивные пелитоморфные и мелкозернистые. Прослои известняков (1–1,5 м) чередуются с прослоями по (0,1–0,2 м) серых известково- глинистых сланцев. В сланцах отмечаются округлые стяжения темно-серых из- вестняков диаметром до 0,3 м, редкие прослои (до 1,5 м) грубокомковатых серых, светло-серых органогенных известняков.....	40
9. Известняки серые массивные, грубослоистые, мелкозернистые и пелито- морфные, с линзами и прослоями черных кремней мощностью от 5 до 25 см; чере- дуются с прослоями до 0,1 м темно-серых и черных известково-глинистых слан- цев. В верхней части пачки в известняках отмечаются линзовидные стяжения до 2 м серых слоистых известняков с трубчатými водорослями	20–25

Мощность зелеевской свиты в бассейне р. Ефремова – 420 м. Выше со стратиграфическим несогласием залегают породы макаровской свиты.

В нижнем течении р. Убойная (т.н. 207 Е. В. Молчановой, 2014) в обр. 207-2 из темно-серых массивных известняков зелеевской свиты установлены остракоды и конодонты, представленные одним стратиграфически важным видом *Lochriea commutate* (Branson, Mehl, 1941). Данный вид был описан Е. Брансоном и М. Мелом в 1941 г. из верхнего миссисиппия Северной Америки. В Западной Европе вид встречается в нижнем карбоне и низах верхнего карбона. В России вид распространен в нижнем карбоне: серпуховский ярус Московской синеклизы, а также визейский и серпуховской ярусы Урала (Барсков и др., 1987). На Украине в Донбассе вид также описан из визейско-серпуховских отложений (Козицкая и др., 1978). Возраст образца 207-2 можно считать как верхи визе – серпухов, нижний карбон (заключение Ю. А. Гатовского).

Раннекаменноугольный возраст зелеевской свиты уверенно определяется по фауне. Он соответствует верхней части турнейского, визейскому и серпуховскому ярусам. Следует отметить, что большинство фораминифер являются визейскими, реже серпуховскими формами, водоросли – визейско-серпуховские. Из позднего турне встречены единичные брахиоподы, которые не определяют возраст, в ассоциации с визейскими фораминиферами [115].

Мощность свиты, в соответствии с данными, приведенными на ГК-200, колеблется от 400 до 565 м.

Перека́тнинская свита (*C_{1pr}*) названа по руч. Перека́тный (правый приток р. Тарей) и выделена А. П. Романовым и др. в 1998 г. Свита сложена известняками серыми, темно-серыми и коричневато-серыми органогенными битуминозными пелитоморфными, с обилием линз и прослоев черных кремней.

На площади работ отложения свиты прослежены в фрагментарном выходе и приурочены к ядру антиклинали к северу от субширотного отрезка р. Дюмталей, в истоках этой реки (в 9 км ниже по течению от одноименного озера).

Отложения обнажаются в русле реки в узком тектоническом блоке. Подстилающие отложения не вскрыты, соотношения с перекрывающими – тектонические. Породы сильно перемяты, брекчированы. Судя по этим выходам, которые представлены преимущественно элювиальными и делювиальными развалами и единичными коренными выходами, в отложениях свиты преобладают серые массивные пелитоморфные известняки с сильным запахом сероводорода (при ударе), с линзами и прослоями черных кремней, криноидных известняков. В отложениях обнаружены остатки кораллов, брахиопод *Ovatia* sp., *Linoproductus* sp. (определение Г. Е. Черняка) фалабигайского горизонта, мелких остракод, а также водорослей и фораминифер, среди которых О. В. Сосновской и М. Ф. Соловьевой определены *Dainella elegantula* Brazhn., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Omphalotis minima* Raus. et Reitl., *Archaeidiscus convexus* Grozd. et Leb., характерные для раннего визе.

Мощность свиты на данном участке – 200–250 м, что близко к ее полной мощности в стратотипическом разрезе в бассейне р. Тарая, где она перекрыта песчанистыми органогенными известняками макаровской свиты среднего карбона.

Изолированный выход перекатнинской свиты установлен в тектоническом блоке в верховьях рек Малая Убойная – Дундака. Здесь, в поле развития средне-верхнепермских отложений крестьянской свиты прослежены (снизу вверх).

1. Известняки темно-серые криптокристаллические плитчатые, с брахиоподами <i>Schizoporia</i> cf., <i>Planiuckula</i> Sem. et Moell., <i>Plicatifera</i> cf. <i>kalminsi</i> Liss., <i>Overtonia</i> aff. <i>celcaricus</i> Nal., <i>Reticularia</i> cf. <i>adeli</i> Ball и др.	3
2. Известняки серые и светло-серые плитчатые пелитоморфные, с линзами черных кремней размером до 5–8 см	28
3. Известняки темно-серые мелкозернистые с брахиоподами <i>Schizophoria</i> ex gr. <i>resupinata</i> Mart., <i>Camarotoechia acutirugata</i> Kon., <i>Pustula pustulosiformis</i> Rot. и кораллами <i>Zaphrensis delanoei</i> M. Edw. et Haime., <i>Siringopora</i> cf. <i>ramulosa</i> Goldf.	3
4. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с брахиоподами <i>Spirifer taidonensis</i> Tol. и кораллами <i>Zaphrensis</i> ex gr., <i>parallela</i> Cart.	21
5. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с брахиоподами <i>Spirifer cinctus</i> Keys. и кораллами <i>Zaphrensis</i> ex gr., <i>Dialonouei</i> M. Edw. et Haime, Z, cf. <i>dela-nouei</i> M. Edw. et Haime	9
6. Известняки темно-серые оолитовые плитчатые с брахиоподами <i>Schelwienella</i> cf. <i>rotundata</i> Thom., <i>Spirifer cinctus</i> Kays., <i>S.</i> cf. <i>incertus</i> Hall., <i>S. baiani</i> Nal. и фораминиферами <i>Ammodiscus</i> cf. <i>planus</i> (Moell.), <i>Hyperammina moderata</i> Mal., <i>Cherny-shinella</i> aff. <i>glomiformis</i> (Lip.) и др. (определение А. А. Войцеховской)	15
7. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые и толстоплитчатые с брахиоподами <i>Spirifer</i> ex gr. <i>trigonalis</i> Mart., <i>S. grabovi</i> Rot. и неопределимыми криноидеями	20
8. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые, реже оолитовые с брахиоподами <i>Spirifer gorski</i> Ein., <i>Brachyris</i> cf. <i>otbasarika</i> Nal.	11
9. Известняки темно-серые толстоплитчатые с брахиоподами <i>Daviesiella</i> cf. <i>comoides</i> (Sow.)	14
10. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с <i>Chonetes siblyi</i> Paeck., <i>Daviesiella</i> cf. <i>comoides</i> Sow., <i>Spirifer pellaensis</i> Well.	34
11. Известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с брахиоподами <i>Daviesiella silesiaca</i> Paeck., <i>Echinocochus elegana</i> М'Соу, <i>Linoproductus</i> aff. <i>tenuistriatus</i> Vern. и др.	15

12. Известняки серые мелко-среднезернистые с брахиоподами *Schizophoria* aff. *chonetensis* Well., *Gigantoproductus hemisphaericus* Sow., *Striatifera spinifera* Раецк. и кораллами *Lithostrotion* sp.....

1

По сборам Л. П. Никулова и др. [115] из нижнекаменноугольных отложений в верховьях р. Малая Убойная О. И. Богуш и В. О. Юферовым определены фораминиферы *Earlandia* cf. *elegans* Kunst., *Tournayella dicoidea* Dain., *Endothyra* ex gr. *tuberculata* Lip. турнейского возраста и *Planoarochaediscus eospirillinooides* Brazhn., *Archaediscus* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxia submedia* Brazhn. визейского возраста (средний визе). Среди отложений перекатнинской свиты в верховьях р. Малая Убойная не обнаружены формы серпуховского возраста.

Мощность свиты в верховьях р. Малая Убойная – 174 м.

Возраст свиты определяется как раннекаменноугольный по наличию фораминифер *Endothyra tuberculata* Lip. и др.; нижний возрастной предел – позднетурнейский, верхний – позднесерпуховской.

Мощность свиты, в соответствии с Легендой ТСЗ, составляет 180–250 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижне-среднекаменноугольные отложения развиты на **Тарейско-Бырангской геологической площади**, где представлены вольнинской свитой (С₁₋₂/I). На описываемой площади отложения свиты фрагментарно развиты на тех же участках, что и нижне-среднедевонские отложения, слагая крылья мелких антиклиналей у восточной рамки листа, граничащей со смежным листом S-46.

Описание свиты приводится в соответствии с текстом серийной Легенды [111].

Вольнинская свита выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Вольная, правому притоку р. Шренк. Свита известна также в бассейне рек Песчаная и Нюнькаракутари, Тарей. Стратотип свиты находится на р. Вольная, а парастратотип – в верховьях р. Нюнькаракутари.

На всех участках, кроме р. Тарей, она с размывом залегает на доломитах валентиновской свиты верхнего девона и согласно перекрывается аргиллитами турузовской свиты среднего карбона – ранней перми. На р. Тарей она согласно перекрывает известняки верхнего девона.

В стратотипе в основании вольнинской свиты залегают песчаники и гравелиты с прослоями водорослевых известняков. Выше преобладают органо-генно-детритовые и хемогенные известняки с турнейскими и визейскими комплексами фораминифер, мшанок, ругоз, брахиопод, гастропод. В кровле свиты обнажена 20–60-метровая пачка органо-генно-детритовых, в том числе и водорослевых, известняков с прослоями черных кремней и остатками брахиопод башкирского яруса среднего карбона. Ранее эта часть разреза выделялась как холоднинская свита.

В стратотипе свита охарактеризована многочисленными фораминиферами *Septaglomospiranella* aff. *sphaerica* (Durk.), *S. rauserae* (Dain.), *S. ex gr. compre-*

sa Lip., *S. ex gr. donetziana* Brazhn. et Vdov., *S. aff. romanica* Lip., *Tournauella moelleri* Nal., *T. moelleri unica* Nal. и др. В парастратотипе встречен близкий комплекс фораминифер, брахиоподы родов *Streptorhynchus*, *Overtonia*, *Pustula*, *Echinoconchus*, *Buxtonia*, *Dimergelasma*, *Brachythyris*, *Gigtuella*, а также кораллы, мшанки, криноидеи, гастроподы.

На основании приведенной фауны возраст вольнинской свиты определен как интервал турнейский – башкирский ярусы.

Мощность свиты – 160–250 м [110].

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Нерасчлененные отложения среднепалеозойского возраста ($^{\circ}PZ_2$) в пределах Северо-Быррангского геологического района выделены на разрезе сухопутной части п-ова Таймыр, где, в соответствии с сейсмическими данными [100], являются сейсмокомплексом с отражающими горизонтами Vб-Vа. Сейсмокомплекс охватывает образования силура, девона и нижнего карбона. Породы представлены органогенными и хемогенными известняками, глинистыми сланцами, фтанитами мощностью от 600 до 2700 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ–МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

СРЕДНИЙ КАРБОН – ТРИАС

Образования данного возрастного цикла развиты почти исключительно на Диксоновской геологической площади Южно-Быррангского геологического района и, весьма ограниченно, на акватории Карского геологического района.

Южно-Быррангский геологический район

Диксоновская геологическая площадь

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Макаровская свита (C_2mk) выделена в 1957 г. Ю. Е. Погребицким и В. И. Ушаковым на Западном Таймыре. В стратотипическом разрезе свиты на р. Макарова (южное побережье Пясинского залива) вскрыта только нижняя часть разреза, сложенная черными аргиллитами, ритмично переслаивающимися с алевролитами, песчаниками и темно-серыми глинистыми известняками с брахиоподами *Buxtonia juresanensis* Tschern., *Linoproductus agardirormis* Sem., *Marginifera ex gr. timanica* Tschern., характерными для макаровского горизонта Таймыра, в соответствии с чем возраст ее определяется среднекаменноугольным (башкирский ярус).

Мощность свиты в стратотипическом разрезе – около 100 м.

В качестве парастратотипа был изучен разрез макаровской свиты по р. Ефремова [115]. Она залегает, предположительно, со стратиграфическим несогласием на отложениях зелеевской свиты. Нижняя ее граница проводится по смене раннекаменноугольных известняков черными алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями известняков. Наиболее полный разрез свиты изучен по левобережью р. Ефремова в 12 км выше устья, где она обнажается в моноклинальном залегании на протяжении 600 м вдоль реки. Азимут падения пород 180° , угол $20\text{--}30^\circ$. Здесь снизу вверх прослежены отложения.

1. Аргиллиты черные и известняки темно-серые, ритмично чередующиеся между собой. Ритмы трехчленные. Нижняя часть ритма (0,2–0,6 м) – известняки темно-серые мелкозернистые массивные и неяснослоистые с редкими членниками криноидей. Средняя часть ритма (0,1–0,3 м) – известняки черные органогенно-обломочные с криноидеями и неопределимыми брахиоподами. Верхняя часть ритма (0,2–0,5 м) – аргиллиты черные тонкоплитчатые листоватые волнистослоистые слабоизвестковистые. В верхней части слоя появляются обильные мелкие (до 1 см) шарообразные пиритовые конкреции и вкрапленность пирита 10
2. Алевролиты темно-серые известковистые тонкоплитчатые с обильной вкрапленностью тонкораспыленного пирита; отмечаются редкие одиночные кораллы 9
3. Аргиллиты известковистые черные тонколистоватые с многочисленными гнездами и желваками пирита (от 2–3 мм до 3–5 см), редкими прослоями (3–20 см) и линзами (до 0,5 м) известняков темно-серых глинистых с обильной тонкой вкрапленностью и желваками пирита. В подошве – прослой (1,6 м) известняка серого крупнозернистого органогенного, с обильными криноидеями, мшанками и брахиоподами *Lissochonetes tareianensis* Ustr., *Linoproductus pratteniatus* Narw. et Pr. (определение Г. Е. Черняка), характеризующими возраст отложений как средний карбон – нижнемакаровский горизонт; водорослями *Stacheia* sp. и фораминиферами *Tetrataxis* sp., *Archaeodiscus* sp., *Planospirodiscus taimyricus* Sossip. раннебашкирского возраста 20
4. Чередование известняков глинистых и органогенных. Глинистые известняки темно-серые тонкозернистые, волнисто- и параллельнослоистые; известняки органогенные темно-серые среднезернистые, с тонкодисперсными черными битумами, с обильными криноидеями, обломками и раковинами брахиопод, мшанками, водорослями *Stacheia* sp. Мощность слоев – от 0,4 до 0,8 м и уменьшается вверх по разрезу до 0,2–0,4 м. В основании пачки в известняках брахиоподы *Echinoconchus* cf. *fasciatus* Kut. В 3 м от подошвы – *Orthotetes* ex gr. *regularis* Waag., *Chonetinella* aff. *flemingi* Norw. et Platt., *Krotovia* sp., *Hustedia* sp. (определение Г. Е. Черняка) среднего–верхнего карбона; встречаются редкие фораминиферы башкирского яруса *Archaeodiscus* ex gr. *angulatus* Sosn., *Planoarchaeodiscus stilos* Grozd. et Leb 8
5. Алевролиты серые известковистые тонкоплитчатые, однородные и тонкослоистые, частые конкреции, линзы (1–2 см) и мелкие кристаллы пирита. Редкие прослои (0,2–0,4 м) глинистых известняков темно-серых плотных пелитоморфных и мелкозернистых с желто-бурой поверхностью с овальными линзами черных кремней 42
6. Аргиллиты черные однородные, тонкоплитчатые и листоватые. Редкие прослои 0,1–0,2 м известняков глинистых серых пелитоморфных с обильными кристаллами пирита 15
7. Алевролиты темно-серые и черные аргиллиты. Редкие прослои (0,1–0,2 м) глинистых известняков. В 5 м от кровли в алевролитах двустворки *Polideskia marrianae* Smirn. (определение К. А. Астафьевой-Урбайтис), известные в среднем карбоне Хараулаха, Прибалхашья и фораминиферы *Reophax* ex gr. *gerkei*

Vor., <i>R. compositus venusta</i> Vor., <i>Ammobaculites lobus</i> Gerke et Sossip., <i>Hyperammi- noides grenulatus</i> Gerke.	45–60
8. Алевролиты темно-серые слоистые с прослоями (до 0,1 м) серых мелкозер- нистых известковистых песчаников	75–80

Мощность макаровской свиты по данному разрезу составляет 224–234 м.

В ходе работ по подготовке к изданию листов S-44, 45 методом лазерной абляции в ГЕОХИ были проведены изотопные (U/Pb) исследования детритовых цирконов из базальных конгломератов макаровской свиты (проба BND-7-4, предоставленная А. П. Романовым) с участка среднего течения р. Бинюда. Всего было исследовано 41 зерно, из которых для 27 были получены следующие конкордантные возрасты (млн лет): ранний карбон – 6 шт. (318, 339–347); поздний девон – 3 шт. (364, 380, 384); ордовик – 3 шт. (448, 478, 487); поздний рифей – 11 шт. (659–864); поздний карелий – 4 шт. (1864, 1891, 1904, 1939). Нужно отметить, что стратиграфическая принадлежность пробы неоднозначна, поскольку на ГК-200 [27], а также на ГК-1000/2 в точке с координатами данной пробы отрисована макаровская свита, а со смежного листа S-46 по простиранию на нашу площадь прослеживается контакт вольнинской и вышележащей эвенкской свит.

Возраст макаровской свиты принимается среднекаменноугольным. В. И. Устрицкий и Г. Н. Черняк на Таймыре выделили макаровский горизонт, отвечающий по объему макаровской свите и разделенный на два подгоризонта. Возраст нижнемакаровского подгоризонта уверенно определяется как башкирский. Менее надежен возраст верхнемакаровского подгоризонта, который принимается как московский. Таким образом, возраст макаровской свиты охватывает башкирский и московский ярусы.

Мощность макаровской свиты, в соответствии с листами ГК-200, принимается в интервале от 200 до 270 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Эвенкская свита (C_3 - P_{1ev}) была выделена в 1946 г. О. Л. Эйнором по восточному побережью Енисейского залива, но точное положение стратотипа не было указано. Свита закартирована в прибрежных районах Пясинского, Енисейского заливов, в среднем течении р. Бинюда, в верховьях р. Правая Убойная и в среднем течении р. Сырадасай. В изученных разрезах свита согласно залегает на макаровской свите. Нижняя граница ее проводится по подошве монотонной пачки серых мелко-среднезернистых песчаников мощностью 10–15 м.

В разрезе преобладают тонкие линзовидно-полосчатые чередования слоев аргиллитов, глинистых алевролитов и тонко-мелкозернистых известковистых песчаников с отдельными мощными (1–5 м) слоями аргиллитов и глинистых алевролитов и пачками (до 10–15 м) т/з песчаников. Широко представлены кальциево-карбонатные конкреции. Часто встречаются захоронения морской фауны. Иногда присутствует тонкий растительный шлам. Следы

жизнедеятельности представлены вертикальными неветвящимися трубками. На межслойковых поверхностях часто присутствуют следы ползания.

Наиболее полный разрез эвенкской свиты составлен в каньоне р. Ефремова в 14 км от устья. Здесь на расстояние 2,0 км вверх по течению, в моноклинальном залегании (Аз. пад. 170°, угол 25–30°) прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Песчаники серые мелкозернистые слабоизвестковистые, грубоплитчатые, с тонкими прослойками (0,5–2,0 см) черных тонкослоистых алевролитов. В средней части пачки (10 м) преобладают черные тонкоплитчатые алевролиты с редкими мелкими (до 1,5 см) конкрециями пирита и единичными прослоями (3–5 см) темно-серых мелкозернистых известковистых песчаников 30–35

2. Пачка ритмичного чередования черных мелкозернистых известковистых песчаников (0,4–0,9 м) и тонкоритмичного переслаивания темно-серых аналогичных песчаников, черных алевролитов мощностью 0,3–1,5 м. Для прослоев алевролитов характерны овальные конкреции пирита до 5,0 см 65

3. Пачка монотонного чередования черных аргиллитов тонкоплитчатых до листоватых и зеленовато-темно-серых тонкоплитчатых алевролитов. В алевролитах отмечаются редкие овальные конкреции пирита (0,5–1,0 см). В средней части пачки – линзовидные прослои (до 0,5 м) темно-серых глинистых известняков с неопределимыми брахиоподами и мелким органогенным детритом. В верхней части пачки (20 м) преобладают темно-зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с линзовидными прослоями (5–20 см) серых мелкозернистых песчаников 75–80

4. Песчаники серые мелкозернистые известковистые массивные (0,5–1,5 м) с прослоями (0,1–0,5 м) зеленовато-темно-серых до черных алевролитов и аргиллитов. Отмечаются единичные прослои (0,2–0,3 м) темно-серых органогенных алевролитистых известняков с многочисленными криноидеями, мшанками и фораминиферами 20

5. Алевролиты и аргиллиты темно-серые до черных с прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников. В известковистых алевролитах в 10 м от подошвы пачки встречаются крупные двусторонки *Clinopistha* aff. *elongata* Tschern., *Janeia* sp., *Astartella* sp. (определение К. А. Астафьевой-Урбайтис), известные от позднего карбона до ранней перми. В 20 м от подошвы отмечена линза (0,5 м) известняков органогенных с неопределимыми брахиоподами, криноидеями, гастроподами, мшанками, редкими фузулинидами, водорослями *Ungdarella Tubiella* sp., *Wetheredella* sp., известными в позднем карбоне – ранней перми 45

6. Алевролиты и аргиллиты темно-серые до черных с вкрапленностью пирита в ритмичном переслаивании с серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками... 55–60

7. Алевролиты и аргиллиты черные тонкоплитчатые листоватые, с вкрапленностью пирита; отмечаются глинисто-карбонатные конкреции овальной и шаровидной форм, диаметром до 30 см, сгруппированные в слои. В 6 м ниже кровли пачки – прослой (0,5 м) известняков серых алевролитистых органогенных, с обильными криноидеями, мшанками, гастроподами, редкими водорослями *Epimastopora* sp. (определение О. В. Сосновской), фораминиферами *Endothyra rzhevica* Reitl., *Millerella* aff. *concinna* Pot., *Tetrataxis minima* Zee et Chen. и брахиоподами *Waagenoconcha* sp., *Praehorridonia dorsoplicata* Ustr. *Spirifer engelgarti* Tschernjak (определение Г. Е. Черняка), известными в эвенкской свите Таймыра. На уровне слоя 7 отмечаются брахиоподы *Plicatifera* aff. *chaoi* Grab., *Waagenoconcha wimani* Fred., *Horridonia timanica* Stuck., *Spirifer* ex gr. *criatus* Mart., *Neospirifer* cf. *subfusciger* Lich. (определение В. И. Устрицкого), указывающие на раннепермский возраст вмещающих их пород. В 1,2 км севернее мыса Исаченко в прослое (0,4 м) известняков, соответствующих слою 7, встречены брахиоподы *Linoproductus zimkoni* Abr., *Spirifer tripliatius* Hall., *Spiriferella* cf. *turusica* Tschernjak, *Taimyrella*

<i>pseudodarwini</i> Ein., <i>Paeckelmanella</i> sp. (определения Г. Е. Черняка), известные в нижнетурузовском подгоризонте Таймыра (сакмарский ярус нижней перми)	20
8. Алевролиты и аргиллиты черные тонкоплитчатые с мелкими глинисто-карбонатными конкрециями и с прослоями (0,5–4,5 м) серых однородных мелкозернистых кварцевых песчаников.	50
9. Алевролиты, аргиллиты черные тонкоплитчатые до листоватых с глинисто-карбонатными конкрециями с редкими остатками фауны, нацело замещенными пиритом. В средней части пачки прослой (2 м) песчаников серых мелкозернистых кварцевых. В кровле – прослой (0,6 м) органогенных песчанистых известняков с обильными криноидеями, гастроподами, брахиоподами <i>Neochonetes</i> cf. <i>Carboniferus</i> Keys., <i>Praehorridenia dorsoplicata</i> Ustr., <i>Settedabania</i> aff. <i>stepanovi</i> Abr., <i>Spirifer</i> ex gr. <i>tareiaensis</i> Sin. (определение Г. Е. Черняка)	30
10. Алевролиты и аргиллиты черные однородные, редко глинисто-карбонатные овальные, линзовидные конкреции диаметром до 0,1–0,2 м	35
11. Алевролиты черные однородные с редкими овальными глинисто-карбонатными конкрециями диаметром до 0,5 м; единичные прослои (0,3–0,5 м) серых мелкозернистых песчаников	25–30

Вышележащие слои эвенкской свиты вскрыты по правобережью р. Ефремова, в 20 км от ее устья.

12. Алевролиты черные тонкоплитчатые однородные с прослоями (0,1–0,2 м) песчаников серых мелкозернистых слабоизвестковистых косослоистых, почти исчезающих в верхней части пачки. В алевролитах отмечаются овальные глинисто-карбонатные стяжения диаметром 0,1–0,3 м с крупнокристаллическим пиритом. Редкие прослои от 0,1 до 2,0 м алевритистых известняков	80
--	----

В известняках на этом стратиграфическом уровне на р. Малая Ефремова встречены многочисленные мшанки, брахиоподы, криноидеи, трубчатые водоросли *Tubiella* sp., характерные для ассельских отложений Башкирии. Здесь же обнаружены брахиоподы *Waagenoconcha wimani* Fred., *Horridonia timanica* Stuck., *Rinchopora nikitini* Tschern. (определение В. И. Устрицкого) и фораминиферы *Hyperamina* cf. *borealis* Gerke., *Earlandia* cf. *minuta* Gushman et Water, *Glomospira* ex gr. *goldialis* Parcker et Jones. (определения Г. П. Сосипатровой) раннепермского возраста.

Мощность отложений эвенкской свиты по разрезу – 550 м [115].

Фрагмент разреза черноцветных аргиллитов эвенкской свиты мощностью около 50 м составлен в 2014 г. Е. М. Макарьевой и Е. В. Молчановой (т.н. 108, 209) на северном берегу о. Расторгуева. Стратиграфически выше в элювии встречены высыпки окремненных известняков с биотурбационными текстурами, представленными вертикально ориентированными субцилиндрическими ходами *Trypanites* и ветвящимися ходами *Chondrites* (обр. № 108–11–2, 108–11–8), стратиграфический интервал распространения которых охватывает весь фанерозой (заключение В. П. Столбовой).

Возраст эвенкской свиты по органическим остаткам – позднекаменноугольный–раннепермский. Возрастным аналогом эвенкской свиты на Центральном Таймыре является турузовская свита.

Мощность свиты, в соответствии с данными по листам ГК-200, колеблется от 170 до 600 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения в объеме трех отделов широко распространены в предгорной и горной частях гор Бырранга и прослеживаются широкой (от пос. Диксон на севере до р. Крестьянка на юге) полосой от побережья Енисейского залива на восток на расстояние более 300 км, до нижнего течения р. Бинюда. Органические остатки в отложениях изучались В. И. Устрицким, Г. Е. Черняком (брахиоподы), М. Ф. Соловьевой (микрофауна), Н. А. Шведовым, Ю. Г. Гором, Л. В. Глуховой (флора). Систематизация палеонтологических данных была выполнена В. И. Устрицким и Н. А. Шведовым, Ю. Г. Гором. В итоге исследований пермский разрез Таймыра разделен на биостратиграфические горизонты, стратотипами которых являются одноименные свиты.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу относятся ефремовская и убойнинская свиты, которые резко различаются по литологии и хорошо картируются по площади.

Ефремовская свита (P_{ef}) закартирована в бассейнах рек Аварийная, Убойная, Лемберова, Ефремова, Матвеевка, Крестьянка, Сырадасай, Бинюда. Свита выделена в 1941 г. Н. А. Шведовым и В. П. Тебеньковым по р. Ефремова. Стратотип ее не был указан. В 1991 г. В. В. Круговых и В. Е. Сивчиков выделили ее лектостратотип по берегам бух. Слободская (Енисейский залив), где свита обнажена наиболее полно. Залегает она согласно на эвенкской свите и с размывом перекрывается убойнинской свитой. Нижняя граница проводится по первому появлению пропластков угля.

Разрез сложен темно-серыми глинистыми алевролитами (69 %) и песчаниками от тонко- до среднезернистых (25 %). В нижней части свиты присутствуют тонкие (0,1–0,3 м) пропластки угля, а в верхней – от 4 до 9 пластов угля рабочей мощности (более 0,7 м). Коэффициент общей угленосности составляет 6 %, а рабочей – 5 %. В разрезе циклично чередуются захоронения морской фауны и континентальной флоры. Породы содержат смешанный комплекс кальциево- и железокarbonатных конкреций.

Наиболее полный сводный разрез свиты составлен по побережью северо-восточной части бух. Слободская, по рекам Матвеева, Ефремова. На побережье бух. Слободская, по данным А. П. Иванова (1960 г.), прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Песчаники серые слоистые мелко-среднезернистые, с частыми прослоями (0,05–0,1 м) черных слоистых алевролитов, иногда известковистых. В 6 м от подошвы в известковистых алевролитах встречаются раннепермские брахиоподы *Eolissochonetes cf. novoremliaensis* Lich., *Jakutoproductus ex gr. verchoyanicus* Fred., *Attenuatella* sp. (определение Г. Е. Черняка) 18–20
 2. Песчаники серые неровно-грубослоистые средне- и мелкозернистые; редкие прослой до 0,1 м черных тонкослоистых разностей 15
- Пропуск разреза..... 20

3. Алевролиты черные тонкоплитчатые, переслаивающиеся с аргиллитами листоватыми	40
---	----

По данным А. П. Иванова, в синхронной пачке по р. Слободская отмечен пласт 0,5 м каменного угля и встречены брахиоподы *Lingula credneri* Geinitz. var. *tajmyrensis* Einor. (определение О. В. Лобановой).

4. Песчаники серые слоистые мелко-среднезернистые слабоизвестковистые	20–25
5. Алевролиты черные слоистые с редкими линзами (до 0,3 м) глинистых известняков. В кровле пачки (5 м) – песчаники серые среднезернистые грубослоистые, известковистые с линзами (до 0,5 м) песчаников серых грубозернистых	18–20
6. Алевролиты темно-серые слоистые за счет частых слойков (1–3 см) песчаников серых тонкозернистых	10
Пропуск разреза	15–20
7. Толща алевролитов, чередующихся с песчаниками; пачки алевролитов по 10–20 м, песчаников по 1–5 м; отмечаются прослой (0,1 м) известковистых песчаников	150

По данным А. П. Иванова, в этой пачке в алевролитах определены двустворки *Pecten (Pseudomusium) engelhardtii* Ether. et Dun. (определение О. В. Лобановой) и флора *Samaropsis depressa* Schm. Zal., *Noeggerathiopsis (Rufioria) derzavini* Neub., *N. (R.) theodorii* Tschirk. et Zal. (определение Н. А. Шведова). В верхней части толщи – прослой каменного угля мощностью 0,5 м.

8. Песчаники серые неровно-грубослоистые, пологокосослоистые, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами. Слои песчаников мощностью 1,5–5 м, алевролитов и аргиллитов до 1,0 м. В нижней части установлена флора <i>Paracalamites</i> sp., <i>Rufioria</i> ex gr. <i>meyenii</i> Gluch., <i>R.</i> ex gr. <i>papillosa</i> Gluch., <i>Cordaites</i> cf. <i>latifolius</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Samaropsis</i> sp. (определения Л. В. Глуховой), характерная для промежуточного ишановского горизонта Кузбасса. В средней части в крупнозернистых песчаниках линзовидные прослой (0,2–0,8 м) гравелитов с плохоокатанной галькой алевролитов, песчаников и кварца. В верхней части – линзы (до 0,8 м) песчаных известняков с желто-бурой поверхностью	35–40
9. Алевролиты темно-серые неровнослоистые с линзовидными слойками мелкозернистых песчаников. Редкие линзы (до 0,3 м) глинистых известняков	20–25
10. Песчаники серые средне-крупнозернистые грубослоистые, слабоизвестковистые; редкие прослой (0,1–0,2 м) темно-серых алевролитов известковистых	15
11. Алевролиты в переслаивании с аргиллитами. В верхней части – редкие прослой (до 0,1 м) песчаников серых мелкозернистых известковистых и глинистых темно-серых известняков (до 1,0 м). По данным А. П. Иванова, в нижней части определены брахиоподы <i>Rhynchopora nikitini</i> Tschern., <i>Pecten (Pseudasmusium) engelhardtii</i> Eth. et Dun (определение О. В. Лобановой)	55–60
12. Песчаники грубослоистые серые, темно-серые мелко-среднезернистые, редкие прослой глинистых известняков. В верхней части прослой 0,5–4 м черных алевролитов и аргиллитов	50–60
Пропуск разреза	50
13. Переслаивание темно-серых алевролитов, черных аргиллитов (прослой 0,3 м) и глинистых известняков. Встречаются неопределимые кордантовые и двустворки <i>Streblochondria</i> aff. <i>pusilla</i> Schl., (определения К. А. Астафьевой-Урбайтис). В глинистых известняках фораминиферы <i>Saccamina</i> sp., <i>Ammodiscus septentrionalis</i> Gerke, <i>Protonodosaria proceriformis</i> Gerke., характеризующие воз-	

Мощность свиты по данному разрезу – 590–630 м [23].

Вышележащая часть разреза свиты вскрыта в нижнем течении р. Матвеевка в 10 км от устья. Она представлена 60–70-метровой пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов, содержит прослой каменных углей мощностью от 0,1 до 3 м и редкие прослой алевролитистых известняков по 0,3–1,2 м. В нижней части пачки флора раннепермского возраста с *Cordaites* ex gr. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. sp.*, *Paracalamites vicinialis* Radcz., *Ruflaria* ex gr. *derzavini* (Neub.) S. Meyen (определение Л. В. Глуховой) и двустворки *Lithophaga gigantea* Stuck. (определение К. А. Астафьевой-Урбайтис). В верхней части пачки – флора *Paracalamites* sp., *Cordaites* ex gr. *singularis* (Neub.) S. Meyen., *C. latifolius* (Neub.) S. Meyen.

Верхние горизонты свиты и ее контакт с вышележащей убойнинской свитой вскрыты в среднем течении р. Ефремова, в 2,5 км выше устья р. Малая Ефремова, где в 80-метровой пачке переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями алевролитистых известняков обнаружена флора *Cordaites* sp., *C. ex gr. latifolius* (Schw.) S. Meyen (определение Л. В. Глуховой), характерная для промежуточного и ишановского горизонтов Кузбасса. В известняках – фораминиферы *Saccamina* sp., *Hyperamina* sp., *Ammodiscus semiconstrictus* Gerke, *Putonodosaria proceraformis* Gerke, характеризующие раннепермский (артинский) возраст вмещающих слоев.

Формирование отложений свиты произошло в прибрежной части мелководного бассейна, где в условиях лагун шли процессы угленакопления. Характерной особенностью ефремовской свиты является совместное нахождение флоры и морской фауны.

Изотопный (U/Pb) конкордантный (16 значений из 17) возраст детритовых цирконов из пробы 3324 А. П. Романова, отобранной на правом берегу р. Пясины, включает (млн лет): кембрийские (496, 506), вендские (558, 600), позднерифейские (8 шт. в инт. 617–822), средне-раннерифейские (1077, 1279, 1589) и позднекарельские (1859) зерна.

Возраст свиты определяется многочисленными палеонтологическими остатками. Фауна брахиопод и фораминифер указывает на раннепермский, ассельско-артинский, возраст свиты. Анализ флоры, проведенный Л. В. Глуховой, позволяет сопоставлять ефремовскую свиту с промежуточным и ишановским горизонтами Кузбасса, что соответствует ассельскому и артинскому ярусам нижней перми. Возрастным аналогом ефремовской свиты на Центральном Таймыре является быррангская свита [115].

Мощность свиты варьирует от 650–810 м в бассейне р. Ефремова до 190–240 м в бассейне р. Сырадасай.

Убойнинская свита (*P_{ub}*) выделена М. Н. Пархановым в 1940 г. и названа по р. Убойная. Она известна на реках Ефремова, Крестьянка, Сырадасай, Пясины, Бинюда. Стратотип свиты не был выделен. В. В. Круговых и В. Е. Сивчиков в 1991 г. предложили лектостратотип свиты по притокам р. Левая Убойная. Залегает убойнинская свита с размывом на подстилающих

отложениях ефремовской свиты и согласно перекрывается крестьянской свитой.

Убойнинская свита является наиболее «континентальной» верхней частью среднекаменноугольно-раннепермского седиментационного цикла высокого порядка. От выше- и нижележащих отложений свита отличается относительной грубозернистостью. Здесь широко представлены мощные (до 30 м) пачки мелко-крупнозернистых песчаников (40%), слои (до 1 м) гравелитов и конгломератов (5%). Доля глинистых алевролитов составляет 45%, а аргиллитов 2%. Свита содержит от 4 до 8 пластов угля рабочей мощности (коэффициент угленосности достигает 6%). Существенную роль играют полого- и мелко-волнистые (обычно неотчетливые) тонкие переслаивания алевролитов и тонкозернистых песчаников. Породы содержат преимущественно железокарбонатные конкреции и многочисленные захоронения континентальной флоры.

На описываемой площади свита закартирована в поле развития пермских отложений и прослежена от восточного побережья Енисейского залива (реки Максимовка, Ефремова, Матвеевка, Крестьянка, Рогозинка и др.) до р. Бинюда на востоке. По южному побережью Пясинского залива свита установлена в бассейне р. Убойная (реки Левая и Правая Убойная, Малая Убойная, Восточная Убойная), а также в верховьях реки Зеледеева, Новоморожово.

Разрез свиты по левым притокам р. Левая Убойная (выше устья р. Холодная) неполный, контакт с нижележащей ефремовской свитой отсутствует. Здесь залегают (снизу вверх) отложения.

1. Пачка алевролитов темно-серых тонкоплитчатых однородных с прослойками (0,1 м) черных тонколистватых аргиллитов. В нижней части пачки – редкие прослои (1–3 см) мелкозернистых песчаников; в верхней – частые конкреции и линзовидные прослои (до 0,4 м) сидерита. В кровле – пласт каменного угля (1,6 м) и отпечатки флоры плохой сохранности 13
2. Пачка частого незакономерного переслаивания алевролитов (0,3–0,5 м), аргиллитов (0,1 м) и песчаников (0,1 м) 8
Пропуск разреза 15
3. Пачка сложного строения. В нижней части – пласт каменного угля (1,6 м), в кровле которого прослой (0,1 м) углистых аргиллитов с флорой *Nephropsis integerrima* Schm.et Zal., *Cordaites ex gr. latifolius* Neub., S. Meyen, характерный, по определению Л. В. Глухой, для верхнебургу克林ского подгоризонта Тунгусской синеклизы и верхнебалахонской серии Кузбасса. Средняя часть (6 м) – песчаники серые косослоистые. Верхняя часть (5,5 м) – алевролиты темно-серые с частыми конкрециями сидерита диаметром 5–8 см 13
4. Конгломераты крупногалечные с редкими валунами (до 30 см). Галька окатанная и полуокатанная, валуны хорошо окатаны. Состав гальки (%): кремни темно-серые и черные (60–65%), кремни светло-серые (30–35%), кварц светло-серый и молочно-белый (до 5%), единичные гальки песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев и кислых вулканитов. Наполнитель – грубозернистый полимиктовый песчаник. Слои по 0,4–1,5 м, разделенные прослоями по 5–10 см гравелитов и грубозернистых песчаников. 12
5. Алевролиты черные тонкоплитчатые с отпечатками флоры плохой сохранности и редкими конкрециями (до 30 см) сидерита 12
6. Песчаники серые косослоистые среднезернистые 20
7. Пачка переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов. Алевролиты темно-серые до черных, однородные, слагают слои по 0,1–1,5 м, содержат редкие

прослой (1–5 см) углистых аргиллитов и конкреции сидерита. Песчаники мелко-среднезернистые слагают слои от 0,05 до 0,3 м, количество которых возрастает к кровле пачки. В нижней части пачки – пласт угля (0,1 м); в средней части пачки – два пласта угля (2,1 и 1,55 м). В алевролитах найдены отпечатки неопределимой флоры	75
8. Пачка ритмичного строения. В основании – конгломераты (6,2 м) мелкогалечные, состоящие из полуокатанной и угловатой гальки черных кремней (95 %) и светло-серого кварца (до 5 %). Средняя часть (11 м) – песчаники серые среднезернистые косослоистые. Верхняя часть (8 м) – алевролиты темно-серые однородные, с редкими конкрециями сидерита. В кровле – пласт угля (2,6 м), перекрытый черными углистыми аргиллитами (0,2 м)	28
9. Пачка переслаивающихся алевролитов и песчаников (слои по 0,5–1,5 м), изредка – черные углистые аргиллиты (до 0,1 м). В средней части – пласт угля (2,9 м) сложного строения; в верхней части – пласт угля (2,0 м). В алевролитах встречается неопределимая флора и редкие линзовидные конкреции сидерита диаметром до 0,4 м	55
10. Пачка ритмичного строения. Нижняя часть (14 м) – песчаники серые плитчатые среднезернистые. Верхняя часть (20 м) – алевролиты темно-серые с прослоями аргиллитов; в кровле пачки – пласт угля (3,2 м)	37
11. Пачка ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями угля мощностью до 10 см	110
12. Пачка сложного строения. Нижняя часть (19 м) – переслаивание алевролитов и песчаников, слои по 0,5–2,5 м. Верхняя часть (26 м) – алевролиты и аргиллиты с маломощными прослоями песчаников серых мелкозернистых; в кровле – два пласта угля (0,8 и 0,9 м)	45
13. Пачка сложного строения. Нижняя часть (15 м) – чередование песчаников (0,5–3 м), алевролитов (1–2,5 м) и аргиллитов (до 0,1 м). Средняя часть (58 м) – переслаивание алевролитов и аргиллитов с маломощными (до 0,1 м) прослоями песчаников. Верхняя часть (12 м) – аргиллиты черные тонкоплитчатые и алевролиты темно-серые	85
14. Пачка переслаивания алевролитов и аргиллитов; в основании – слой (4 м) песчаников серых мелкозернистых известковистых	11
15. Пачка сложного строения. Нижняя часть (13 м) – песчаники серые мелко- и среднезернистые, слабоизвестковистые; выше (18 м) – алевролиты и аргиллиты	31
16. Пачка сложного строения. Нижняя часть (25 м) – песчаники тонкоплитчатые серые мелкозернистые. Средняя часть (50 м) – алевролиты тонкоплитчатые темно-серые. Верхняя часть (20 м) – аргиллиты и алевролиты тонкоплитчатые, с обильными конкрециями сидерита	95

Мощность отложений убойнинской свиты по разрезу – 665 м [115].

Нижняя часть свиты и ее контакт с подстилающей ефремовской свитой вскрыты на правом берегу р. Ефремова и по ее правому притоку, в 3,5 км выше устья р. Мал. Ефремова [115]. Здесь снизу вверх залегают отложения.

1. Грубое чередование линзовидных выклинивающихся слоев (0,5–2,5 м) конгломератов, разделенных слоями до 0,1 м грубозернистых песчаников с плавающей галькой. Галька в конгломератах хорошо окатана, размером от 1 до 10 см, представлена черными, светлыми кремнями (95 %), алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами (до 5 %) и единичными гальками кислых эффузивов. Наполнитель в конгломератах – грубозернистый песчаник	25
2. Пачка переслаивания песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов с прослоями (до 0,5 м) аргиллитов и углистых аргиллитов. Конгломераты и гравелиты по составу аналогичны вышеописанным, но хуже сортированы по размерно-	

сти, мелкогалечные; слагают отдельные линзы в песчаниках и невыдержанные слои мощностью 0,5–1 м. В нижней части пачки в алевролитах – флора *Ruffloria* ex gr. *papillosa* Gluch., *P.* ex gr. *subangusta* S. Meyen, *Cordaites* sp., *Paracalamites* sp. (определение Л. В. Глуховой), известная в Кузбассе в промежуточном и ишановском горизонтах. В средней части пачки присутствует флора *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Phyllothea* sp., имеющие распространение в верхнебалахонской серии Кузбасса и в бургуклинской свите Тунгусского бассейна. В пачке установлены пять пластов каменного угля мощностью (м): 0,90; 1,20; 1,25; 1,50; 5,5–6,0. 250

Средняя часть разреза свиты обнажена в среднем течении р. Север.

3. Алевролиты черные тонкоплитчатые однородные с обильной флорой *Cordaites* sp., *C.* ex gr. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *Paracalamites* cf. *vicinalis* Radcz. (определение Л. В. Глуховой). В нижней части пласт угля мощностью 1,0 м 20

4. Песчаники серые крупно- и среднезернистые, темно-серые грубослоистые, мелкозернистые. На р. Север в этом интервале убойнинская свита содержит пять пластов каменного угля мощностью от 1,3 до 6,2 м 75

Верхняя часть разреза свиты изучена по правобережью р. Крестьянка, в 35 км от ее устья (в 0,5 км ниже устья р. Овражная). Залегание пород свиты здесь моноклинальное, аз. падения 340°, угол 50°. По разрезу залегают (снизу вверх) отложения.

5. Пачка песчаников, ритмично переслаивающихся с алевролитами. Песчаники серые и рыжевато-серые полимиктовые, волнисто-слоистые, мелко-среднезернистые. Алевролиты темно-серые однородные кливажированные. Частые конкреции сидерита овальной формы диаметром 1–10 см. Реже в алевролитах линзы до 0,15 м известковистых алевролитов темно-серых с желто-бурой поверхностью. В верхней части пачки – обильные отпечатки флоры *Paraschizoneura arctica* Gor. (определение Л. В. Глуховой). В нижней части пачки – пласт каменного угля сложного строения мощностью 4,8 м. 9,8

6. Пачка ритмичного строения. Состоит из пяти ритмов мощностью от 38–40 м в нижней части до 22–25 м в верхней части. Ритмы трансгрессивные трехчленные. Нижний элемент ритма – от 25 до 10 м, сложен песчаниками грубозернистыми с галькой кварца, песчаников, алевролитов и выше переходит в средне-мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов до 0,1 м. Средний элемент (от 10 до 22 м) представлен тонким переслаиванием алевролитов, аргиллитов с прослоями песчаников; частые сидеритовые конкреции. Верхний элемент ритма (0,5–6,0 м) – аргиллиты, углистые аргиллиты, алевролиты и угли. Пачка содержит три пласта угля мощностью 1,9 м; 1,2 м; 0,6 м и четыре пласта – по 0,1 м. В нижней части пачки установлена флора (определения Л. В. Глуховой) *Cordaites* sp., в средней части пачки – флора *Cordaites* sp. *Pagacalamites* sp., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *Ruffloria* ex gr. *meyenii* Gluch, *Annularia* sp. *A. neuburgian* (Radcz.) 140–145

7. Пачка ритмичного строения, состоящая из пяти ритмов мощностью от 15–20 до 36–37 м. Ритмы трансгрессивные двучленные. Нижний элемент (6–10 м) – песчаники от грубо- до мелкозернистых, линзы гравелитов. Верхний элемент (9–30 м) – частое переслаивание песчаников и алевролитов; прослой до 0,2 м аргиллитов, линзы угля до 0,1 м, частые конкреции сидерита, отпечатки *Cordaites* sp. 130–135

Сводная мощность убойнинской свиты на участке р. Ефремова составляет 625–640 м.

Отложения убойнинской свиты формировались в разнофациальных обстановках в эпоху максимального угленакопления в прибрежно-морских – континентальных условиях и являются наиболее продуктивным угленосным уровнем на Западном Таймыре.

Изотопный (U/Pb) возраст детритовых цирконов (35 конкордантных значений из 45 шт.) из песчаников убойнинской свиты на левобережье р. Бинюда (проба X-2 А. П. Романова) включает (млн лет): ранняя пермь – (287, 294, 299); ордовик – 465, 490; ранний кембрий – 519, 532; венд – 5 шт. (554–599); поздний рифей – 9 шт. (603–626), 740, 957, 1024; средний и ранний рифей – 1160, 1505, 1533, 1613; поздний карелий – 1684, 1737, 1815, 1952, 1968, 1981 и ранний карелий – 2316. Сходный набор изотопных возрастов (35 зерен из 38) установлен для цирконов из конгломератов убойнинской свиты (проба ОБ-2 А. П. Романова) с правобережья р. Пясины в районе руч. Обер. Указанная проба отличается требующим объяснения присутствием двух цирконов позднепермского возраста (254 млн лет). В целом результаты определений изотопного возраста не противоречат раннепермскому возрасту свиты.

По определениям органических остатков отложения убойнинской свиты относятся к бургуклинскому горизонту кунгурского-уфимского ярусом.

Мощность свиты на описываемой площади, в соответствии с данными ГК-200, колеблется от 220 до 700 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Крестьянская свита (P_2kr) выделена М. Н. Пархановым в 1939 г. в бассейне р. Крестьянка без указания положения стратотипа. Ее отложения картируются к западу от р. Таря в бассейнах рек Крестьянка, Ефремова, Угольная, Сырадасай, Пясины, частично Левая Убойная и в районе р. Бинюда. Она сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами с маломощными пластами углей. Свита согласно залегает на убойнинской и нижняя ее граница проводится по смене ритмично чередующихся грубозернистых пород убойнинской свиты алевролитами и аргиллитами крестьянской свиты, содержащими флору средне-позднепермского возраста.

Наиболее полный разрез свиты изучен по р. Крестьянка в ее среднем течении, в 13 км от устья [115]. Здесь, в моноклинальном залегании, с падением к северо-востоку 70° и углами от 5 до 10° прослежены отложения (снизу вверх).

1. Ритмичное переслаивание алевролитов и песчаников с прослоями (1–3 см) черных углистых аргиллитов. Песчаники (слои по 1–1,5 м) серые волнистослоистые среднезернистые; алевролиты (слои 1–2,5 м) темно-серые до черных содержат конкреции сидерита овальной и гроздевидной формы (до 10 см) и редкие линзы известковистых алевролитов мощностью 0,3–0,5 м и длиной до 1,5 м. В нижней части в аргиллитах флора – *Tungussocarpus tuchtensis* (Zal.) Such., *Samaropsis artyschtensis* Zal., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerp.) Zal. (определения Н. А. Шведова)

50

2. Переслаивание песчаников и алевролитов. Песчаники серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые (слои по 1,5–2,5 м) с маломощными, до 0,1 м, прослоями черных алевролитов	35
3. Переслаивание алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников (0,1–0,5 м). Алевролиты и аргиллиты тонкоплитчатые, листоватые зеленовато-серые, бледно-зеленые, мощностью от 0,5 до 3,5 м. Характерна оскольчатая и скорлуповатая отдельность, овальные и гроздевидные конкреции сидерита диаметром до 0,3 м. В средней части пачки слой (7,5 м) крупнозернистых песчаников с плавающей галькой алевролитов и окатышами сидерита. По всей пачке прослой до 0,3 м черных углистых аргиллитов с редкими отпечатками флоры: <i>Callipteris</i> sp., <i>Comia</i> sp. (определения Л. В. Глуховой), <i>Annularia lankeolata var tenuinervis</i> Radcz. (определения Н. А. Шведова)	160
4. Переслаивание песчаников и алевролитов (1,0–2,0 м) с маломощными прослоями черных аргиллитов. Песчаники серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые. Алевролиты однородные, реже слоистые зеленовато-серые и светло-зеленые с характерной оскольчатой, нечетко скорлуповатой отдельностью и овальными конкрециями диаметром до 0,2 м глинистого, сидеритового состава	40
5. Переслаивание алевролитов и песчаников, редкие прослой (до 0,1 м) черных аргиллитов. Алевролиты (слои по 1–1,5 м) зеленовато-серые с обильными глинистыми, сидеритовыми конкрециями овальной формы диаметром 5–10 см. Песчаники (слои по 0,2–0,6 м) серые мелко-тонкозернистые однородные	140
6. Переслаивание алевролитов и аргиллитов с частыми (0,3–0,6 м) прослоями песчаников серых и зеленовато-серых полимиктовых. В алевролитах – шаровидные глинистые, реже сидеритовые конкреции диаметром до 5–10 см. В подошве пачки – слой (7 м) песчаника серого мелкозернистого полимиктового. В верхней части пачки – флора <i>Nephropsis mutafii</i> Schwed. (определения Н. А. Шведова)	75

Мощность крестьянской свиты в разрезе по р. Крестьянка – 500 м.

Разрез крестьянской свиты вскрыт по скв. НТ-6 на левом берегу р. Лабака в 5,5 км к западу от оз. Коундей. В скважине под песчаниками объединенных макаревичской и бражниковской свит (мощностью 30,7 м) сверху вниз прослежены отложения.

1. Ритмичное чередование темно-серых глинистых алевролитов и серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. В основании пачки (3,8 м) – серые мелкозернистые полимиктовые песчаники	18,1
2. Ритмичное чередование алевролитов и песчаников с прослоями темно-серых глинистых алевролитов, аналогичное п. 1. В основании (1,6 м) – серые полимиктовые песчаники с линзовидной косой слоистостью	17,4
3. Ритмичное чередование темно-серых глинистых алевролитов и серых полимиктовых мелкозернистых песчаников. В основании (3,9 м) – песчаники серые среднезернистые, серые с кремевым оттенком, полимиктовые	19,4
4. Ритмичное чередование алевролитов темно-серых с кремевым оттенком с серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. В средней части пачки (10,0 м) в глинистых алевролитах отмечается примесь углистого материала. В нижней части пачки (4,0 м) – песчаники серые с кремевым оттенком с линзовидными прослоями светло-желтых песчаников	29,1
5. Алевролиты темно-серые с кремевым оттенком, глинистые с мелкими конкрециями сидерита. В основании (3,9 м) – серые мелкозернистые песчаники с линзовидно-волнистой слоистостью	11,7
6. Ритмичное чередование (0,5–0,7 м) темно-серых глинистых алевролитов и серых алевролитов. В основании макоритмов – песчаники кремово-серые мелко-	

зернистые неслоистые. В основании пачки – прослой (3,2 м) светло-серого средне-крупнозернистого кварцевого песчаника	20,3
7. Ритмичное чередование алевролитов темно-серых с прослоями серых крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых серых полимиктовых песчаников. В интервалах в 16 м ниже кровли и 9,0 м выше подошвы в разрезе преобладают серые мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты (мощностью 7,9 и 5,2 м соответственно)	61,5
8. Пачка преимущественно серых мелко-среднезернистых до крупнозернистых песчаников кварц-полевошпатовых с прослоями (1–2 м) темно-серых глинистых алевролитов с примесью органического вещества. В кровле и подошве – прослой темно-серого, плотного антрацита (мощностью 1,1 и 0,4 м соответственно)	42,5
9. Песчаники серые полимиктовые среднезернистые до крупнозернистых с едиичным прослоем (0,2 м) черного углистого алевролита (верхняя часть пачки – 12 м). Ниже преобладают темно-серые, темно-коричневатые алевролиты с отпечатками флоры и едиичным прослоем (0,5 м) углистого алевролита в подошве. В 4,0 м выше подошвы – пласт темно-серого плотного антрацита мощностью 0,6 м	23,2
10. Алевролиты темно-серые с коричневатым оттенком с прослоями (5–10 см) темно-серых до черных глинистых алевролитов. Отмечаются едиичные прослой (до 4,0 м) серых мелкозернистых песчаников с линзовидной, реже косой слоистостью. В алевролитах – редкие отпечатки листовой флоры. В 8,2 м выше подошвы – пласт темно-серых плотных антрацитов рабочей мощностью (4,3 м)	40,9
11. Песчаники серые до светло-серых мелко-среднезернистые, полимиктовые, с тонкой линзовидной слоистостью, с тонкими прослойками (3,0 см) черных алевролитов в основании линз. В нижней части пачки (8,3 м) песчаники серые кварцевые, с линзами и прослоями алевролитов, с тонкой вкрапленностью пирита	23,9

Мощность крестьянской свиты по скважине – 308 м [115].

Отложения свиты формировались в разнофациальных условиях прибрежных равнин. Алевролиты и аргиллиты формировались в мелководных застойных водоемах с восстановительной средой, на что указывает обилие конкреций сидерита.

Возраст крестьянской свиты определяется ее положением в разрезе и по находкам ископаемой флоры, характерной для казанского времени средней перми.

Мощность свиты в пределах листов S-44, 45 колеблется от 220 до 600 м.

Макаревичская и бражниковская свиты объединенные ($P_3mk+b\check{z}$). Макаревичская и бражниковская свиты выделены М. Н. Пархановым в 1940 г. Стратотипы не указаны. В. П. Тебенков и Н. А. Шведов объединили их в одну макаревичско-бражниковскую свиту. Н. А. Федотов, В. Е. Сивчиков, В. В. Круговых (1991 г.) обосновали выделение новой овражнинской свиты, которая по стратиграфическому объему и диагностическим признакам соответствует макаревичской свите М. Н. Парханова. Опираясь на правило приоритета, С. Б. Шишлов, А. Н. Онищенко и В. В. Межубовский (1997 г.) предложили упразднить названия «макаревичско-бражниковская» и «овражнинская» и выделять макаревичскую и бражниковскую свиты объединенные, согласно перекрывающие крестьянскую свиту. На ГК-200 в ряде случаев вместо макаревичской свиты показана овражнинская, а бражниковская свита объединена с сырадасайской.

На описываемой площади свиты распространены на участках р. Крестьянка, в истоках рек Малая Убойная, Сырадасай, по восточному побережью

Енисейского залива. Восточнее свиты картируются на участках рек Дянгур, Демсалера, Угольная.

Макаревичская свита. Наиболее полные разрезы верхней части свиты составлены по береговым обрывам р. Крестьянка в 16–20 и 38–40 км от устья. Здесь прослежены отложения (снизу вверх).

1. Песчаники серые кварцево-кремнистые, средне-грубозернистые, с линзами гравелитов, конгломератов, крупных обломков минерализованной древесины. В составе обломочной части преобладают кварц, темно-серые до черных кремни, угловатые или слабоокатанные. Слоистость косая разнонаправленная по 0,3–0,5 м . 8
2. Пачка переслаивания (0,2–0,6 м) алевролитов зеленовато-серых с конкрециями сидерита и углистых аргиллитов. В 4 м от кровли – пласт угля мощностью до 0,8 м. В углистых алевролитах собраны многочисленные *Paracalamites* cf. *angustus* Such., *Piljinakiensis* Gorel., *P. communis* Gorel и редкие *Cordaites insignis* (Radcz.) S. Meyen. В 0,6 м ниже, в алевролитах, многочисленные кордаитовые, реже водоросли, членистостебельные и семена, среди которых определены: *Martjanowskia baidajevse* (Radcz.), *Phylloteca* sp., *Paracalamites cfiljinakiensis* Gorel., *Paracalamites* sp., *Cordaites gracilentus* (Gorel.) S. Meyen и др., образующие ассоциацию, близкую к комплексу ленинского межрегионального горизонта Кузбасса 19
3. Песчаники серые полимиктовые мелкозернистые до тонкозернистых. Слоистость мелкая пологоволнистая 7
4. Пачка чередования алевролитов разнозернистых зеленовато-бурых, с многочисленными сидеритовыми конкрециями, и песчаников полимиктовых зеленовато-бурых, кремово-серых с прослоями и включениями сидерита 4,5
5. Аргиллиты темно-серые углистые слоистые с обрывками папоротников плохой сохранности и многочисленными *Cordaites* ex gr. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. cf. clercii* Zal., *C. mediocris* (Gorel.) S. Meyen, единичными *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such., характерными для ленинского межрегионального горизонта Кузбасса 1,2
6. Алевролиты серые со слабым зеленоватым оттенком глинистые, в нижней части с линзами и конкрециями сидерита. Алевролиты песчанистые до песчаников тонкозернистых, серые и кремво-серые. В тонких прослоях алевролитов найдены *Phylloteca* sp., *Cordaites* cf. *clercii* Zal., характерные для верхней половины верхней перми (вятский ярус) 8,0
7. Песчаники серые и зеленовато-серые вулканомиктовые мелко-среднезернистые слюдястые. В свалах определены *Cordaites adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. clercii* Zal., *Nephropsis tomiensis* Zal., характерные для ленинского–тайлуганского горизонтов Кузбасса 6,7
8. Песчаники серые полимиктовые средне-крупнозернистые, с линзами гравелитов 2
9. Переслаивание (0,1–0,5 м) алевролитов зеленовато-серых, серых и таких же песчаников мелко-среднезернистых. В верхней части – немногочисленные отпечатки *Equisetina* cf. *laevis* Rassk., *Pecopteris* sp., *P. af. tajmyrensis* Schved., *Cordaites* cf. *clercii* Zal., *C. candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C. cf. angustifolius* (Neub) S. Meyen, *Samarepsis kureikaensis* Such. – ассоциации, известной от верхней части ленинского до кровли тайлуганского горизонтов Кузбасса 11,8
10. Алевролиты слабоуглистые темно-серые с прослойками песчанистого материала. В верхней части собраны многочисленные остатки флоры, среди которых преобладают кордаитовые, реже членистостебельные папоротники и семена. Из них определены *Annularia* cf. *grandifolia* Schved., *Pecopteris* cf. *Julii* Radcz., *P. tajmyrensis* Schved., *Prynadaeopteris karpovii* (Radcz.) S. Meyen. и др., характерные для верхов ленинского–тайлуганского горизонтов Кузнецкого бассейна 21,8

11. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые мелко-тонкозернистые, с тонкой косо́й слоистостью	5,5
12. Алевролиты зеленовато-бурые разнозернистые, в средней части переходящие в алевритистые аргиллиты	7,2
13. Песчаники зеленовато-бурые полимиктовые, буровато-серые мелкозернистые, с намывами углистого материала по поверхностям наслонения	9,1
14. Алевролиты зеленовато-серые мелкозернистые с щебенчатой отдельностью в ритмичном переслаивании (0,2–1,3 м) с грязно-бурыми среднезернистыми песчаниками. В верхней части пачки (6,0 м) преобладают песчаники, а в нижней (8,0 м) – алевролиты	14
15. Песчаники серые до темно-серых полимиктовые слюдистые мелко-среднезернистые, плохо сортированные. В верхней части (2 м) – песчаники вулканомиктовые зеленовато-серые мелкозернистые	10
16. Алевролиты зеленовато-бурые с мелкими конкрециями сидерита, линзовидно-плитчатой отдельностью, с прослоями зеленовато-бурых полимиктовых мелкозернистых песчаников (0,3–0,5 м)	7,8

Выше по разрезу осыпь, поэтому верхние слои наращиваются по обнажению на левом берегу р. Крестьянка.

17. Алевролиты серые и темно-серые песчаные до песчаников тонкозернистых, неслоистые, с раковистой отдельностью. В нижней части пачки в прослое (0,25 м) многочисленные листья кордаитовых и членистостебельных, среди которых установлены: <i>Koretrophyllites tomiensis</i> Radcz., <i>Annularia</i> cf. <i>lanceolata</i> Radcz., <i>Equisetina</i> cf. <i>brevifolia</i> Radcz., <i>Cordaites insignis</i> (Radcz.) S. Meyen, <i>C.</i> cf. <i>adleri</i> (Radcz.) S. Meyen и др., – ассоциация, наиболее близкая к комплексу тайлуганского горизонта Кузбасса. В верхней части пачки (8,0 м) преобладают песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые, с неотчетливой косо́й слоистостью	15
18. Пачка переслаивания зеленовато-серых песчаников мелкозернистых слюдистых, с глинисто-карбонатным цементом и алевролитов зеленовато-серых песчаных с щебенчатой, реже скорлуповатой отдельностью. Ритмы двучленные (песчаник–алевролит) мощностью от 1,3 до 6,0 м. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,4 до 1,5 м; алевролитов – от 0,7 до 5,0 м.....	15

Мощность составленного разреза – 173 м. Стратиграфически выше залегает базальная пачка песчаников бражниковской свиты.

Верхние горизонты свиты, соответствующие пачкам 17 и 18 приведенного разреза, на побережье Енисейского залива содержат многочисленные отпечатки флоры *Pecopteris tajmyrensis* Schwed., *Callipteris* sp., *C. pseudoaltaica* Radcz., *C. kozlovii* Schwed., и др. (определения Е. В. Глухой).

Севернее, в истоках р. Малая Пура и по рекам Малая Кособигай и Кирса в отложениях свиты появляются пласты каменного угля мощностью от 0,1 до 2,0 м и содержатся многочисленные отпечатки позднепермской флоры (определения Е. В. Глухой): *Cordaites* cf. *insignis* (Radcz.) S. Meyen., *Candalepensis* (Zal.) S. Meyen., *Rufioria* cf. *sunensis* (Neub.) S. Meyen., *Paracalamites iljinskis* Gorel, *Martjanowskia bajdaievae* Radcz. [115].

На р. Угольная (левый приток р. Пяси́на), где расположена шахта Северная, макаревичская свита мощностью 335–390 м прослежена вдоль реки на расстоянии 8,0 км скважинами и горными выработками. На этом участке в разрезе свиты преобладают черноцветные алевролиты и аргиллиты, содер-

жащие 12 угольных пластов мощностью от 0,3 до 3,2 м. В 1942–1943 гг. месторождение эксплуатировалось Норильским горно-металлургическим комбинатом.

Формирование отложений свиты происходило в континентальных условиях аллювиальных равнин с неглубокими озерами, где формировались алевритистые осадки с пластами торфяников; увеличение угленосности свиты происходило с юго-запада на северо-восток. Возраст свиты на основании растительных остатков определяется позднепермским (северодвинским). Ее возрастным аналогом на Восточном Таймыре является черная свита.

Мощность свиты изменчива и по разрезам на реках Крестьянка, Малая Убойная составляет около 450 м, уменьшаясь до 220 м на р. Сырадасай. В районе р. Угольная мощность свиты составляет 335–390 м.

Бражниковская свита с предполагаемым стратиграфическим несогласием (по данным А. П. Романова) залегает на подстилающих ее терригенно-угленосных отложениях макаревичской свиты. Выходы ее расположены в бассейнах рек Крестьянка, Сырадасай, на мысах Макаревича, Бражникова в обрамлении синклинальных структур, сложенных в центральных своих частях базальтами сырадасайской свиты. В основании свиты, как правило, залегают полимиктовые пестроокрашенные конгломераты. Отложения свиты представлены вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами. Для свиты характерна фациальная изменчивость и непостоянство мощности.

Восточнее оз. Надудо-Турку разрез бражниковской свиты вскрывается в скв. НТ-29, расположенной на правом борту р. Лабак в 4,5 км к северу от ее устья и приуроченной к южному крылу Лабакской антиклинали.

По скважине прослежены отложения (сверху вниз).

1. Четвертичные отложения: суглинки с обломками туфогенных пород и линзами льда.....	45,2
2. Песчаник вулканомиктовый с кремовым оттенком от мелкозернистого в верхней части до крупнозернистого в нижней с пленочным глинистым цементом....	9,2
3. Аргиллит алевритистый светлого грязно-серого цвета, брекчированный.....	6,5
4. Чередование песчаников вулканомиктовых серых с туфоалевролитами и аргиллитами серого цвета. Слоистость линзовидная, линзовидно-волнистая. Цемент гидрослюдистый, отмечаются конкреции сидерита	11,6
5. Песчаник темно-серый вулканомиктовый мелкозернистый с глинистым цементом.....	3,1
6. Чередование коричнево-серых туфоаргиллитов с песчаниками полимиктовыми темно-серыми мелко-среднезернистыми, с растительным детритом. Слоистость косая в песчаниках и линзовидно-волнистая в аргиллитах; отмечаются конкреции сидерита	9,1
7. Туфопесчаник зеленовато-серый полимиктовый в верхней части среднезернистый, ниже – темно-серый мелкозернистый. Редкие прослои алевролитов.....	6,8
8. Туфоаргиллит зеленовато-серый алевритистый с прослоями полимиктового песчаника	3,4
9. Песчаник темно-серый вулканомиктовый мелкозернистый, с прослоями туфоалевролитов темно-серых с глинистым цементом	7,3
10. Песчаник темно-серый полимиктовый в верхней части мелкозернистый, в нижней части серый крупнозернистый.....	6,1

11. Чередование (0,5–0,6 м) аргиллитов темно-серых с туфоаргиллитами алевритистыми зеленовато-серыми, коричневатого-серыми; в нижней части отмечаются конкреции сидерита. В средней части – прослой (2 м) углистого аргиллита	10,2
12. Туфопесчаник темно-серый полимиктовый с прослоями глинистого алевролита, реже аргиллита. Слоистость линзовидно-волнистая	11
13. Песчаник светло-серый до темно-серого мелко-среднезернистый вулканико-миктовый, Цемент пленочный гидрослюдистый и глинистый. Слоистость – от линзовидно-волнистой до крупной косой	10,5

Мощность бражниковской свиты в данном разрезе – 87 м.

На побережье Енисейского залива в туфопесчаниках, туфоалевролитах встречены отпечатки *Cordaites* sp., *Nephropsis* sp., характерные, по мнению определявшей их Л. В. Глухой, для верхов верхнего отдела пермской системы. Здесь же, по данным предшественников, в терригенных отложениях собраны растительные остатки, охарактеризованные Н. А. Шведовым как позднепермские и собрана коллекция двустворок, позволяющих, по мнению Е. М. Люткевич, отнести вмещающие их отложения к татарскому отделу. В среднем течении р. Крестьянка на южном ее притоке найдены отпечатки *Cordaites* sp., *Phyllothea* sp., позволяющие, по мнению Л. В. Глухой, сопоставить вмещающие их отложения с тайлуганским горизонтом Кузбасса [115]. Бражниковская свита сопоставляется с чернойской свитой Центрального и Восточного Таймыра (табл. 4).

На ГК-200 бражниковская свита не выделяется, входя в сырадасайскую свиту.

Возраст объединенных макаревичской и бражниковской свит в Легенде ТСЗ принимается северодвинским–вятским.

Сводная мощность объединенных макаревичской и бражниковской свит изменчива и составляет по р. Сырадасай 230–330 м, по р. Угольная – 505–565 м, а на участке р. Ефремова–р. Малая Убойная – 545 м, достигая, по данным ГК-200, 750 м.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕЗОЙ

Нерасчлененные верхнепалеозойские отложения (⁶PZ₃), выделенные на разрезе по сейсмическим данным [100], отвечают сейсмокомплексу с отражающими горизонтами Va-IV, объединяющему среднекаменноугольные – позднепермские терригенно-угленосные отложения мощностью от 800 до 1700 м. В составе пород преобладают песчаники и алевролиты с пластами каменных углей.

Таблица 4

Схема сопоставления пермско-триасовых вулканогенных отложений Таймыра и Норильского района Сибирской платформы

Система	Отдел	Горизонт	Норильский район	Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Восточный Таймыр
Триасовая	Верхний					Верхнетриасовые отложения
	Средний				Мамонова	
	Нижний					Фадьюкудинская
		Путоранский	Молукаевская	Верхнетамская	Аятаринская	Бетлинская и зверинская свиты нерасчлененные
		Двурогинский	Моронговская		Бетлинская	
		Тутончанский	Надеждинская	Лабакская	Зверинская	
			Туклонская			
	Гудчихинская					
	Сыверминская					
	Пермская	Верхний	Гагарьеостровский	Ивакинская	Сырадасайская, верхняя подсвита	
Дегалинский			Амбарнинская	Сырадасайская, нижняя подсвита		
				Бражниковская	Черноярская	

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сырадасайская свита (P_3sd) выделена Н. Н. Нагайцевой и Г. И. Старицыной в 1975 г. в бассейне р. Сырадасай, где расположен ее стратотип. Выходы свиты картируются от Енисейского залива в бассейнах рек Крестьянка и Сырадасай и далее к востоку, через приустьевую часть р. Пясины, прослеживаются до бассейна р. Бинюда, залегая в основании лавовых полей. На отложениях бражниковской свиты она залегает с неотчетливо выраженным стратиграфическим и, возможно, угловым несогласием.

Для свиты характерна значительная латеральная структурно-фациальная изменчивость. Свита сложена умереннощелочными титан-авгитовыми базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, базальтами, оливиновыми и оливинсодержащими базальтами. Изредка отмечаются андезиновые базальты (гавайиты). В подчиненном количестве в разрезе присутствуют лавобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники. Лавы, как правило, имеют подушечную или шаровую отдельность. Отдельные потоки достигают 40–50 м мощности, но чаще имеют 10–20 м. В подошве подсвиты, как правило, залегают один-два мощных потока оливиновых титан-авгитовых умереннощелочных базальтов. В кровле свиты или в непосредственной близости от нее картируется маркирующий горизонт гигантоплагиофировых оливиновых или оливинсодержащих базальтов.

Наиболее полный разрез свиты составлен в стратотипической местности – в бассейне р. Сырадасай. В каньоне напротив устья р. Верхняя Тамы с аз. падения 180° и углом 40° залегают (снизу вверх) отложения.

- | | |
|---|-------|
| 1. Базальты умереннощелочные (два потока мощностью 35–40 и 20–25 м) титан-авгитовые оливиновые, с офитовой и интерсертальной структурами, хлоритизированные, карбонатизированные. В кровле (12–15 м) базальты миндалекаменные. Миндалины (от 1–2 мм до 10–15 см) выполнены кварцем, халцедоном, цеолитами, реже кальцитом. Отдельность крупноподушечная (0,5–4 м) | 55–65 |
| 2. Трахибазальты (два потока мощностью по 30 м) титан-авгитовые, с редкими крупными выделениями плагиоклаза (0,5–1,5 см), мелкими изометричными и неправильной формы выделениями палагонита, с офитовой и интерсертальной структурами основной массы | 60 |
| 3. Базальты умереннощелочные титан-авгитовые с пойкилоофитовой, офитовой структурами. В кровле (5–6 м) миндалекаменные; миндалины выполнены минералами, аналогичными п. 1. Отдельность крупноподушечная | 25 |
| 4. Трахибазальты титан-авгитовые пойкилоофитовые, в кровле (3 м) миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная..... | 10 |
| 5. Андезибазальты с толеитовой и пойкилоофитовой структурами, в кровле (4–5 м) миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная | 30 |
| 6. Туфоалевролиты красно-бурые с примазками аргиллитов кирпично-красных. | 0,05 |
| 7. Андезибазальты титан-авгитовые пойкилоофитовые, с редкими крупными (0,5–1,5 см) вкрапленниками плагиоклаза; в верхней части миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная..... | 20–25 |
| 8. Андезибазальты титан-авгитовые, в кровле (5–6 м) миндалекаменные. Отдельность крупноподушечная | 15 |

9. Базальты умереннощелочные гломеропорфирные оливиновые, титан-авгитовые с толеитовой, офитовой, пойкилоофитовой структурами. Верхняя часть потока – миндалекаменная. Отдельность крупноподушечная, местами столбчатая. Этот поток является маркирующим; он картируется практически повсеместно в кровле сырадасайской свиты 25–30

Выше залегают элювиальные развалы толеитовых базальтов и агломератовых туфов, относимых к лабакской свите.

Мощность приведенного разреза по р. Сырадасай – 280–300 м. Максимальная мощность свиты в бассейне р. Сырадасай составляет 300–350 м. Западнее, на побережье Енисейского залива к югу от мыса Бражникова, мощность сырадасайской свиты увеличивается до 450 м.

Восточнее оз. Надудо-Турку и до левобережья р. Пясины выходы свиты картируются в виде узких полос на крыльях антиклинальных структур. Верхняя часть разреза свиты вскрыта в скв. НТ-7, расположенной в 6,5 км к западу–юго-западу от оз. Коундей. Разрез свиты представлен 12 покровами и потоками мощностью от 8 до 22 м, сложенными преимущественно оливиновыми плагиопорфирными базальтами, реже (два покрова) плагиофировыми миндалекаменными базальтами. Отмечается катаклаз, окварцевание и метасоматические изменения отдельных покровов. Мощность приведенного разреза свиты – 129 м, подошва в данной скважине не вскрыта. Общая мощность свиты по геологическим данным на данном участке не превышает 440 м.

Сырадасайская свита откартирована на незначительном участке на правобережье приустьевой части р. Пясины, в среднем течении р. Дюмталей, где представлена базальтами умереннощелочными плагиофировыми, трахибазальтами, андезибазальтами, с подчиненным количеством туфов и туфопесчаников общей мощностью до 150 м.

В нижнем течении р. Пясины сырадасайская свита несогласно залегает на терригенных отложениях бражниковской свиты. Нижняя часть свиты представлена туфами и базальтами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами с прослоями вулканомиктовых и полимиктовых песчаников; верхняя часть свиты сложена шаровыми и подушечными оливиновыми и титан-авгитовыми умереннощелочными базальтами и их туфами. Мощность свиты на данном участке – до 250 м.

На востоке площади свита распространена в бассейнах рек Бинюда, Барусибгай, Чедырымота, где участки распространения сырадасайской свиты приурочены к центральным частям, реже крыльям, крупных синклинлей. Она несогласно залегает на отложениях убойнинской и крестьянской свит. В бассейне р. Сорогабигай выходы свиты приурочены к изолированным тектоническим блокам в поле развития убойнинской свиты. Нижняя часть сырадасайской свиты в этом районе имеет резкие вариации вещественного состава и мощности разреза. В истоках р. Толбато (правый приток р. Таряя, лист S-46), в основании свиты залегают переслаивающиеся туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфы лито- и витрокластические мощностью 25–30 м; в 15 км к северо-западу, на левобережье р. Бинюда, на этом уровне залегают лавобрекчи мощностью до 45 м. Мощность сырадасайской свиты в восточной части территории колеблется от 50 до 380 м [115].

На картах изолиний (ΔT)_a отложениям свиты соответствуют как положительные, так и отрицательные магнитные поля средней интенсивности (50–100 нТл).

По особенностям химического и минерального состава выделяются базальты, трахибазальты, андезиновые базальты, оливиновые базальты, титанавгитовые базальты. Породы сырадасайской свиты относятся к калиево-натриевой, реже к натриевой и калиевой сериям умереннощелочного и нормального ряда изверженных основных пород. Большая их часть, за исключением умереннощелочных лейкократовых базальтов, принадлежит к умеренноглиноземистым разностям. По содержанию кремнезема выделяются оливиновые базальты (44–47 %) и высококремнеземистые трахибазальты и андезиновые базальты (48–52 %). Породы характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (2–3,5 %), Na_2O (1,8–6,3 %), K_2O (0–8–3,9 %), P_2O_5 (0,2–1,2 %). Эффузивы сырадасайской свиты отличаются повышенными содержаниями свинца, цинка, лития, ниобия, циркония, бериллия и пониженными меди, никеля, кобальта [120].

По данным Г. Н. Старицыной, Ю. И. Дарагана-Сущева, В. Д. Пономарева образования сырадасайской свиты имеют однополярную остаточную намагниченность с отложениями терригенного комплекса верхней перми, что является косвенным подтверждением близости времени их формирования.

Изотопные определения возраста отсутствуют.

В бассейне р. Крестьянка в отложениях сырадасайской свиты известны находки флоры: *Phyllotea* sp., *Cordaites* sp. тайлуганского облика (определения Л. В. Глуховой); пеллециподы *Anthracomya cata* Khalf, *Palaeamodonta castor* (Eichw.) [115].

На восточном побережье Енисейского залива в вулканогенно-осадочных породах сырадасайской свиты найдены пеллециподы *Anthracomya cata* Khalf., *A.obliqua* Khalf., *P. concinne* Jones. и др. позднеатарского возраста (по заключению Е. М. Люткевича), а также растительные остатки *Cordaites matveensis* Schw., характерные для ерунаковской подсерии татарского яруса [23].

Вышеперечисленные данные позволяют принять возраст сырадасайской свиты позднепермским: конец дегалинского – гагарьеостровское время (Сибирская платформа). Возраст, состав и условия образования позволяют сопоставлять сырадасайскую свиту с ивакинской свитой Норильского района Сибирской платформы. На Центральном Таймыре в нижней части некоторых типов разрезов пермо-триасовых вулканогенных отложений известны прослой осадочных пород, покровы умереннощелочных базальтов и трахибазальтов, исходя из чего сырадасайская свита сопоставима с шайтанской свитой Центрального Таймыра (табл. 4).

Мощность свиты колеблется от 50(?) до 450 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лабакская свита (T_{1b}) выделена Л. П. Никуловым и А. П. Романовым на Западном Таймыре и названа по р. Лабака. Стратотипическая местность ее находится в бассейне р. Лабака и на берегу оз. Надудотурку. Обра-

зования этой свиты широко распространены в горах Бырранга, к западу от р. Тарей до Енисейского залива. Залегают породы свиты согласно на вулканитах сырадасайской свиты и несогласно на породах макаревичской свиты.

На наиболее хорошо изученных площадях в составе свиты выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (40–160 м) состоит из пироксен-плагиофировых и афировых базальтов с прослоями толеитовых туфов; средняя (80–280 м) – из оливинофировых и афировых базальтов с линзами туфов и вулканогенно-осадочных пород в основании; верхняя (80–230 м) – из афировых, реже – оливин- и плагиофировых базальтов с редкими прослоями туфов и вулканогенно-осадочных пород. По химическому составу покровы отвечают базальт-андезибазальтам с калиево-натриевым типом щелочности.

Описание свиты приводится по объяснительным запискам к листам ГК-200.

Нижняя подсвита. Нижняя граница проводится по кровле последнего потока умереннощелочных титан-авгитовых гигантоплагиопорфировых базальтов или андезибазальтов сырадасайской свиты. В основании подсвиты картируется маломощный (первые метры) прерывистый горизонт туфоалевролитов, туфопесчаников или тонкообломочных туфов.

Лектостратотип подсвиты находится в каньоне левого притока р. Сырадасай, прорезающего северный борт долины в 4 км к западу от каньона р. Верхняя Тамы [34]. Здесь, на андезибазальтах сырадасайской свиты, с аз. падения 215°, угол 45° залегают (снизу вверх) отложения.

1. Базальты мелкоплагиофировые темно-серые с микродолеритовой структурой основной массы	20
2. Базальты афировые с микропойкилоофитовой структурой	7
3. Базальты палагонитовые с микропойкилоофитовой структурой	4,2
4. Базальты титан-авгитовые пойкилоофитовые	2
5. Базальты палагонитовые афировые, два потока мощностью 13,5 и 6,5 м	20
6. Базальты оливиновые со столбчатой отдельностью, в кровле (2–3 м) микродолеритовые	9
7. Базальты микропорфировые, оливин-плагиофировые с микродолеритовой структурой основной массы	20
8. Базальты плагиофировые с интерсертальной и микродолеритовой структурами образуют три потока мощностью 15, 18 и 14 м	47
Пропуск разреза	50
9. Базальты толеитовые плагиофировые оливинсодержащие с микродолеритовой и интерсертальной структурами основной массы	10

Мощность нижней подсвиты по разрезу – 189 м.

На мысе Бражникова, на побережье Енисейского залива описан фрагментарный, состоящий из разрозненных обнажений, разрез нижней подсвиты [115]. Сохраняя основные черты строения подсвиты, он отличается присутствием в нижней его части прослоев лавобрекчий видимой мощностью до 60 м, туфов лито-витрокластических гравийных и агломератовых суммарной мощностью 21–24 м. Мощность подсвиты составляет здесь 150–165 м. В целом в западной части района мощность подсвиты варьирует от 60 до 190 м.

Средняя подсвита залегают согласно на нижней подсвите. В ее основании наблюдается прерывистый горизонт (0,5–2 м) туфопесчаников и туфоалевро-

литов. В составе подсвиты преобладают оливин-порфиновые, оливин-плагиофировые базальты и пикробазальты. Характерной особенностью средней подсвиты является присутствие расслоенных покровов пикробазальтов с полосчатой текстурой. Обычно лавовые покровы имеют мощность 5–10 м, изредка достигая 30–40 м. В кровле (до 1/3 мощности потока) они обладают миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены хлоритом, кварц-халцедоном, цеолитом и кальцитом.

В лектостратотипе по левому притоку р. Сырадасай стратиграфически выше пород нижней подсвиты залегают отложения (снизу вверх).

1. Два покрова мощностью 9 и 10 м базальтов оливиновых темно-серых с такситофитовой и интерсертальной структурами, иногда с мелкими редкими вкрапленниками плагиоклаза.....	19
2. Базальты оливиновые красновато-бурые микропойкилоофитовые палагонитовые	11
3. Три покрова базальтов оливиновых зеленовато-серых с микродолеритовой, толеитовой и гиалопилитовой структурами мощностью 5; 5 и 14 м	23
4. Туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые тонкопереслаивающиеся.....	1,7
5. Базальты оливиносодержащие коричневатые с микродолеритовой структурой.....	18
6. Туфопесчаники и туфоалевролиты, аналогичные п. 4, волнистослоистые.....	1,5
7. Базальты оливиновые с микродолеритовой структурой основной массы. Три покрова мощностью соответственно 5; 5 и 16 м	26
8. Туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые, переслаивающиеся	0,4
9. Покров пикробазальтов с подушечно-матрацевидной отдельностью и слоистой текстурой, обусловленной чередованием такситофитовой, интерсертальной и гиалопилитовой структур	19
10. Пикробазальты буровато-красные с пойкилоофитовой структурой	16
11. Пикробазальты с микродолеритовой, такситофитовой структурами основной массы.....	20
12. Базальты оливинофировые с интерсертальной, микродолеритовой, участками микропойкилоофитовой структурами (два покрова мощностью по 12 м).....	24

Мощность средней подсвиты в данном разрезе составляет 156 м.

По геологическим данным, мощность средней подсвиты варьирует в пределах 100–280 м [115].

Верхняя подсвита. Граница со средней подсвитой проводится по кровле последнего покрова пикробазальтов или оливиновых базальтов. В подошве залегают маломощные прослои туфопесчаников, туфоалевролитов или туфов. Подсвита сложена базальтами палагонитовыми, пойкилоофитовыми, афировыми, плагиофировыми, реже встречаются прослои лавобрекчий, туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Кровля потоков брекчирована (кластолавы) и окрашена гидроокислами железа в красно-бурые и зеленовато-серые тона.

Наиболее представительный разрез верхней подсвиты обнажается по р. Южная – правому притоку верховьев р. Сырадасай, где с аз. пад. 180° и углами 5–15° залегают отложения (снизу вверх).

1. Туфопесчаники и туфоалевролиты красно-бурые тонкопереслаивающиеся	2
2. Базальты темно-серые, с толеитовой пойкилоофитовой структурами палагонитовые. Образуют шесть покровов мощностью от 2 до 17 м, чередующиеся с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов красно-бурых, зелено-серых мощностью до 4 м.....	39–41
3. Туфы базальтов гравийные кирпично-красные	6
4. Базальты оливиновые толеитовые (три потока мощностью по 6–8 м каждый) .	18–24
5. Базальты полифировые с микродолеритовой, толеитовой и микропойкилоофитовой структурами (пять потоков мощностью по 9–12 м каждый)	45–60
6. Базальты палагонитовые с толеитовой структурой	16
7. Базальты плагиофировые с микродолеритовой структурой основной массы ...	12
8. Базальты афировые оливинсодержащие с микродолеритовой и толеитовой структурами.....	20–25
9. Базальты пойкилоофитовые	10

Мощность подсвиты в данном разрезе составляет 168–196 м.

Восточнее р. Пясины лабакская свита развита в бассейнах рек Малая Сюда, Караванная, Барусибигай, Чедырымота, где слагает центральные части пологих синклиналей. Она сложена здесь базальтами оливиновыми, афировыми, плагиофировыми, оливин-порфиоровыми, полифировыми, пойкилоофитовыми, палагонитовыми с подчиненным количеством лавобрекчий, туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов; характерно присутствие высокомагнезиальных оливиновых базальтов и пикробазальтов. Представительные фрагменты разреза лабакской свиты вскрываются в истоках р. Мелкая [27]. Полный разрез расположен в верховьях р. Барусибигай – правого притока р. Бинюда, где на субщелочных базальтах сырадасайской свиты залегают восемь покровов преимущественно афировых оливиновых базальтов мощностью от 7 до 42 м с прослоями базальтовых туфов (1–5 м) и маломощных (0,3–0,45 м) туфопесчаников–туфогравелитов в средней части.

Мощность свиты в данном разрезе – 156–158 м. Выше залегают пачка туфов верхнетамской свиты.

Эффузивы лабакской свиты характеризуются отрицательными магнитными полями на картах изолиний (ΔT)_a интенсивностью до –200 нТл; реже выходам свиты соответствуют слабодифференцированные поля (–30+30 нТл).

Фрагменты разрезов, предположительно, лабакской свиты были опробованы нами в 2014 г. на о. Крестовский. Изотопный (Ar/Ar, плагиоклаз) возраст (млн лет) андезитбазальтов с о. Крестовский (пробы 101-4, 200-4) отвечает следующим значениям: 239 ± 15 (проба 101-4); 256 ± 15 (проба 200-4). С учетом значительной ошибки полученные результаты не противоречат раннетриасовому возрасту. Силикатный состав проб с определениями изотопного возраста приведен в прил. 11, табл. 2.

Возраст лабакской свиты определяется фаунистическими находками и растительными остатками, найденными в ее отложениях. В верховьях р. Правая Убойная в нижних горизонтах свиты найдены пеллециподы *Microdontella concinna* Jones., *Palaemutella* sp. Khalf., характерные для раннетриасового тутончанского горизонта северо-запада Сибирской платформы. В верховьях р. Малая Пура в отложениях свиты обнаружены отпечатки флоры *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenobaera* sp. раннетриасового возраста.

Учитывая, что лабакская свита является фациальным аналогом зверинской свиты Центрального Таймыра (табл. 4), вмещающие ее отложения относятся к индскому ярусу нижнего триаса [115].

Мощность свиты изменчива и, по данным ГК-200, колеблется на различных участках от 100 до 570 м.

Верхнетамская свита (Т₁т) выделена А. Е. Владимировым [115] на Западном Таймыре в бассейне р. Верхняя Тамы, где и находится ее стратотип. Отложения свиты распространены по всей южной части от побережья Енисейского залива (в бассейнах рек Сырадасай, Верхняя Тамы, Дюндака, Лабака, Дянгур, Малая Пура) до приустьевой части р. Пясины и далее к востоку – в бассейн р. Бинюда. Отложения свиты выполняют центральные части пологих брахисинклинальных структур. Реже они залегают в крутопадающих крыльях складок.

Верхнетамская свита залегают с незначительным угловым несогласием на отложениях лабакской свиты. На севере и северо-востоке поля своего распространения на участках верховья р. Малая Пура и приустьевой части р. Пясины она залегают с разрывом на подстилающих вулканогенных образованиях лабакской, сырадасайской свит и на породах верхней перми.

Свита сложена базальтами пойкилоофитовыми, палагонитовыми, плагиофировыми, иногда полифировыми, афировыми, туфами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, аргиллитами, реже лавобрекчиями. Базальты имеют, как правило, столбчатую и столбчато-глыбовую отдельность. В основании свиты часто залегают туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы, полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты. По составу свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфами, базальтами толеитовыми, пойкилоофитовыми, палагонитовыми, лавобрекчиями. Эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные породы находятся примерно в равном соотношении. В основании подсвиты обычно залегают пачка переслаивающихся гравийных и псаммитовых базальтовых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов мощностью 8–25 м (бассейны рек Сырадасай, Верхняя Тамы). Разрез подсвиты составлен по фрагментам, обнажающимся по р. Рогозинка и по левому безымянному притоку р. Сырадасай в ее верховьях. На р. Рогозинка в инт. 3,5–11,5 км от устья, в разрозненных коренных выходах прослежены (снизу вверх) отложения.

1. Туфопесчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, туфогравелиты, туфоалевролиты, туфы витрокластические агломератовые, гравийные и псаммитовые остроугольно-обломочные и пизолитовые, находящиеся в ритмичном переслаивании. Мощность ритмов – 1,0–3,0 м; в основании – туфогравелиты. Цвет пород зеленовато-серый, в кровле красновато-коричневый. Туфопесчаники и туфоалевролиты иногда известковистые. Слоистость параллельная или пологоволнистая, от тонкой до грубой. Встречаются обрывки растений плохой сохранности. Аз. пад. пород 235°, угол 5–15°.....

8

2. Базальты толеитовые оливковые и оливинсодержащие, два покрова мощностью 6 и 8 м.....

14

3. Базальты пойкилоофитовые палагонитовые.....

15

4. Слой, аналогичный слою 1	5
5. Базальты толеитовые афировые.....	10
6. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты зеленовато-серые ритмичнопереслаивающиеся. Слоистость пологоволнистая.....	8
7. Базальты оливиновые с толеитовой и пойкилоофитовой структурами, в кровле миндалекаменные, отдельность столбчатая.....	2,5
8. Туфы агломератовые афанитовые миндалекаменные с овальными, округлыми и лепешковидными обломками базальтов размером 0,2–0,3 м.....	6–8
9. Базальты, аналогичные слою 7	8
10. Лавобрекчии с мелкой шаровой отдельностью зеленовато-серые, в верхней части красно-бурые. Обломки представлены базальтами, реже осадочными породами. Размерность обломков уменьшается снизу вверх. Верхняя половина покрова миндалекаменная	8
11. Базальты пойкилоофитовые оливинсодержащие, с подушечной и шаровой отдельностью; в кровле миндалекаменные	8
12. Туфопесчаники крупно-, средне- и мелкозернистые темно-серые, переслаивающиеся с туфами гравийными пизолитовыми зеленовато-серыми; преобладают крупнозернистые туфопесчаники; слоистость параллельная. Плитчатость, согласно слоистости, тонкая и средняя.....	5
13. Базальты мелкокристаллические оливиновые палагонитовые плагиофировые, в верхней половине миндалекаменные, отдельность подушечная	5
14. Базальты пойкилоофитовые оливиновые, палагонитовые, отдельность столбчато-глыбовая, по простиранию сменяется крупной подушечной	15

Мощность этой части разреза нижней подсвиты составляет 137–148 м.

Верхняя часть разреза подсвиты достраивается по скв. ДС-8, пробуренной на левом притоке р. Сырадасай, в его верховьях (истоки р. Оленья), где вскрыты туфы с тремя пачками туфопесчаников–туфоалевролитов в нижней, средней и верхней частях разреза (13, 11, 18 м). Вскрытая мощность – 61,3 м. Разрез далее достраивается по обнажениям на левобережье р. Пясины в бассейнах рек Кулунда, Кырса, где наблюдается переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфов пизолитовых, пологоволнистолинзовиднослоистых, зеленовато-серых и красно-бурых, сходных с таковыми, вскрытыми скважиной. Мощность в обнажении – 20 м. Здесь встречены отпечатки флоры *Pecopteris* ex gr. *crenata* Pryn., *Cladophlebis anynsta* (Heer.), *Neokoretrophyllites* aff. *evenkorum* (Pryn.), *Madygenia* cf. *borealis* Radcz., *Sphenopteris* ex gr. *kirjamkensis* Pryn., *Neoannularia* aff. *evenkorum* (Pryn.) Mogutch., *Boreopteris evenkensis* Mogutch., *Tersiella beloussovae* Radcz. (определения Н. К. Могучевой).

Общая мощность нижней подсвиты в верховьях р. Сырадасай и в бассейне р. Рогозинка составляет 215–230 м. Пачка вулканогенно-осадочных пород, залегающая в кровле подсвиты, является маркирующей. Она картируется в западной части территории повсеместно в кровле нижней подсвиты верхнетамской свиты, мощность ее непостоянная. Соответственно, изменчива и мощность нижней подсвиты.

Восточнее оз. Надудотурку верхнетамская свита залегает на лабакской свите с перерывом. В ее основании картируются туфогравелиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты. Нижняя подсвита здесь вскрывается в скв. НТ-3, расположенной в 7 км к северу от оз. Надудотурку. В инт. 154,8–276,2 м залегают снизу вверх лаво-

брекчий мощностью 10 м, сменяющиеся восьмью покровами базальтов мощностью от 5 до 10 м (предпоследний – 32 м), перекрытых последовательно базальтовыми туфами алевритовыми до агломератовых (16 м).

Общая мощность нижней подсвиты на этом участке составляет 120–200 м.

В верховьях р. Новоморжово, на ее правобережье, стратиграфически выше отложений макаревичской свиты (песчаники и углистые алевролиты с отпечатками листовой флоры плохой сохранности), залегают 11 покровов и потоков толеитовых базальтов, чередующихся с туфами и туффитами (пять пачек от 1–2 до 10 м). В нижней части разреза базальты имеют шаровую отдельность, в верхней – столбчатую. Приведенный разрез представляет нижнюю часть нижней подсвиты верхнетамской свиты, мощность его составляет 105–121 м.

Разрез достраивается по правому берегу верховьев р. Новоморжово, где залегают три пачки туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов (9, 10, 3 м), разделенные покровом шаровых базальтов мощностью 10 м и глыбовых лавобрекчий (10 м) с миндалекаменными базальтами в цементе. Мощность по разрезу – 45–47 м.

Мощность нижней подсвиты составляет 200–280 м.

Верхняя подсвита залегает согласно на нижней подсвите. В ее основании присутствуют один-три покрова гломеропорфировых базальтов, являющихся маркирующим горизонтом. Подсвита сложена базальтами толеитовыми афировыми, плагиофировыми, пойкилоофитовыми, с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфов псаммитовых и гравийных. Лавовые потоки имеют ярко выраженную столбчатую отдельность, что является отличительной особенностью верхней подсвиты.

Лектостратотипом верхней подсвиты является разрез, составленный по фрагментам в междуречье Сырадасай–Верхняя Тамы–Крестьянка в их верхнем течении. Здесь, при слабонаклонном к северу залегании, обнажаются (снизу вверх) отложения.

1. Базальты гломеро-плагиофировые, оливиновые с вкрапленниками плагиоклаза (до 20 %) размером от 0,5 до 3 см в поперечнике, хорошо видимыми даже на выветрелой поверхности породы, и оливина (1–5 %) – не более 1–2 мм в поперечнике. Основная масса имеет интерсертальную, толеитовую, реже микроделеритовую структуры основной массы. Потоки обладают мелко столбчатой, редко шаровой и подушечной отдельностью 10–12
 2. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы гравийные и псаммитовые базальтового состава пизолитовые и остроугольнообломочные, находящиеся в переслаивании. Цвет пород зеленовато-серый и красновато-коричневый. Мощность слоев – 0,05–0,6 м 12
 3. Базальты гломеропорфировые, аналогичные слою 1 с ярко выраженной столбчатой отдельностью 20
- Гломероплагиофировые базальты (1–3 потока) залегают практически повсеместно в основании подсвиты. Они являются маркером в сочетании с подстилающими туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами кровли нижней подсвиты.
4. Туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы, аналогичные слою 2 25–30
 5. Базальты палагонитовые мелкоплагиофировые 15
 6. Базальты афировые оливиновые с микроделеритовой структурой 20

7. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, переслаивающиеся, аналогичные слою 2	20
8. Базальты афировые с микропойкилоофитовой и микроофитовой структурой .	20
9. Туфопесчаники зелено-серые средне-мелкозернистые, тонко- и среднезернистые	4
10. Базальты толеитовые, пойкилоофитовые палагонитовые	10
11. Базальты микропойкилоофитовые палагонитовые	15
12. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты красно-бурые и зеленовато-серые тонкопереслаивающиеся, аналогичные слою 2	12
13. Базальты оливин-плаггиофировые с толеитовой и микродолеритовой структурами	25
14. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты красно-бурые и зеленовато-серые переслаивающиеся между собой	6–7
15. Базальты мелко-плаггиофировые с микродолеритовой структурой основной массы.....	25
16. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты красно-бурые и зеленовато-серые тонкопереслаивающиеся, аналогичные слою 2	5
17. Базальты пойкилоофитовые, редко крупноплаггиофировые (размеры порфировых выделений до $0,3 \times 0,5$ см)	15–20
18. Базальты афировые с микродолеритовой структурой с редкими мелкими гломеропорфировыми вкраплениями плаггиоклаза	5

Мощность верхней подсвиты в этом разрезе составляет 259–272 м.

Состав верхней подсвиты верхнетамской свиты выдержан по латерали. Максимальную мощность (300–400 м) подсвита имеет в бассейнах рек Верхняя Тамы, Сырадасай, Нагодады, Тамыяха.

Верхняя подсвита на левобережье р. Пясины в среднем течении р. Озёрная залегает на туфопесчаниках и туфоалевролитах, туфогравелитах и туфах нижней подсвиты верхнетамской свиты. Подсвита представлена 10 покровами палагонитовых базальтов с подушечной (внизу) и столбчатой (вверху) отдельностью. Мощность подсвиты в приведенном разрезе – 71–81 м.

Состав верхней подсвиты верхнетамской свиты достаточно выдержан по латерали. Мощность верхней подсвиты в бассейне р. Озёрная составляет 100–260 м. Мощность разреза свиты в целом составляет 300–540 м.

Верхнетамская свита картируется также на субширотном отрезке р. Пясины, выше устья р. Пура и на правобережье р. Пясины, где она распространена в районе истоков рек Малая Барусибигай, Ниторока, Сюда и оз. Дягондэ, выполняя центральную часть пологой синклинали. Незначительное поле ее развития находится в верховьях р. Караванная. Свита сложена базальтами пойкилоофитовыми, плаггиофировыми, полифировыми, афировыми, туфами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже лавобрекчиями. Состав свиты на этой площади несколько отличается от стратотипической местности меньшим развитием туфов и туфогенно-осадочных пород. Нижняя часть разреза свиты составлена в истоках р. Малая Барусибигай, где залегают отложения (снизу вверх).

1. Туфы базальтов витрокластические градиционнослоистые лапиллиевые и бомбовые (слои по 0,5–0,8 м).....	10–11
---	-------

2. Туфопесчаники мелко- и среднезернистые темно-серые, голубовато-зелено-вато-серые пологоволнистослоистые (слои по 0,5–10 см); остатки стеблей и листьев.....	3,5
3. Туфы крупнобомбовые	10–12
4. Туфы базальтов витрокластические градационно-слоистые лапиллиевые и бомбовые.....	40
5. Туфы базальтов гравийно-псаммитовые витро-литокластические темно-серые.....	10

Разрез наращивается в районе истоков р. Ниторока–оз. Дягондэ. Здесь, в 20–40 м стратиграфически выше слоя 5 залегают отложения.

6. Базальты гломеропорфировые, структура мезостазиса толеитовая с элементами микродолеритовой и такситоофитовой; в кровле (3–4 м) миндалекаменные базальты	12–15
--	-------

Разрез наращивается в 4 км к востоку, на водоразделе Ниторока и Барусибгай. Здесь, в 10–20 м выше слоя 6 залегают отложения.

7. Базальты плагиофировые оливиновые с микродолеритовой структурой основной массы.....	10
8. Базальты афировые оливиновые и оливинсодержащие с микродолеритовой структурой	20

Закрыто 10–15 м по мощности

9. Базальты гломеропорфировые	10–12
10. Базальты плагиофировые с микродолеритовой структурой	10–15
Пропуск разреза	5
11. Базальты мелкостолбчатые афировые с микродолеритовой и интерсертальной структурой	10
12. Базальты пойкилоофитовые	10–12
13. Базальты плагиофировые с интерсертальной и микродолеритовой структурами	12
14. Базальты пойкилоофитовые, в кровле (3–4 м) миндалекаменные	12–15
15. Базальты афировые оливиновые с интерсертальной и микродолеритовой структурами	10–12
16. Туфопесчаники и туфы гравийно-псаммитовые	5–6
17. Базальты пойкилоофитовые	14–15
18. Базальты афировые с микродолеритовой и интерсертальной структурами ...	5–7

Закрыто 5–7 м.

19. Базальты афировые оливиновые с микродолеритовой и интерсертальной структурами	8–10
---	------

Мощность верхнетамской свиты по этому разрезу – 300–330 м.

Отложения верхнетамской свиты в естественных обнажениях на обоих берегах р. Пяпина на участке устья р. Караванная образуют невысокие (до 15 м) почти непрерывные скальные обрывы на протяжении 700 м вдоль русла реки с аз. пад. пород 215° под углом 10–15°. Нижняя граница и подстилающие отложения в данном разрезе не вскрыты. Наблюдается послонное чередование

покровов базальтов, оливиновых базальтов и лавобрекчий. Базальты имеют афиртовую, пойкилоофитовую и толеитовую структуры. По структурно-текстурным особенностям и вещественному составу пород они наиболее близки к верхнетамской свите. Мощность фрагмента свиты в этом разрезе составляет 327 м.

Для эффузивов верхнетамской свиты характерны относительно высокие содержания микроэлементов (г/т): Cu (80–136), Zn (80–121), Co (21–34), Cr (72–162), Ni (42–80) и пониженные Li (2,8–3,0), Ba (220–270), Sr (95–104), B (5–8), P (673–789).

Вулканисты Диксонского лавового поля умеренно глиноземистые, относятся к нормальному и субщелочному рядам калиевой и натриевой серий. Латеральная зональность проявляется в распространении титанистых трахибазальтов и субщелочных оливиновых базальтов в центре мульды, и более лейкократовых субщелочных и андезиновых базальтов по периферии, что по аналогии с Сибирской платформой может быть связано с размещением центров вулканических структур. Также к центру Диксонского лавового поля приурочены наиболее магнезиальные лавы лабакской свиты с повышенными содержаниями Cr, Ni, Co, что предполагает наличие стволых структур, являющихся глубинными магмоподводящими каналами [120]. Эволюция вулканизма на начальной стадии характеризуется антидромным развитием от субщелочных (калиево-натриевых) и высокомагнезиальных эффузивов, слабодифференцированных в глубинном магматическом очаге, к нормально щелочным слабомагнезиальным толеитам. На поздней стадии формировались низкотитанистые натриевые слабодифференцированные высокоглиноземистые базальты.

Верхнетамская свита характеризуется положительными магнитными полями на картах изолиний (ΔT)_a (50–100 нТл).

Фрагменты разрезов, предположительно, верхнетамской свиты были опробованы нами в ходе работ по подготовке к изданию листов S-44, 45 в 2014 г. на берегу Енисейского залива в районе мыса Крестовский. Изотопный (Ar/Ar, плагиоклаз) возраст (млн лет) андезибазальтов (пробы 102-4, 201-1) отвечает следующим значениям: 260 ± 14 (проба 102-4); 288 ± 9 (проба 201-1). Даже с учетом значительной ошибки полученный результат по пробе 201-1 требует объяснения.

На правобережье р. Пясины (т.н. 4534 А. П. Романова) для двух проб из разреза базальтов были выполнены изотопные (Ar/Ar, вал) определения возраста, показавшие значения 243 ± 4 млн лет (проба 4534-2) и 276 ± 5 млн лет (проба 4534-6). Соотношения проб в разрезе не указаны и столь заметная разница возрастов (как и сами возрасты) требует объяснения. Силикатный состав проб с определениями изотопного возраста приведен в прил. 11, табл. 2.

Возраст верхнетамской свиты определяется раннетриасовым на основании флористических определений. Кроме вышеуказанных находок, в верховьях р. Малая Пура из верхней пачки нижней подсвиты собраны отпечатки листовой флоры: *Sphenopteris* sp., *Katasiopteris* cf. *falcata* Vlad. (ms), *Cladophlebis densinervis* Vlad., *Cl.* cf. *lobifera* Pryn., *Cl.* cf. *angusta* (Heer) Radcz., *Tersiella* ex gr. *leptophylla* Mogutch.

Комплекс растительных остатков, по заключению М. К. Могучевой, указывает на раннетриасовый (индский) возраст пород нижней подсвиты и позволяет сопоставить эти отложения с двурогиным биостратиграфическим горизонтом нижнего триаса Тунгусского бассейна, вероятнее всего, с верхней его частью. Верхнетамская свита сопоставима с бетлингской свитой Центрального Таймыра (табл. 4).

Мощность свиты колеблется от 50 до 540 м.

По данным работ по ГК-1000/3, изотопный возраст базальтов верхнетамской свиты (проба 101-4) с о. Крестовский составляет 239 ± 15 млн лет, что, с учетом ошибки определения, не противоречит раннетриасовому возрасту.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные верхнепермские – нижнетриасовые образования ($^{\circ}P_3-T_1$) показаны на разрезе в южной части карты (северный борт Енисей-Хатангского прогиба), где представлены сейсмокомплексом с отражающими горизонтами IV–III [100]. В сейсмокомплекс объединены базальты, туфы, вулканогенно-осадочные породы общей мощностью до 2000 м в наиболее прогнутой части (за пределами листов S-44, 45).

Описание разреза пермо-триасовых образований приводится по параметрической скв. Гольчихинская-1 (рис. 1), пробуренной в северо-западной части листа R-45. Скважина расположена на правом берегу р. Гольчиха в 24 км к юго-востоку от южной рамки листа S-45. Описание и опробование керна проводилось фрагментарно по небольшим интервалам [107]. По скважине вулканогенно-осадочные породы верхней перми–нижнего триаса авторами описания выделялись в ранге *гольчихинской свиты* (в 2004 г. Решением МСК по мезозойским отложениям Западной Сибири гольчихинская свита выделена в объеме верхнего бата – нижнего берриаса). В Легенде ГК-1000/3 Таймырско-Североземельской серии листов гольчихинской свите соответствуют верхнетамская и лабакская свиты объединенные, относящиеся к Диксоновской геологической площади Южно-Бырангского геологического района.

В западной части Енисей-Хатангского прогиба гольчихинская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю – осадочно-вулканогенную и верхнюю – осадочную. *Нижнегольчихинская подсвита* прослежена по скв. Гольчихинская-1 в инт. 1555–3100 м и представлена отложениями (снизу вверх).

1. Интервал 2749–2760 м. Базальты миндалекаменные черного цвета, очень сильно трещиноватые. Миндалины выполнены кальцитом. Трещины различного направления с зеркалами скольжения по сколу 11
2. Интервал 2329–2351 м. Туфобазальты черного цвета, сильно трещиноватые. Породы содержат большое количество туффитового материала, слюды, мелких вкраплений пирита. По трещинам отмечаются прожилки и гнезда кальцита, слабая графитизация пород. На отм. 2342 м породы интенсивно передроблены, брекчированы с гнездами кальцита до 0,5 см 22

Пропуск описания керна скважины – 364 м (инт. 1965–2329 м).

3. Интервал 1935–1965 м. Туфобазальты темно-серые слюдястые, сильно трещиноватые с зеркалами скольжения по плоскости скола. В инт. 1951–1965 м отмечаются «прослой» мощностью 0,1–0,3 м с мелкой «оолитовой» текстурой размером 1–3 мм (перлиты?), по составу не отличающиеся от вмещающих пород. В верхней части пачки (инт. 1935–1955 м) по зеркалам скольжения отмечается хлоритизация и графитизация пород

30

В инт. 1711–1935 м пропуск отбора керн – 224 м.

4. Инт. 1701–1711 м. В верхней части интервала – зеленовато-серая вулканогенная порода с многочисленными пустотами, выполненными белым кальцитом, в средней – туфобрекчия из обломков миндалекаменных пород зеленого и малинового цветов; в нижней – темная мелкозернистая порода. В средней и нижней частях – трещиноватость и зеркала скольжения.

По данным Г. Н. Карцевой, А. П. Афанасенкова и др., в разрезе скважины отмечаются многочисленные прослой туфобрекчий, сложенные обломками базальтов, туфов, осадочных пород, в основном угловатой формы, размером от нескольких миллиметров до 5,0 см. Несмотря на фрагментарность отбора керн по осадочно-вулканогенной части разреза, по данным скважинного каротажа можно наметить ряд ритмов мощностью от 35 до 145 м, в основании которых залегают грубозернистые породы – туфы, туффиты, туфоконгломераты, а в кровле – прослой осадочных пород (алевролиты и аргиллиты) мощностью до 25 м.

Возраст отложений нижнегольчихинской подсвиты определяется находками редких растительных остатков на соседних площадях: в скв. 2 на Семеновской площади (инт. 2847,6 м) Н. Д. Василевской были определены *Cordaites candalepensis* Zal., *Paracalamites* sp., известные из верхнепермских–нижнетриасовых отложений Тунгусского бассейна. Верхнегольчихинская подсвита по скв. Гольчихинская-1 отсутствует.

Мощность подсвиты по скважине составляет 1545 м.

Карский геологический район

На акватории Карского геологического района (Мининская ГП), по данным сейсмических работ ОАО «Севморнефтегеофизика», выделен сейсмокомплекс (^sP–T) с отражающими горизонтами I (он же A)–Ia, залегающий непосредственно на породах фундамента. Образования указанного сейсмокомплекса выделяются под покровом юрско-меловых отложений на северо-западе площади. Глубина залегания подошвы сейсмокомплекса увеличивается с востока на запад от 1700 до 3200 м. Мощность в этом же направлении увеличивается от 50–100 до 400 м. Мелкие фрагменты пермо-триасовых отложений зафиксированы сейсмическими работами у северной рамки листа в Северомихайловской впадине и Седловине Сейсмическая.

По скв. Свердрупская-1 в интервале глубин 1620–1830 м (рис. 1) авторами отчета по обработке материалов [130] выделялась *верхняя подтолща* рифей-вендских измененных пород. В этом интервале описаны чередующиеся по

разрезу хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицит-мусковитовые, кварцево-хлоритовые, кварц-серицитовые, биотит-кварцевые и биотит-карбонат-кварцевые микросланцы. Породы темно-серые с голубоватым или зеленоватым оттенком, интенсивно рассланцованные. Сланцеватость в породах располагается под углом 30–60°, постепенно увеличиваясь с глубиной бурения. Трещины кливажа располагаются как параллельно слоистости, так и перпендикулярно к ней, и выполнены кальцитом (1–5 мм). По плоскостям сланцеватости и на стенках трещин кливажа отмечаются тонкие перетертые включения сульфидов (пирротина). В верхней части разреза подтолщи в отдельных пластах кварцево-сланцевых сланцев сохранилась реликтовая алевритовая, алевропелитовая структура пород с фрагментами первичной слоистости, направленной под углом 30–40° к оси зерна. Тонкое ритмичное чередование слоев и состав пород свидетельствуют о том, что хлорит-сланцево-кварцевые микросланцы образовались по первичным глинисто-алевритовым породам, а биотит-карбонатные сланцы – по мергелям. Характерной особенностью отложений верхней толщи является значительное количество обрывков закрученных углистых пленок, установленное при пробоподготовке (мацерации) проб для определения микрофоссилий. Из достаточно большого количества проб были установлены только единичные акритархи *Gloecapsomorpha* sp. с глубины 1802 м. По заключению В. А. Рудавской, указанная форма имеет широкий возрастной интервал распространения от рифея до позднего палеозоя. При обобщении материалов по палинологии восточной части Баренцева моря Л. А. Фефиловой вид *Gloecapsomorpha* cf. *Zalesky* установлен в раннетриасовых (индский ярус) отложениях Печорской, Московской синеклиз и в Баренцевом море по скважинам Адмиралтейская-1, Крестовская-1.

При обработке материалов по скважине были выполнены радиогенные датировки слюды калиево-аргоновым методом в лаборатории ядерной геохронологии Комифилиала АН СССР (г. Сыктывкар) по керну с глубин 1822,1 и 2196,2 м. Пробы показали геохронологический возраст слюды, соответственно, 260 ± 12 и 262 ± 13 млн лет. К сожалению, не указана природа слюды – детритовые или наложенные, в связи с чем данные факты не дают ответа о возрасте пород.

По данным ОАО «Севморнефтегеофизика», к северу от о. Свердруп подошва пермо-триасовых отложений залегает на глубине 1800 м, а кровля – на глубине 1600 м. Мощность пермо-триасовых отложений, таким образом, составляет 200 м, что хорошо согласуется с данными по буровой скв. Свердрупская-1.

Исходя из всего изложенного, авторы объяснительной записки верхнюю толщу рифея–венда перевели в верхнепермскую–нижнетриасовую.

Мощность позднепермских–раннетриасовых отложений по скв. Свердрупская-1 составляет 210 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЮРА–НИЖНИЙ ПАЛЕОГЕН

В пределах листов S-44, 45 отложения указанного возраста выделяются в трех геологических районах: Южно-Карский, Таймыро-Североземельский, Усть-Енисейский (Пясинская геологическая площадь) [111]. Характеристика разрезов приводится по материалам обработки бурения опорных параметрических скважин (рис. 1) Свердрупская-1 [130] в Южно-Карском геологическом районе и Гольчихинская-1 (за пределами описываемой площади) в Усть-Енисейском геологическом районе [107].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрского сейсмокомплекса (^sJ), выделенные по сейсмическим данным, показаны только на разрезе к геологической карте.

В *Южно-Карском геологическом районе*, по данным ОАО «Севморнефтегеофизика», выделяется сейсмокомплекс, отвечающий нерасчлененным юрским отложениям и развитый на северо-западе акватории, в пределах впадины Утешения, где несогласно перекрывает пермо-триасовые и позднепротерозойские образования. Сейсмокомплекс, в соответствии со смежными к западу листами S-41–43 [22], ограничен отражающими горизонтами Ia и B, отвечающими подошве и кровле юрских отложений. Мощность отложений увеличивается с востока на запад до 1250 м.

На смежном к северу листе T-45, в соответствии с Легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов ГК-1000/3, аналогичный сейсмокомплекс ограничен отражающими горизонтами B–B [24].

В Легенде ТСЗ для Южно-Карского района юрские отложения на акватории охарактеризованы сейсмокомплексом T₂–B, охватывающем верхнюю юру и низы берриаса.

Нижняя часть сейсмокомплекса, отвечающая ниже-среднеюрским отложениям, предположительно, сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами [22]. Верхняя часть разреза, отвечающая верхнеюрским–нижеберриасским отложениям, охарактеризована скв. Свердрупская-1, пробуренной на о. Свердруп (южный борт впадины Утешения).

При обработке материалов по скв. Свердрупская-1, пробуренной в 1979–1980 гг. объединением «Волгокамскгеология», к юрским отложениям относилась порода волжского яруса верхней юры в инт. 1454–1620 м (рис. 1). В связи с постановлением МКС 1997 г., принято трехчленное деление волжского региояруса: нижний и средний подъярусы сопоставляются с титонским ярусом юрской системы, а верхний подъярус – с низами берриасского яруса меловой системы.

По аналогии с северной частью Западно-Сибирской платформы отложения указанного возрастного интервала в скв. Свердрупская-1 выделяются в нерасчлененных *сиговской–яновстанской свитах*. Нижняя часть разреза представлена тонкослоистой толщей серых глинисто-песчанистых пород с четко

выраженной ритмичностью. Ритмы регрессивные трех-четырёхчленные мощностью 5–75 см и имеют следующее строение: алеврито-глинистая–песчано-алевритовая–песчанистая–песчано-гравийная составляющие. Насчитывается до 17 песчано-гравийных прослоев, которые завершают ритм. Слоистость в породах горизонтальная, реже линзовидная. Верхняя часть разреза представлена плохо отсортированными разнозернистыми песчаниками (от мелко-среднезернистых до грубозернистых и гравелитистых). Песчаники лептохлорито-глауконитовые с мелкими фосфатными конкрециями; отмечаются прослой крупнозернистых алевролитов и плохосортированных песчано-алевритовых пород. Породы окрашены в зеленовато-серый, серо-зеленый, реже в черно-зеленый цвета; слоистость грубая, нечетколинзовидная. Мощность слоев песчаников колеблется от 1,5 до 5,0 см, гравийные зерна достигают 5,0 мм. Отмечаются обломки древесины, много фауны, часто в виде битой ракушки.

Возраст свиты определяется находками фаунистических остатков по разрезу:

– интервал 1459,1–1462 м: *Dorsoplanites* sp., *Entolium demissum* Phill., *Pholadomya* sp., *Buchia* cf. *mosguensis* Ruch., характерных для среднего подъяруса волжского региояруса;

– интервал 1474,5–1486,4 м: *Buchia* sp., *Pleuromya* sp., *Buchia mosguensis* Buch., характерных для среднего подъяруса волжского региояруса;

– интервал 1624,0 м: *Astarte* sp., характерный для волжского региояруса (определения Е. С. Ершовой, 1982).

Мощность верхнеюрских – нижнемеловых отложений по скв. Свердрупская-1 составляет 166 м.

В **Таймыро-Североземельском геологическом районе** присутствие сейсмокомплекса, отвечающего нерасчлененным юрским отложениям, фиксируется в Северомихайловской впадине (до 500 м мощности) и Сейсмической Седловине у северной рамки листа.

В **Усть-Енисейском геологическом районе** одновозрастный сейсмокомплекс с отражающими горизонтами III–Go выделен по сейсмическим работам «Таймыргеофизика» [100]. Сейсмокомплекс охватывает средне-позднеюрские терригенные породы, а также волжско-берриасские отложения общей мощностью до 3500 м в наиболее прогнутых участках к югу от описываемой площади. В скв. Гольчихинская-1 (за пределами листов S-44, 45) юрские отложения не зафиксированы.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения мелового возраста присутствуют во всех трех геологических районах. В соответствии с Легендой ТСЗ, в Южно-Карском геологическом районе осадки расчленены на сейсмокомплексы, а в пределах Таймыро-Североземельского и Усть-Енисейского геологических районов, где отложения выходят на дневную поверхность, принято соответствующее деление на свиты.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На акватории *Южно-Карского и Таймыро-Североземельского геологических районов* отложения нижнего мела выделены в качестве берриасского яруса – нижеальбского подъяруса (${}^{\text{K}}\text{fb-}\alpha_1$), отвечающего сейсмокомплексу с отражающими горизонтами Б–М¹ в Легенде ТСЗ. На листах S-41–43 [22] отложения данного возраста, представленные глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями и линзами углей, выделены в качестве сеймоподкомплекса с отражающими горизонтами Б–М¹. На листах Т-45–48 сейсмокомплекс входит в состав нерасчлененных меловых отложений.

Отложения установлены в Карском море по материалам сеймопрофилеирования МОВ–ОГТ. К ним отнесен сеймостратиграфический комплекс, заключенный между отражающими горизонтами Б и М'. Горизонт Б приурочен к подошве нижнего мела, а М', предположительно, связан с пластом песчаника в нижней части альбских отложений, вскрытом скв. Свердрупская-1 на глубине 750 м [111]. Для внутреннего строения этого сеймокомплекса характерны непротяженные высокоамплитудные отражения, возможно, связанные с песчаными пачками и пластами углей. По данным СМНГ [117], в нижней части сеймокомплекса выделяется отражающий горизонт М, отнесенный к подошве танопчинской свиты, выделенной на временных разрезах по особенностям волновой картины, выраженной сейсмофациями континентального и мелководно-морского генезиса с частыми сменами интенсивности, протяженности фаз и частотного состава. Отражающий горизонт М¹ характеризует кровлю танопчинской свиты. На п-ове Ямал с отложениями танопчинской свиты связаны залежи газа и газоконденсата. Подстилающие отложения берриас-валанжина могут быть отождествлены с ахской свитой.

В пределах *Южно-Карского геологического района* сейсмокомплекс не выходит на дневную поверхность, его характеристика приводится по описанию скв. Свердрупская-1 (рис. 1).

В разрезе скважины в составе берриас-нижеальбских отложений, по аналогии с Енисей-Хатангским прогибом, авторами выделялись (снизу вверх): нижнехетская, суходудинская, малохетская, яковлевская свиты (рис. 1).

Нижнехетская свита вскрыта по скважине в интервале глубин 1320–1454 м. Судя по имеющемуся керну, шламу и каротажной характеристике, свита сложена в основном аргиллитоподобными глинами, реже глинистыми алевролитами темно-серого цвета, с горизонтальной слоистостью. Для отложений свиты характерна мелкая ритмичность: мощность слоистых прослоев – до 6 см, массивных – до 35 см. Все породы интенсивно пиритизированы: пиритизированные водоросли, растительные остатки, мелкие (до 2 см) конкреции пирита. В составе отложений встречаются конкреционные прослои глин и алевролитов, обогащенные карбонатами. Обнаружено много отпечатков фауны (аммониты, белемниты, пелециподы, гастроподы). По мнению Е. С. Ершовой и Н. И. Шульгиной, эта фауна принадлежит к раннему валанжину. По мнению В. А. Басова, комплекс фауны содержит ряд форм, характерных для берриас-валанжина Западной Сибири, хотя отмечается, что некоторые формы имеют широкий диапазон развития от верхней юры до валан-

жина включительно. Содержание $C_{орг}$ в породах – 0,80 %, содержание хлороформенного битума А незначительно и составляет 0,006 %.

Верхняя граница свиты установлена по смене комплекса фораминифер, нижняя – по данным скважинного каротажа. Мощность свиты – 134 м.

Суходудинская свита установлена по скважине в интервале глубин 1270–1320 м. Отбор керна производился только в нижней части свиты, что позволило по смене комплекса фораминифер уточнить границу суходудинской и нижнехетской свит. Отложения представлены главным образом зеленовато-серыми алевролитами с линзовидными, пятнистыми включениями глинистого и мелкозернистого песчанистого материала. Отмечаются многочисленные извилистые ходы илоедов. Слоистость в породах горизонтальная, линзовидно-слоистая, иногда косоволнистая. В нижней части разреза залегают серые, темно-серые глины тонкослоистые с включениями алевролитового, реже мелкопесчанистого материала. Сборы макрофауны скудны, преобладают двустворчатые моллюски *Pholadomga* cf. *anabarensis* Vodge., *Tharacia* aff. *lata* Traut., *Inoceramus* sp. и др., которые, по мнению Е. С. Ершовой, свидетельствуют о валанжинском возрасте отложений. Наиболее разнообразен комплекс фораминифер, отобранных в инт. 1288,3–1316 м. Список форм настолько обширен, что не может быть приведен полностью. По мнению В. А. Басова, фораминиферы разделяются на два комплекса. Верхний комплекс (1287,8–1307,6 м) более бедный. В его составе преобладают формы с грубозернистой стенкой и появляются разнообразные *Psamminoleta* sp., ранее установленные в отложениях апта–альба. Однако появляются виды *Haplophragmoides* ex gr. *Volubilis* Rom., *Evolutinella* ex gr. *grandis* Rom. и др., связывающие этот комплекс с валанжин-нижнеготеривскими отложениями. Нижний комплекс (1309,6–1316,0 м) исключительно богат по составу и дает основание отнести отложения к нижнему готериву, к фораминиферовым зонам *Trochammina gyroidiniformis* и *Acruliammina pseudolonga*, широко распространенным на севере Западной Сибири. Возраст суходудинской толщи определяется как поздний валанжин–готерив. Содержание $C_{орг}$ в отложениях свиты колеблется от 0,46 до 0,79 %. Содержание хлороформенного битумоида А – от 0,008 до 0,01 %.

Мощность свиты – 50 м.

Малохетская свита вскрыта в интервале глубин 1060–1270 м. Судя по отобранному керну и каротажным характеристикам, в разрезе преобладают алевролиты и глины. Очень часто встречаются слоистые породы с линзовидным, пятнистым распределением алевролитового, глинистого и песчанистого материала. Пески и крупнозернистые алевролиты светло-серые до белесых, каолинизированные, что указывает на возможный размыв кор выветривания из области сноса. Мелкозернистые алевролиты серые, глины темно-серые с буроватым оттенком, часто черные за счет скопления углистой органики. В нижней части свиты (инт. 1201,5–1213,8 м) отмечаются включения гравия и мелкой гальки (до 1,5 см) кварца, реже темных метаморфических пород. Слоистость линзовидно-волнистая, горизонтальная, горизонтально-линзовидная, реже косая. Породы содержат большое количество растительных остатков, углистый материал, линзочки и прослойки углей. В разрезе свиты отмечается два углистых прослоя в инт. 1070–1082 и 1203–1213 м мощностью 1,3 см

и 0,49 м, соответственно, а в инт. 1193,5 м – прослой углистых глин мощностью 0,5 м. Палеонтологически отложения свиты плохо охарактеризованы. Обнаружены единичные экземпляры спор и пыльцы раннемелового (предположительно, апта) и редкие находки фораминифер неокома (1209 м) *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus* Gerke et Sosisip., *Clomospirella ganlithina* Berth., *Lenticulina* sp. и др. Границы свиты условные и проводятся по данным скважинного каротажа. Мощность свиты – 210 м.

Яковлевская свита прослежена по скважине в инт. 580–1060 м, сложена преимущественно породами глинисто-алевроитового состава и наиболее насыщена углистыми отложениями. Наиболее часто отмечаются слоистые глинисто-алевроитовые, алевроит-глинистые разности пород с линзовидными, пятнистыми включениями крупнозернистого алевроитового или песчанистого состава. Мощность слоев глин – до 0,8 см, алевроитов – до 1,5 см. Слоистость горизонтально-линзовидная, волнисто-линзовидная и подчеркивается наличием слоев с обугленным растительным детритом. Алевроиты и глины серые, темно-серые до черных за счет обогащения углистой органикой. Более крупнозернистые разности алевроитов и песков светло-серые до белесых, каолинизированные. По керну и каротажным данным выделяются три углистых горизонта (снизу вверх) в интервалах 860–925 м, 685–725 м и 570–615 м. В каждом горизонте имеется по несколько пластов углей и углистых глин. Мощность прослоев углей (по керну) – до 1 м; угли слоистые полуматовые, блестящие, буровато-черного цвета.

Возраст свиты определяется находками пеллеципод очень плохой сохранности, многочисленных фораминифер, спорово-пыльцевыми комплексами. По заключению Л. В. Василенко, большинство видов фораминифер известны в альбских отложениях Западной Сибири, Северной Аляски и относятся к зоне *Ammobaculites fragmentaris* (нижняя часть альба). Спорово-пыльцевые комплексы, по мнению Н. М. Бондаренко и В. В. Павлова, характерны для раннего альба и только для более глубоких горизонтов свиты установлены единичные формы переходного апт-альбского возраста.

Мощность яковлевской свиты по скважине – 480 м.

Сводная мощность берриас-нижнеальбских отложений по скв. Свердрупская-1 составляет 864 м, а на акватории достигает 1300 м.

В *Таймыро-Североземельском геологическом районе* берриас-нижнеальбские отложения залегают непосредственно под маломощным плащом четвертичных осадков. Характерной особенностью донных отложений является обилие обломков углей, углефицированной древесины и терригенно-угленосных пород в донно-каменном материале. В составе переотложенных спорово-пыльцевых комплексов резко преобладает, а иногда является единственным комплекс, отвечающий апту–альбу (определения А. Ю. Шараповой). Мощность сейсмокомплекса не превышает 250 м.

На суше раннемеловые отложения представлены угленосно-терригенными породами шренковской свиты (*K₃šr*) апт-альбского возраста [111], условно показанными на п-ове Михайлова по данным бурения, проведенного в ходе ГГС-200 [109]. Фрагменты нижнемеловых отложений зафиксированы нами на южных береговых обрывах п-ова Михайлова в 2014 г. (т.н. 314, 315). Отложения представлены песками с галькой и гравием, алевроитами, глинами

с углистой крошкой и щебнем бурых углей. Определения спорово-пыльцевых комплексов из указанных отложений, выполненные О. В. Руденко, показали преобладание раннемеловых (готерив-барремских и апт-альбских) комплексов. Мощность отложений колеблется от 20 до 47 м.

В *Усть-Енисейском геологическом районе* нижний мел представлен нерасчлененными берриас-нижнеаптскими отложениями, не выходящими на поверхность, и яковлевской свитой.

Берриасский ярус – нижеаптский подъярус ($^sK_1b-a_1$). Отложения данного возраста показаны на разрезе к геологической карте в виде сейсмокомплекса с отражающими горизонтами Го–Iб, выделенного по сейсмическим данным [100]. Породы сейсмокомплекса объединяют нижнехетскую, суходудинскую и малохетскую свиты, сложенные песками, алевритами, бурыми углями, сидеритами, обугленными растительными остатками. Мощность колеблется от 1900 м во впадинах до полного выклинивания на северном борту Енисей-Хатангского прогиба.

В разрезе скв. Гольчихинская-1 отложения данного возраста имеют мощность 894 м, значительно превышающую мощность в скв. Свердрупская-1 преимущественно за счет увеличения мощности суходудинской свиты (рис. 1).

Нижнехетская свита прослежена по скв. Гольчихинская-1 в инт. 1435–1555 м и залегает со значительным стратиграфическим и угловым несогласием на осадочно-вулканогенных отложениях нижегольчихинской [107] подсвиты. Свита сложена светло-серыми, зеленовато-серыми, реже темно-серыми алевролитами и темно-серыми алевритистыми аргиллитами. Для алевролитов и аргиллитов характерны линзовидная, волнистая, реже горизонтальная слоистость; отмечаются многочисленные конкреции пирита и сидерита. В породах найдены многочисленные двустворки, реже аммониты, белемниты, отпечатки флоры, обугленный детрит. Прослои мелкозернистых серых песчаников находятся в явно подчиненном количестве, мощность их колеблется от 0,2 до 1,5 м; реже формируются пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 35 м.

Определение фаунистических остатков указывает на ранневаланжинский возраст свиты. Мощности свиты по скважинам Гольчихинская-1, Хабейская-1 и 2 практически одинаковы и составляют 120–127 м.

Суходудинская свита прослежена по скважине в инт. 974–1435 м. В разрезе свиты достаточно условно выделяются три подсвиты – нижняя, средняя и верхняя, которые отличаются по площади некоторыми изменениями литологического состава. На Гольчихинской площади нижняя подсвита отсутствует и прослежена по скважинам только в центральной части Енисей-Хатангского прогиба, что указывает на перерыв в осадконакоплении. Средняя–верхняя подсвиты со стратиграфическим несогласием залегают на нижнехетской свите. В разрезе средней подсвиты преобладают алеврито-глинистые породы с подчиненным количеством прослоев песчаников. Песчаники светло-серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые слюдистые. Алевролиты и аргиллиты серые, темно-серые. Для всех разностей пород характерна тонкая горизонтальная, реже линзовидная слоистость. Для верхней подсвиты характерно

чередование пачек алеврито-песчанистых и алеврито-глинистых пород, причем количество последних возрастает вверх по разрезу.

В инт. 1399–1417 м из керна был определен спорово-пыльцевой комплекс, который характерен для валанжинского яруса (палинолог В. В. Павлов, 1980). В средней подсвите установлены многочисленные двустворки и выделен характерный поздневаланжинский комплекс фораминифер, имеющий распространение как в Енисей-Хатангском прогибе, так и на севере Западно-Сибирской платформы. Для верхней подсвиты отмечается резкое уменьшение количества двустворок, обеднение комплекса фораминифер и возраст отложений определяется как поздний валанжин – ранний готерив. Мощность свиты изменчива: по Гольчихинской площади составляет 461 м и уменьшается на Хабейской площади до 330 м.

Малохетская свита, по данным Г. Н. Карцевой, разделяется на две подсвиты: нижнемалохетскую и верхнемалохетскую.

Нижнемалохетская подсвита по скважине вскрыта в инт. 815–974 м и сложена преимущественно серыми до темно-серых алеврито-глинистыми породами с прослоями слаболитифицированных серых, зеленовато-серых песчаников. Отмечаются маломощные линзовидные прослои углей с раковистым изломом мощностью до 0,1 м. В песчаниках наблюдаются скопления обугленных растительных остатков, обломки древесины, окатыши глин размером 0,3–0,8 см, что свидетельствует о возможном перемыве осадков.

На Хабейской площади по скв. 1 был впервые выделен комплекс фораминифер *Hyperammia aptica* Damp. et Miatl., *Glomospirella continentalis* Scharov., *Recurvoides* ex gr., *Neremovenis* But., и др., характерный, по заключению Н. В. Шаровской, для отложений раннего–позднего готерива севера Западной Сибири. Мощность подсвиты на Гольчихинской площади составляет 159 м и увеличивается до 189 м на Хабейской площади.

Верхнемалохетская подсвита вскрыта по скважине в инт. 661–815 м и сложена преимущественно слаболитифицированными серыми, светло-серыми песчаниками и уплотненными песками. Незначительную роль в разрезе подсвиты составляют глинисто-алевритовые породы, которые образуют пять пачек, не выдержанных по мощности и простираению. Песчаники и пески средне-мелкозернистые со значительной (до 10 %) примесью каолинита, что указывает на возможный размыв кор выветривания. Отмечаются линзы гравелитов, мелкогалечных конгломератов (до 0,1 м). Алевролиты, аргиллиты и глины серые до темно-серых с косой, волнистой, линзовидной слоистостью и прослойками угля. Песчанистые породы образуют пачки до 40–50 м, глинистые – до 10–15 м. В песчанистых и глинистых породах отмечаются отпечатки листьев, обломки древесины, конкреции сидерита.

Остатки макро- и микрофауны в отложениях свиты отсутствуют, возраст ее определяется по спорово-пыльцевым комплексам, которые (заключение Н. С. Бондаренко) определяются как позднеготеривский–раннеаптский и хорошо прослеживаются на Яковлевской, Мессояхской, Зимней площадях Енисей-Хатангского прогиба.

Мощность подсвиты на Гольчихинской площади составляет 154 м, увеличиваясь на Хабейской до 244 м.

Яковлевская свита (K_{jak}) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. Стратотипический разрез свиты установлен по скв. 1-Р на р. Яковлева – к юго-востоку от района работ. По скв. Гольчихинская-1 свита прослежена в инт. 360–661 м. На площади работ выходы свиты установлены на западном берегу Енисейского залива юго-восточнее мыса Шайтанский, в истоках рек Малая Гольчиха–Медвежья, на левобережье верхнего течения р. Быстрая, образуя локальные брахиантиклинали в поле развития долганской свиты.

Свита сформирована чередующимися пачками глинистых, глинисто-алевритовых и песчаных пород, причем последние составляют менее 50 % от разреза свиты. Отличительной особенностью ее является наличие мощных прослоев углей, приуроченных к глинисто-алевритовым пачкам, мощность которых изменчива от 20 до 80 м. Мощность прослоев углей колеблется от нескольких сантиметров до 6 м. По данным В. Н. Сакса (1957 г.), в разрезе свиты на Малохетском поднятии установлены три угленосных горизонта. Угли по степени метаморфизма относятся к бурым и длиннопламенным. Мощность песчаных пачек доходит до 30 м. Пески и песчаники светло-серые мелкозернистые с карбонатным цементом. Все породы яковлевской свиты содержат в большом количестве обугленные растительные остатки, отпечатки флоры, обломки древесины, растительный детрит.

В отложениях свиты были обнаружены единичные находки макро- и микрофауны, которые указывают на аптский–альбский возраст пород. По результатам анализа спорово-пыльцевых комплексов (Н. М. Бондаренко, 1969), нижняя часть разреза свиты на Яковлевской площади содержит палинологический комплекс, переходный от готерива к типичным комплексам апта. Для верхней части свиты установлены комплексы, переходные в Западной Сибири из отложений апта к альбу. Возраст свиты принимается позднеаптским–среднеальбским.

Мощность свиты изменчива и колеблется от 212–270 м (Рассохинская площадь) до 560 м в стратотипе (Яковлевская площадь). По скв. Гольчихинская-1 мощность свиты составляет 301 м. На описываемой площади мощность свиты достигает 385 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерасчлененные ниже-среднемеловые отложения выделены в Южно-Карском и Усть-Енисейском геологических районах.

В *Южно-Карском геологическом районе* отложения данного возраста присутствуют на акватории и на островах Арктического Института.

Среднеальбский подъярус – сеноманский ярус (${}^sK_{al_2}-K_{2S}$) на акватории выделяется, в соответствии с Легендой ТСЗ, как сейсмокомплекс с отражающими горизонтами М'–Г. Отложения сейсмокомплекса на описываемой площади окаймляют периферическую часть впадины Утешения у западной рамки листа и представлены алевритами, песками, глинами с прослоями углей мощностью до 500 м. Аналогичное сеймоподразделение, но в качестве сеймоподкомплекса, прослеживается на смежных ли-

стах S-41–43 [22], хорошо совпадая по площади распространения. В пределах описываемой площади в донных отложениях, по заключению А. Ю. Шараповой, преобладают переотложенные спорово-пыльцевые комплексы аптамомана (донные станции 95, 102, 104, 105, 124, 128, 156, 170).

В разрезе скв. Свердрупская-1 (рис. 1) отложения среднего альба – сеномана описаны как *долганская свита*, вскрытая в интервале глубин 364–580 м. В ее составе доминируют пески и крупнозернистые алевриты, а глины и глинистые алевриты находятся в резко подчиненном количестве. Пески светло-серые, серые мелкозернистые (0,1–0,25 мм); крупнозернистые алевриты – песчанистые, а мелкозернистые – глинистые. Для песчанистых и алевритистых пород характерна горизонтальная, реже косая слоистость, в песках – достаточно грубая с мощностью косых серий до 20 см; отмечаются тонкие (0,4–1,0 см) линзовидные включения глин, обильный углефицированный детрит, углистая крошка, линзы угля.

По заключениям Н. М. Бондаренко и В. В. Павлова, для основания разреза (инт. 572–574 м) установлен верхнеальбский спорово-пыльцевой комплекс, а для верхней части свиты (инт. 440–490 м) определен сеноманский комплекс, который хорошо сопоставляется с одновозрастными отложениями Енисей-Хатангского прогиба.

Мощность долганской свиты по скв. Свердрупская-1 составляет 216 м.

На суше нерасчлененные отложения среднеальбского – сеноманского возраста (K_{al_2} – K_2s) показаны на островах Арктического Института, где в 2014–2015 г. нами были составлены фрагментарные разрезы отложений по западным (т.н. 208, 402, 336) и восточным (т.н. 347, 155а) береговым обрывам высотой до 20 м.

На северо-западе о. Большой низкие (4–6 м) береговые обрывы сложены песчаными и песчано-глинистыми отложениями с линзами углей и сидерит-марказитовыми конкрециями. Спорово-пыльцевые комплексы из отложений (т.н. 208, 402), по заключению А. Ю. Шараповой, свидетельствуют о сеноманском возрасте вмещающих пород и хорошо сопоставляются с палинокомплексами Западно-Сибирской низменности и Усть-Енисейской впадины. Из разреза, составленного в 2014 г. в северной части островов Арктического Института (т.н. 208), палинологом А. Ю. Шараповой были определены таксоны, стратиграфическое распространение которых начинается с сеномана: *Selaginella simplex* Krasnova., *Gleichenia dicarpoides* Grigorijeva и др.

В нижней части береговых обрывов на западе о. Большой, к северу от мыса Куцкий Нос (т.н. 336), состав переотложенных спорово-пыльцевых комплексов, по определению О. В. Руденко, также соответствует комплексам, известным из отложений сеномана Севера Сибири.

На восточном берегу о. Большой (т.н. 155а) обнажаются светло-пепельно-серые глинистые пески, слагающие холмы, обрывающиеся и оплывающие к морю. В песках содержится обугленная древесина, щепы и единичные отпечатки растений, по заключению Л. А. Фефиловой, сходные с *Czekanowskia rigida* Heer (порядок *Ginkgoales*, семейство *Ginkgoaceae*). Этот вид широко распространен от рэты до нижнего мела включительно. Описан из рэтских отложений позднего триаса Швеции, России (восточный склон Урала, Тургайский бассейн) и в Японии. Известен в юрских отложениях на Украине,

в Сибири, в Средней Азии, в Китае и Японии. Определен в нижнемеловых отложениях Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и на Северо-Востоке России. В переотложенных спорово-пыльцевых комплексах, по заключению О. В. Руденко, в равных соотношениях присутствуют триасово-юрские и раннемеловые отложения. Полученные аналитические данные не дают однозначного ответа о возрасте отложений и они условно оставлены ранне-среднемеловыми по аналогии с литологически сходными на западном берегу острова.

В *Усть-Енисейском геологическом районе* описываемому возрастному интервалу отвечает долганская свита (K_{1-2dl}), выделенная в 1957 г. В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в Усть-Енисейском районе и названная по Долганской площади, где находится ее стратотип. На Пясинской геологической площади свита прослеживается широкой полосой от восточного борта Енисейского залива (устье р. Каменка – мыс Шайтанский) на западе до нижнего течения р. Бинюда – р. Люнфолда на востоке (район пос. Усть-Тарей).

Свита сформирована преимущественно песчаниками и песками серыми, желтовато-серыми среднезернистыми, косослоистыми, часто каолинизированными. Отмечаются прослой с незначительным содержанием глауконита. Алевриты и глины находятся в резко подчиненном количестве. Глины темно-серые до черных, слабоуглефицированные с конкрециями глинистого сидерита. Для песчаников и алевролитов характерны многочисленные включения обломков обугленной древесины, галек глинистых пород, мелких зерен янтаря, мелких конкреций глинистого сидерита, нередко образующие линзовидные прослой мощностью 5–10 см.

Долганская свита согласно залегает на яковлевской и является основным газоносным горизонтом в западной части Енисей-Хатангского прогиба. К кровле долганской свиты на Мессояхской площади приурочены промышленные скопления газа на глубинах 815–837 м и 820–850 м (скважины Р-1, 2). Наиболее благоприятный коллектор, судя по каротажным диаграммам, приурочен к верхней части свиты (скв. Р-2) в инт. 798–840 м, где в разрезе преобладают пески с маломощными прослоями глин.

Возраст долганской свиты установлен по выделенным спорово-пыльцевым комплексам. Для нижней части разреза свиты (скв. Р-1), по заключению Н. М. Бондаренко (1969 г.), комплекс характерен для отложений позднего альба Западной Сибири. Комплекс спор и пыльцы из верхней части свиты установлен в скважинах 8-К, 10-К (Яковлевская площадь) и, по данным Л. Л. Поповой и Н. М. Бондаренко (1969 г.), характерен для сеноманских отложений Западной Сибири.

Мощность отложений свиты по скв. Гольчихинская-1 составляет 260 м (инт. 100–360 м), а в целом по площади достигает 600 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения широко распространены в Усть-Енисейском, на акватории Южно-Карского и фрагментарно – на островах и побережье Таймыро-Североземельского геологических районов.

Туронский – сантонский ярусы (${}^sK_2t-st$) в *Южно-Карском геологическом районе*, согласно Легенде ТСЗ, выделены в сейсмокомплекс Г–С¹, развитый на акватории Карского моря у западной рамки листа (преимущественно во впадине Утешения), где они согласно залегают на среднеальбских–сеноманских отложениях. Отложения мощностью до 500 м представлены глинами, алевритами и песками с прослоями известковистых алевролитов и сидеритизированных глин. Косвенным подтверждением наличия турон-сантонских отложений можно считать присутствие в донных осадках спорово-пыльцевого комплекса турон-сантонского возраста (донные станции 82 и 87, определения А. Ю. Шараповой). Аналогичное подразделение, но в качестве сеймоподкомплекса, выделено и на смежных листах S-41–43, где состав пород отвечает алевритистым и кремнистым глинам с прослоями алевритов и опок [22].

Турон-сантону по северу Западно-Сибирской платформы соответствуют *дорожковская и насоновская свиты* нерасчлененные. Описание этой части разреза, пройденного по скв. Свердрупская-1 без опробования, приводится по керну колонковой «гидрогеологической» скважины, пробуренной на о. Свердрупы с минимальным отбором керна. Из двух интервалов указанной скважины были подняты литифицированные зеленовато-серые глинистые алевриты с линзовидной, линзовидно-волнистой слоистостью. По скважинному каротажу и шламу в разрезе отмечаются прослои глин, реже песков. Алевриты разнозернистые, некоторые прослои глауконитовые с мелкими пиритовыми, реже фосфоритовыми конкрециями. По скважине с глубины 124 м Н. М. Бондаренко был определен раннесантонский спорово-пыльцевой комплекс, а с глубины 142 м – позднетуронский–коньякский комплекс. Предполагаемая мощность нерасчлененных отложений дорожковской и насоновской свит по скв. Свердрупская-1 составляет 282 м. Отложения кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе скважины отсутствуют.

В *Таймыро-Североземельском геологическом районе* локальные выходы верхнемеловых (K_2t-st) отложений установлены по северному обрамлению берега Петра Чичагова и на островах Каменные в Пясинском заливе. Впервые они были описаны еще в 1954 г. Ю. Е. Погребницким, А. И. Ивановым и Н. М. Тимофеевым.

В центральной части о. Расторгуева верхнемеловые отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности верхнепалеозойских пород и прорывающих их среднетриасовых гранитоидных интрузий. По данным Ю. Е. Погребницкого составлен следующий разрез позднего мела (снизу вверх).

1. Конгломераты крупногалечные и валунные полимиктовые, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу мелкогалечными с линзами гравелитов и песчаников ...	10
2. Песчаники бурые средне-мелкозернистые полимиктовые, известковистые, слабоцементированные и рыхлые содержат пыльцу: <i>Podocarpus</i> sp., <i>Gleichenia</i> sp.,	0,4
3. Глины зеленые однородные, слаболитифицированные; пыльца <i>Podocarpus</i> sp., <i>Pinaceae</i> sp., и др.	0,5
4. Глины темно-серые и черные	0,25

5. Уголь бурый с обломками углефицированной флоры и мелкими выделениями оранжево-желтой смолы (янтаря?), пыльца <i>Coniferales.</i> , <i>Pinaceae</i> sp. и споры <i>Sphagnum</i> sp., <i>Leiotriletes</i> sp., <i>Lophotriletes</i> sp.	0,05
6. Глины темно-серые до черных с линзами до 1 м угольной крошки и обломками углефицированной древесины	5–6
7. Песчаники серые, буровато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые, известковистые, слабосцементированные	0,25
8. Конгломераты крупногалечные, переходящие вверх по разрезу в мелкогалечные с прослоями гравелитов.....	7
9. Глины темно-серые до черных однородные	1,5
10. Пески светлые буровато-серые аркозовые, переслаивающиеся с темно-серыми глинами. Редкие прослои угольной крошки – 1–2 см	3,5–4
11. Пески светло-сиреневато-серые среднезернистые аркозовые	4

Мощность составленного разреза – 32–34 м.

Описанные породы, начиная со слоя 2, при приближении к интрузии замещаются прибрежными фациями, представленными главным образом валунными песками. В валунных песках встречены обломки ракушняка с пеллециподами коньякского–туронского ярусов.

По заключению Г. Г. Калямкиной, породы содержат спорово-пыльцевой комплекс, в котором наряду с юрскими видами широко распространены нижне- и верхнемеловые виды. На основании этого Г. Г. Калямкина делает вывод о позднемеловом возрасте вмещающих пород.

В 2014 г. на пляже о. Расторгуева Е. В. Молчановой в поле развития верхнемеловых отложений были собраны обломки алевролитов с фауной. По заключению В. А. Захарова, в образце 209А среди фрагментов палеотаксондонт присутствуют обломки, близкие к роду *Nucula* (появляется в верхнем мелу), а среди неотаксондонт – напоминающие род *Loratinia* (характерен для верхнего мела).

На основании фаунистических остатков возраст верхнемеловых отложений – туронский–коньякский ярусы.

Фрагмент разреза верхнемеловых отложений составлен в 2015 г. А. А. Макарьевым, Е. М. Макарьевой по северному побережью о. Восточный Каменный (т.н. 196). Здесь, по каньонообразному руслу маленького ручейка (3,5 км к северо-востоку от выс. отм. 46), в инт. выс. 3–31 м по элювиальным развалам прослежены отложения (снизу вверх).

1. Инт. 3–10 м. Мелкоглыбовые угловатые обломки (0,2–0,4 м) серых (по поверхности желтовато-серых) известняков песчанистых, органогенных с массовыми включениями раковин двустворок	7
2. Инт. 10–20 м. Крупноглыбовые угловатые обломки (0,5–1,0 м) аналогичных известняков песчанистых с раковинами двустворок. Здесь же мелкие обломки меловых пород: щебень угля, обугленная древесина, щебнистые плитки светло-желтых мергелей	10
3. Инт. 20–31 м. Глыбовые развалы пород отсутствуют. Многочисленные щебнистые плитки мергелей, в значительном количестве окатанные обломки серых мелкогалечных конгломератов, гальки в которых представлены черными кремнями и молочно-белым кварцем.....	11

Глыбовые развалы пород, очевидно, смещены по руслу ручья, но наличие верхнемеловых отложений на этом участке несомненно. Многочисленные отпечатки двустворок представлены *Lopatinia cf. jennisseeae* Schmidt (заключение В. А. Захарова). Указанный вид был впервые описан из бассейна р. Енисей, широко распространен в верхнемеловых отложениях (туронский–коньякский ярусы) на севере Западной Сибири и часто встречается в основании разреза морского верхнего мела.

Мощность составленного разреза – 28 м.

По заключению А. Ю. Шараповой, палинокомплексы из отложений северного берега островов Западный (т.н. 310), Восточный (т.н. 313) и Каменный сопоставляются с таковыми из верхнемеловых отложений севера Западной Сибири и Западной Якутии, Усть-Енисейской и Хатангской впадин и имеют возраст, отвечающий турон-сантону.

В 2014 г. на пляже о. Западный Каменный Е. В. Молчановой были собраны обломки алевролитов, в которых, по заключению В. А. Захарова (образец 211з) присутствуют обломки раковин рода *Nucula*, который появляется в верхнем мелу.

По Берегу Петра Чичагова верхнемеловые отложения установлены в устье р. Убойная и в береговом уступе в 2,5 км западнее устья р. Талая. Впервые они были описаны Ю. Е. Погребичким еще в 1954 г. По р. Талая верхнемеловые отложения залегают на известняках верхнего девона со стратиграфическим и угловым несогласием и представлены отложениями (снизу вверх).

1. Пески светло-серые мелкозернистые с прослоями серых глин; отмечаются линзовидные прослои гравия (2–3 см) и угольной крошки по 0,5–2 см мощности	1,0
2. Пески светло-желтые, желтовато-серые среднезернистые кварцевые, с линзами слабоокатанных обломков угля (0,1–3,0 см). В основании слоя – линзы гравийников 1–3 см (в раздувах до 10 см)	1,0
3. Пески серые крупнозернистые кварцевые, с углистым веществом, с прослоями серых песчанистых глин. Для пород характерна косоволнистая слоистость	0,4
4. Пески желто-серые, светло-серые мелко-среднезернистые (0,1–0,4 м) с прослоями темно-серых песчанистых глин (0,05–0,1 м). В верхней части пачки прослои глин отсутствуют. Отмечаются линзы углистого материала, угольной крошки, а в кровле – крупная линза угля мощностью 0,5–0,7 м, состоящая из окатанных угольных обломков размером от 1,0 до 20–30 см	3,5
5. Пески светло-желтые среднезернистые, кварцевые с обломками углей размером от 1,0 до 20 см; на отдельных участках количество обломков угля составляет 70–80 % от объема породы, т. е. песок является «цементирующей» массой. Уголь плотный, блестящий, по поверхности выветренный	0,4
6. Пески светло-желтые среднезернистые (слои 5–10 см) с прослоями (0,1–0,5 см) темно-серых, коричневатых глин с редкими линзочками (0,2–0,3 см) угольной крошки	1,7

Мощность составленного разреза – 8 м.

Возраст отложений установлен по спорово-пыльцевому комплексу, который, по заключению Г. Г. Калямкиной, характерен для позднемеловых отложений севера Западной Сибири. Кроме того, в устье р. Убойная, из аналогичных отложений из развалов известковистых песчаников были определены двустворки *Lopatinia jennisseeae* Schm., *Alaria cf. sotnikowi* Schm., датированные Н. И. Шульгиной поздним туроном – сантоном.

Сходное заключение по результатам спорово-пыльцевого анализа дает и А. Ю. Шарапова для проб, отобранных нами в 2014 г. из описанных выше обнажений по Берегу Петра Чичагова (т.н. 307, 308).

К верхнему отделу меловой системы в **Усть-Енисейском геологическом районе** относятся дорожковская, насоновская, салпадаяхская и танамская свиты, границы распространения которых соответствуют показанным на ГК-1000/2.

Дорожковская свита (K_2dr) впервые выделена А. А. Булытниковой, Н. И. Байбародских и А. Н. Резаповым по оз. Дорожкова (район р. Турухан), вблизи которого описан ее стратотип. В стратотипическом разрезе она представлена глинами и алевролитами с фосфоритовым горизонтом (конкреции), залегающим в основании. Возраст свиты определяется находками иноцератов и фораминифер комплекса *Grandryna filliformis* раннего турона.

Свита наиболее широко распространена в юго-восточной части площади, где прослеживается под четвертичными отложениями сейсмическими профилями МОГТ. Коренные выходы свиты приурочены к южному крылу отрицательной структуры (впадины), установленной В. Н. Саксом в среднем течении р. Пура в 15 км ниже устья р. Нижняя Буотанкага. На этом участке реки длиной 750 м наблюдалась пачка однородных глин, залегающих субгоризонтально. В глинах найдены остатки *Inoceramus cf. labiatus* Schloth., *Placenticeras* sp., *Nucula cf. striatula* Roeh. и др., свидетельствующие о раннетуронском возрасте вмещающих пород. Мощность свиты на участке среднего течения р. Пура составляет (по расчетным данным) 80–100 м.

На других участках свита сложена преимущественно темно-серыми глинами и зеленовато-серыми алевролитами с единичными прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и песков мощностью до 15 м. В основании свиты залегает горизонт мощностью до 0,3 м песчанистых фосфоритов желвакового типа с размерами конкреций (желваков) до 5–10 см.

Н. В. Шаровской из отложений свиты по керну скважин Долганской, Яковлевской, Большехетской площадей установлен комплекс фораминифер с *Gaudryina* ex gr. *Fillofomis*, характерными для отложений нижнего турона севера Западной Сибири.

Глинистые отложения дорожковской свиты являются региональной покрышкой в западной части Енисей-Хатангского прогиба. Мощность свиты по скважинам на различных площадях изменчива и составляет: на крыльях Малохетского полуваля – 60–80 м, на Мессояхском поднятии – 96–109 м, на Рассохинском полуваля – 44–76 м.

Насоновская свита (K_2ns) выделена в 1969 г. Г. Н. Карцевой, З. З. Ронкиной, Е. П. Колокольцевой и др. и названа по пос. Насоновск в нижнем течении р. Енисей, где расположен ее стратотип. Ранее отложения насоновской свиты относились к нижней подсвите мессояхской свиты. Насоновская свита согласно залегает на отложениях дорожковской свиты. На площади работ свита выделяется по геофизическим данным и прослежена в юго-восточной части от низовьев р. Пура до нижнего–среднего течения р. Мокоритто (левого притока р. Пясины) под четвертичными отложениями. Отложения свиты вскрыты разведочными скважинами на Большехетской, Яковлевской и Междухетской площадях. В Енисей-Хатангском прогибе на

листах S-44, 45 скважины разведочного бурения отсутствуют, и описание разреза свиты приводится по керну колонковых скважин, пробуренных на Большехетской площади. Свита представлена ритмично чередующимися пачками, сложенными глинами, алевролитами, песками, реже песчаниками с прослоями ракушняка и известняков. Всего выделяются четыре пачки, в основании которых залегают фосфоритовые горизонты, которые являются маркерами. Каждая выделенная пачка (ритм) соответствует подразделению единой стратиграфической шкалы: первая – верхнетуронскому подъярису, вторая – коньякскому ярусу, третья – нижнему, а четвертая – верхнему подъярусам сантонского яруса.

В разрезе свиты преобладают песчаники серые, буровато-серые, красновато-бурые, темно-зеленые неслоистые, реже горизонтальнослоистые с известковистым, фосфатно-глауконит-карбонатным, сидерит-лимонитовым цементом. Мощность прослоев песчаников колеблется от 0,1 до 1,5 м. Алевролиты и глины серые, темно-серые, серо-зеленые, буровато-зеленые (пестроцветные).

Фосфоритовые горизонты состоят из желваков темно-серых, коричневатосерых фосфоритов размером 10–25 см; вмещающими породами являются глинисто-алевритовые глауконит-лептохлоритовые пески. По всему разрезу свиты наблюдается обилие фауны аммонитов, пелеципод, фораминифер, определение которой позволило столь подробно обосновать возраст свиты. Определения фауны проводили В. И. Бодылевский, В. И. Ефремова, А. И. Шульгина, Н. В. Шаровская (фораминиферы), Н. М. Бондаренко и Л. Л. Попова (спорово-пыльцевые комплексы).

В отложениях свиты на сопредельных с юга листах выделяемые четыре фаунистических комплекса обоснованы находками руководящих видов аммонитов и пелеципод. В комплексах установлены региональные формы: позднетуронский *Inoceramus laticostatus* из первой пачки; раннеконьякский с *Inoceramus werbsteri* из второй пачки; раннесантонский с *Inoceramus cardissoides* из третьей пачки; *Inoceramus putootensis* – позднесантонский из четвертой пачки.

В 2014 г. на пляже к югу от мыса Шайтанский (т.н. 239) Е. В. Молчановой были собраны плитки алевролитов с фауной турон-коньякского возраста – *Inoceramus interruptus* Schmidt, *Inoceramus* cf. *crassicolis* Bodylevsky (обр. 239-Е, определения В. А. Захарова), распространенные на севере Западной Сибири (низовья р. Енисей и побережье Карского моря). В этом же образце присутствует ядро аммонита *Scaphites* aff. *Warren Meek et Hayden*, являющегося видом-индексом в туроне США. В связи с отсутствием аналогичных пород в коренном залегании на мысе Шайтанский верхнемеловые отложения не показаны.

Мощность насонской свиты на Приенисейской моноклинали составляет 107 м и резко увеличивается к югу, к центру прогиба: на Яковлевской площади – 575 м; на Мессояхском поднятии – 389–406 м, на Малохетском полуваду – 380–389 м.

Салпадаяхская свита (K_2sl) прослежена в юго-восточной части площади от нижнего течения р. Пура до верхнего–среднего течения р. Мокоритто (левого притока р. Пясины) полосой шириной около 40 км. Свита выделена в 1978 г. Е. П. Колокольцевой и названа по р. Салпадаяха, где был описан ее стратотип. Первоначально кампанские отложения относились

к верхней подсвите мессояхской свиты. В стратотипическом разрезе салпадаяхская свита согласно залегает на насоновской. В Приенисейской части прогиба свита представлена темно-серыми, светло-серыми, иногда зелеными глинами опоковидными с подчиненными прослоями светло-серых, участками зеленовато-серых глауконитовых глин. В глинах отмечаются бобовины оолитовых и лептохлоритовых железных руд, линзовидные прослои гравийников с зернами кварца, кремней. В основании свиты отмечается фосфоритовый горизонт мощностью 0,5 м, состоящий из желваков алевритистых фосфоритов размером 5–10 см шаровидной формы.

Кампанский возраст свиты установлен по фауне аммонитов, фораминифер и спорово-пыльцевым комплексам. Из фосфоритового горизонта по правобережью р. Танама были определены аммониты *Scaphites hippocrepsis* DeKay., *S. aquisgranensis* Schlut. и др., характерные для раннего кампана (определения В. И. Бодылевского, А. И. Шульгиной, 1958 г.). Отложения верхней части кампанского яруса фаунистически не охарактеризованы; к ним условно отнесены пачки серых алевритов мощностью 20 м, установленных на правобережье р. Танама, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями кампана–маастрихта.

Мощность салпадаяхской свиты на Приенисейской моноклинали составляет 56 м, на Мессояхском поднятии – 139–142 м и увеличивается до 155–165 м на Яковлевской площади.

Танамская свита (K_2fn) установлена под четвертичными отложениями в юго-восточной части площади на локальном участке в междуречье Яким–Малая Мокоритто. Свита в объеме маастрихтского яруса впервые выделена в 1969 г. Г. Н. Карцевой, З. З. Ронкиной, Е. П. Колокольцевой и др. на р. Танама в низовьях р. Енисей, южнее площади работ. Характеристика разреза дается по керну колонковых скважин, пробуренных на Большехетской площади и по коренным выходам пород на поверхность в районе р. Танама. В стратотипическом районе свита залегает согласно на салпадаяхской и сложена желтовато-серыми, светло-серыми мелкозернистыми песками со стяжениями сидеритизированного песчаника, содержащими раковины аммонитов и пелеципод. В подчиненном количестве отмечаются прослои желтовато-зеленых, буровато-зеленых глинистых алевролитов, участками глауконитовых с раковинами пелеципод, и темно-серых глин однородных с горизонтальной слоистостью.

В основании свиты залегает фосфоритовый горизонт мощностью 0,8–1,0 м, сформированный двумя прослоями желваковых конкреций с большим количеством фауны. Маастрихтский возраст свиты установлен по находкам развернутых аммонитов *Bacculites opeps* Lam., пелеципод *Tancredia americana* Meek. и спорово-пыльцевым комплексам, характерным для маастрихтского яруса Западной Сибири (определения Л. Л. Поповой, Н. М. Бондаренко).

Мощность свиты достаточно постоянна: на Приенисейской моноклинали составляет 80 м; на Мессояхском поднятии мощность свиты колеблется от 96 до 132 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, КАМΠΑНСКИЙ ЯРУС – ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ДАТСКИЙ ЯРУС

Отложения данного возрастного диапазона *присутствуют в Южно-Карском геологическом районе* на крайнем западе описываемой площади, где приурочены к центральной части впадины Утешения.

Кампанский ярус – палеоцен, датский ярус ($K_2km - P_{1d}$) выделен на *акватории* в качестве сейсмокомплекса с отражающими горизонтами $S_3 - C_1$ по аналогии со смежными листами S-41–43, где он представлен глинами и алевритами [22]. В Легенде ТСЗ данный сейсмокомплекс с теми же отражающими горизонтами ограничен кампанским–маастрихтским ярусом. Отложения сейсмокомплекса согласно залегают на турон-сантонских отложениях и в пределах нашей площади достигают мощности 150 м. Наличие верхнемеловых–нижнепалеогеновых осадков косвенно подтверждается преобладанием в донных отложениях спорово-пыльцевых комплексов позднемелового–палеогенового возраста (донные станции 69, 131, 154, 155, заключения А. Ю. Шараповой и О. В. Руденко).

На суше отложения кампанского – датского ярусов ($K_2km - P_{1d}$) установлены на о. Свердрупа. При работах ревизионной партии НПО «Севморгеология» в 1973 г. Ю. Г. Самойловичем и Л. Н. Петруниным на о. Свердрупа по береговым обрывам был составлен разрез верхнемеловых отложений мощностью до 42 м. В разрезе преобладают пестроцветные (серые, охристо-оранжевые, зеленовато-желтые) разнозернистые пески с прослоями темно-серых алевритов, содержащие конкреции сидеритов и стяжения фосфоритов. В песках установлены *Lopatinii* sp. и палинокомплекс, характерный для маастрихтского яруса Енисей-Хатангского прогиба. К сожалению, точное положение разреза в отчете не было указано, поэтому в 2014–2015 гг. провести повторное опробование данного разреза не удалось.

При проведении полевых геологических работ в рамках подготовки к изданию листов S-44, 45 в 2014 г. Е. А. Гусевым и Я. Д. Яржембовским по юго-западному побережью о. Свердрупа (2,9 км к северо-западу от тригопункта Туманный) в береговом обрыве высотой до 8 м составлен разрез верхнемеловых–нижнепалеогеновых отложений, где прослежены отложения (снизу вверх).

1. Пески серые мелкозернистые однородные промороженные	0,2
2. Суглинки серовато-белесые крупноскольчатые, ожезненные по морозобойным трещинам, с обломками неопределимых двустворок.....	0,2
3. Пески светло-желтые мелкозернистые, слоистые, с прослоями серых суглинков	1,3
4. Суглинки серые с прослоями песков светло-серых мелкозернистых (3–5 см). Отмечаются плохо сохранившиеся раковины двустворок и редкие угловатокатанные гальки (1,0–1,5 см) кварца	2,7
5. Пески светло-желтые мелкозернистые с линзовидными прослоями (2–5 см) серых алевритистых песков. Отмечаются шпировые включения (5–7 см) ожезненных охристо-ржавых песков, осколки раковин двустворок	1,7
6. Суглинок коричнево-охристый с ржавыми прослоями средне-крупнозернистого песка (покровные суглинки).....	0,5

По заключению палинолога О. В. Руденко (2015 г.), постоянный и довольно многочисленный компонент спектров (до 41 %) образуют пыльца, известная из верхнемеловых–нижнепалеогеновых отложений маастрихт-датских ярусов с характерными представителями древних покрытосеменных растений родов: *Aquilapollenites* Rouse., *Gotha nipollis* Rfl., *Extratzipiropollentis* sp. и др. Мощность составленного разреза – 6,6 м.

Таким образом, на о. Свердруп, с учетом материалов по скважинам, имеется практически полный разрез меловых отложений с установленным переходом от позднего мела к раннему палеогену.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АКВАТОРИИ

Строение осадочного чехла центральной части Карского шельфа в пределах листов S-44, 45, в связи с практически полным отсутствием параметрических глубоких скважин (за исключением скв. Свердрупская-1), базируется на материалах сейсмических исследований МОВ-ОГТ, выполненных ОАО «Севморнефтегеофизика» в Северо-Карском бассейне в 2004–2008 гг. В частности, на площадь листов S-44, 45 попадают южные окончания (начало) профилей северо-западного направления: 130715, 130716, 130818, 130819, 130520; профили северо-восточного направления: 130710, 130512. Общая протяженность профилей МОГТ по акватории в пределах листов S-44, 45 составляет 1210 пог. км на 68 300 км² площади.

Описания сейсмостратиграфических комплексов (далее ССК) приводятся единым для всей шельфовой зоны Карского моря (в пределах листов S-44, 45), хотя в Легенде Таймырско-Североземельской серии ГК-1000/3 для юрских–меловых–нижнепалеогеновых отложений шельфовая акватория разделяется на Южно-Карский, Таймыро-Североземельский, Усть-Енисейский геологические районы.

Сейсмостратиграфическая схема для акватории Карского моря в целом согласуется со схемой, разработанной для Легенды ТСЗ (преимущественно по материалам бурения скв. Свердрупская-1), за исключением выделения перм-триасового и юрского сейсмокомплексов по данным СМНГ и расширения кампан-маастрихтского сейсмокомплекса до кампан-датского.

Сопоставление сейсмокомплексов со смежными листами S-41–43 и T-45–48 приводится при описании стратиграфических подразделений. Схема для листов S-44, 45 практически совпадает со схемой для листов S-41–43. По сравнению со схемой листов T-45–48, где меловой сейсмокомплекс отвечал нерасчлененному мелу, принятая нами схема является для меловых отложений более подробной.

Пермско-триасовый ССК (°P-T) заключен между региональными поверхностями несогласия, совпадающими с отражающими горизонтами I (он же A) и Ia в подошве и кровле соответственно. Контуры триасового бассейна очерчиваются границами выклинивания образований комплекса на поверхности складчатого фундамента и распространены в пределах западной части Южно-Карского геологического района.

К северу от параметрической скв. Свердрупская-1 (24 км) подошва сейсмокомплекса, по данным ОАО «Севморнефтегеофизика», залегает на глубине 1800 м. Верхний отражающий горизонт Ia связан с подошвой юрских отложений, со стратиграфическим перерывом залегающих на позднепермских–раннетриасовых отложениях. По литологическому составу отложения пермо-триасового сейсмокомплекса сформированы по первичным глинистым алевритам и мергелям, измененным до мусковит-хлорит-кварцевых, биотит-хлорит-кварцевых сланцев. Установленные по скв. Свердрупская-1 скорости для позднепермских–раннетриасовых отложений сейсмокомплекса ($V_{пр}$) составляет 5,45 км/с. Столь высокие скорости, очевидно, связаны с тем, что отложения метаморфизованы.

Мощность отложений сейсмокомплекса в районе о. Свердруп составляет 200 м, что хорошо соотносится с мощностью верхнепермских–нижнетриасовых отложений по скв. Свердрупская-1 (210 м).

Юрск и й ССК ($^{\text{S}}J$) залегает между отражающими горизонтами Ia и B в подошве и кровле соответственно. Выделяется, как и пермо-триасовый, только в пределах Южно-Карского геологического района, где и прослежен по западной рамке листа от $73^{\circ}30'$ до $75^{\circ}25'$. В восточном направлении сейсмокомплекс установлен в 25 км восточнее островов Арктического Института на глубинах 800–900 м. Скорость распространения упругих волн ($V_{пр}$), установленная лабораторным путем, для отложений сейсмокомплекса составляет 3,55 км/с. В западном направлении, в центральной части Южно-Карского района (синеклизы), по данным ОАО «Севморнефтегеофизика», подошва яновстанской свиты погружается до глубины 3,5–3,7 км с увеличением мощности до 300 м.

Берриасский–нижнеальбский ССК ($^{\text{S}}K_{\beta-dl_1}$) залегает между отражающими горизонтами B и M¹ и закартирован практически на всей площади акватории в пределах листов S-44, 45 от островов Известий ЦИК до восточной рамки листа, в прибрежной части Берега Харитона Лаптева, Берега Петра Чичагова в Пясинском и Енисейском заливах.

По скв. Свердрупская-1 сейсмокомплекс объединяет (снизу вверх) нижнехетскую, суходудинскую, малохетскую и яковлевскую свиты в инт. 1454–580 м. Скорость распространения упругих волн ($V_{пр}$) составляет 3 км/с с незначительными изменениями в зависимости от плотности пород. В целом для отложений комплекса характерен глинистый состав пород и только в средней и верхней частях разреза появляются прослой песчаников и гравелитов. Возраст отложений сейсмокомплекса установлен по скв. Свердрупская-1 и соответствует позднему берриасу – валанжину – раннему альбу. Мощность нижнемеловых отложений по скважине в пределах Южно-Карского геологического района составляет 874 м.

Проведенное в 2014 г. сейсмоакустическое профилирование, выполненное ОАО «Ленарк» по договору с ПМГРЭ в объеме 3083 пог. км, не позволило получить полноценную волновую картину нижнемеловых отложений в связи с их большой мощностью и малыми глубинами акватории (20–60 м), что привело к появлению многочисленных кратных отраженных волн. Мощность нижнемеловых отложений сейсмокомплекса изменчива и колеблется от 180 до 500 м. Максимальная мощность в 500 м установлена в южной части Севе-

ро-Михайловской впадины (50 км к северу–северо-востоку от восточной оконечности о. Тройной островов Известий ЦИК). На остальной части акватории в пределах Таймыро-Североземельского геологического района средняя мощность колеблется от 250 до 300 м, постепенно уменьшаясь до 180–200 м в прибрежной части береговой суши и в северо-восточной части площади (район островов Мона). В западной части Пясинского залива (район островов Каменные–Моржово) мощность отложений ССК увеличивается до 180–200 м.

Среднеальбский–сеноманский ССК (${}^sK_1al_2-K_2s$) залегает между отражающими горизонтами M^1 и Γ в подошве и кровле соответственно и закартирован в западной части листов S-44, 45 в пределах Южно-Карского геологического района, обрамляя с запада выходы нижнемеловых отложений. На акватории в северной части площади отложения сейсмокомплекса прослежены на 15 км к востоку от островов Арктического Института и прослеживаются в южном направлении до средней части о. Сибирякова, уходя за рамку листа на широте $72^{\circ}50'$ с. ш. Аналогом отложений сейсмокомплекса по скв. Свердрупская-1 является *долганская свита*, установленная в инт. 364–575 м и сложенная преимущественно песчаниками, уплотненными светло-серыми песками с прослоями темно-серых глин и глинистых алевритов, обогащенных углистой крошкой с единичными линзовидными прослоями угля.

Установленные скорости упругих волн пород свиты по скв. Свердрупская-1 (V_{np}) составляют 2,4–2,55 км/с.

Мощность отложений долганской свиты по скв. Свердрупская-1 составляет 211 м, а в западной части Енисей-Хатангского прогиба – 191 м.

Туронский – сантонский ССК (${}^sK_2t-st$), залегающий между отражающими горизонтами Γ и C^1 установлен в западной части площади в пределах Южно-Карского геологического района (синеклизы). По западной рамке листов S-44, 45 он прослежен узкой полосой (с юга на север) от $73^{\circ}00'$ с. ш. до $75^{\circ}20'$ с. ш., обрамляя с востока выходы верхнемеловых–нижнепалеогеновых отложений. Для нижней части разреза сейсмокомплекса (дорожковская свита) характерен глинистый состав пород. Для верхней части (насоновская свита) характерен глинисто-алевритово-песчаный состав пород с литифицированными прослоями песчаников, которые могут служить отражающими горизонтами. Мощность отложений достигает 600 м.

Кампанский – датский ССК (${}^sK_2km-P_d$) залегает между отражающими горизонтами C_3 и C_1 в подошве и в кровле соответственно и выделяется только в пределах западной части Южно-Карского геологического района. Отложения комплекса занимают обширную площадь от $73^{\circ}40'$ с. ш. до $75^{\circ}20'$ с. ш. по западной рамке листов S-44, 45 и прослежены к востоку от о. Свердруп на 25 км. Предполагаемые скорости упругих волн (V_{np}) – 2,1–2,3 км/с.

О вещественном составе отложений сейсмокомплекса можно судить только по разрезу (т.н. 324), составленному в 2014 г. по юго-западному побережью о. Свердруп. В разрезе преобладают алевриты песчаные, суглинки крупнооскольчатые ожелезненные с единичными прослоями светло-желтых песков.

По данным С. И. Шкарубо, отложения сейсмокомплекса по листам S-41–43 ГК-1000/2 соотносятся с *ганькинской свитой* севера Западной Сибири мощностью 100–150 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые(?) отложения не закартированы на листах S-44, 45, но предположительно выделяются нами по данным бурения ЦАГРЭ в Пясином заливе. Выполнявшиеся работы не были завершены, а проведенный комплекс аналитических исследований был недостаточен для однозначной возрастной и генетической привязки вскрытых отложений. Е. А. Гусевым был предложен условный вариант возможной интерпретации материалов по скважинам.

Отложения залегают в долинообразных понижениях в скв. 19 (рис. 2), где в инт. 25–38 м представлены аллювиальными песчано-гравийно-галечными осадками, и в скв. 6 (13), разрез которой представлен в инт. 38–50 м [109].

38,0–42,0 м. Глины песчанистые темно-серые комковатые, плотные, тугопластичные. Контакт резкий.

42,0–44,0 м. Пески глинистые кварц-полевошпатовые среднезернистые серые рыхлые. Контакт резкий.

44,0–49,5 м. Глины темно-серые комковатые плотные жирные тугопластичные с примесью гравия (5–10 %) черных кремнистых пород, кварца.

49,5–50,2 м. Дресва метаалевролитов и метапесчаников серовато-зеленого цвета с примесью глин (20 %) серовато-зеленых жирных пластичных.

В основании разреза скв. 6 (13) встречены единичные плиоценовые виды: *Cibicides* cf. *grossus* Ten Dam et Reinhold, *Cassidulina teretis* (Tappan), *Buccella hannai arctica* Voloshinova (определения и аналитика Л. М. Седовой и Н. В. Куприяновой). Остальные виды фораминифер хорошо известны из отложений зоны морских трансгрессий Российской Арктики, возраст которых на сегодня является дискуссионным. Можно предположить, что отложения с ярко выраженным «бореальным» элементом, вскрытые скв. 6 (13) в инт. 38–50 м, можно отнести к позднему плиоцену. Судя по литологии отложений и микрофаунистической характеристике, плиоценовые(?) отложения, вскрытые скв. 6 (13), представлены фациями открытого шельфа.

Существуют и другие указания на присутствие плиоценовых отложений в разрезе осадочного чехла картируемой площади листов S-44, 45. Так, в разрезе берегового обрыва северного берега о. Восточный Каменный в толще суглинков обнаружена плиоценовая микрофауна. Для комплекса характерен смешанный состав за счет присутствия плиоценовых видов *Cibicides grossus*, *Glondulina niponica*, *Protelphidium? ustulatum*, *Elphidiella* ex gr. *subcarinata*, *Perfectononion rimatus*, *Pateoris? hauerinoides* вымерших и нехарактерных для арктических и аркто-бореальных плейстоценовых комплексов фораминифер. В основном это виды, характерные для неогеновых (плиоценовых) отложений маруямской свиты о. Сахалин. Вместе с тем, среднеплейстоценовые ОСЛ датировки песков, подстилающих суглинки, не оставляют сомнения в четвертичном возрасте вмещающих отложений. Скорее всего, плиоценовая микрофауна в данном месте переотложена.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоценовые отложения в пределах листов S-44,45 представлены на территории лескинской толщей (mEls).

Эоплейстоцен нами понимается в границах, обозначенных в Общей стратиграфической шкале квартера России, принятой МСК в 2007 г. [77] от 1800 до 787 тыс. лет назад. В Западной Сибири, согласно Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.), к эоплейстоцену отнесен кочковский горизонт. В отличие от неоплейстоценовых горизонтов, выделенных на климатостратиграфической основе, нижняя и верхняя части эоплейстоценового кочковского горизонта имеют биостратиграфическое обоснование. Горизонт охарактеризован по южной части Западно-Сибирской равнины комплексами четвертичных млекопитающих, остракод, макроостатками ископаемой флоры, палинокомплексами, кроме того, он сопоставлен по обратной намагниченности отложений с ортозоной Матуяма [13]. Нижний эоплейстоцен включает барнаульские аллювиальные пески, верхний представлен озерными глинами и суглинками кубанкинских, ерестнинских и раздольных слоев [13].

На севере Западной Сибири эоплейстоценовые отложения предположительно выделены по скважинам на полуостровах Ямал и Тазовский, где они представлены суглинками и ленточнослоистыми алевритами [12], а также на гыданском берегу Енисейского залива вблизи полярной станции Лескина.

Лескинская толща впервые выделена сотрудниками ВСЕГЕИ [57] на западном (гыданском) берегу Енисейского залива вблизи полярной станции Лескина, где они представлены дислоцированными ритмичнослоистыми алевритами, которые были подразделены на шесть пачек: а₁, а₂, а₃, б₁, б₂, б₃ (рис. 3).

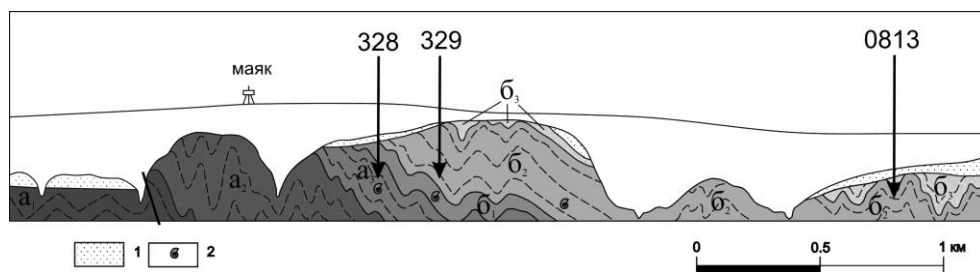


Рис. 3. Разрез Лескинских Яров с номерами расчисток.

1 – супесчаные покровные образования каргинского возраста, 2 – места находок морских моллюсков.

Отложения толщи вскрываются и южнее, на юго-восточном берегу Дорофеевского полуострова (рис. 4). Толща представлена ритмичнослоистыми алевритами с редкими тонкими прослоями светло-серых мелкозернистых пес-

ков, черных тугопластичных глин и множеством уплощенных фигурных карбонатных конкреций. Конкреции, встречающиеся в нижней части разреза, имеют сложные очертания, иногда образуют целые конкреционные прослои. Поверхность некоторых конкреций осложнена замысловатыми отпечатками, связанными по-видимому, с биотурбацией либо с процессом роста конкреций.

Гранулометрический состав преобладающих в пачке а₁ мелководных ритмичнослоистых пород характеризуется двумя максимумами, которые связаны с присутствием в образцах пар слоев – тонкопесчаных и глинисто-алевритовых. Наиболее сортированными являются пески пачки б₃, отлагавшиеся в зоне волнового воздействия.

Каких-либо особых черт в минералогическом составе лескинской толщи не обнаружено. Выборочный минералогический анализ тяжелой фракции дал ассоциацию, которая указывает на формирование лескинской толщи, главным образом за счет размыва меловых отложений. Впрочем, следует отметить, что ее состав мало отличается и от состава тяжелой фракции распространенных в этом районе четвертичных отложений.

Минералогический состав глинистой фракции по данным термического анализа 30 образцов [57] под контролем рентгеноструктурного анализа в лаборатории ВСЕГЕИ по заключению Н. П. Симороз, является смешанным. В нем примерно в равных количествах содержатся гидрослюды, монтмориллонит и хлорит при небольшой примеси (не более 10 %) кварца и полевых шпатов. Отмечено присутствие карбонатов. Приближенный количественный спектральный анализ, проведенный в лаборатории ВСЕГЕИ для 16 образцов лескинской толщи, отобранных на разных стратиграфических уровнях, не обнаружил какой-либо дифференциации в химическом составе пород толщи, равно как и его отличий от меловых пород и четвертичных отложений [57].

В основании разреза толщи (расчистка 328), в песчанистых алевритах встречаются раковины *Portlandia arctica* (Gray, 1824) с сомкнутыми створками, кроме того, из других расчисток собраны *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Ennucula tenuis* (Montagu, 1808), *Lunatia tenuistriata* (Dautzenberg et Fischer, 1911) (определения А. В. Крылова). Из осадков, содержащих раковины моллюсков, выделены фораминиферы: *Cassidulina subacuta* Gud., *Retroelphidium atlanticum* Gud., *Criboelphidium granatum*, *Cribrononion obscurus* Gud., *Cr. aff. incertus*, *Buccella frigida*, *Tappanella* sp. cf. (определения – Н. В. Куприянова). Здесь же встречены бентосные солоноватоводно-морские и морские диатомеи – *Navicula digitoradiata*, *Grammatophora arctica*, *Diploneis interrupta*, *Achnanthes groenlandica* и др., захороненные *in situ*. В морской части разреза обнаружены створки остракод, относящихся к одному виду *Cytheropteron suzdalskyi* Lev. Створки остракод мелкие, полупрозрачные, характерные для ювенильных особей.

Разрез 0813, находящийся в 2 км к северо-западу от расчистки 328 (рис. 4), изучен с использованием нескольких видов аналитических исследований. Произведен анализ 12 проб в интервале глубин 1,0–17,0 м. Бентосные фораминиферы в пробах не обнаружены. Не несут палинологической информации пробы из верхней части разреза (0–3,25 м).

Пробы из интервала глубины 3,25–17,0 м содержат похожие спорово-пыльцевые спектры, характеризующие таежный тип растительности. На тер-

ритории преобладали преимущественно елово-березовые леса с примесью сосны – *Picea obovata*, *Picea* sp. (23–36%), *Pinus sibirica* (3–6%), *P. silvestris* (1–4%), *Betula* ex sect. *Albae* (6–10%), *Alnaster* (1–4%), *Salix* sp. (2–4%), *Betula* sect. *Nanae* (1–4%). Безлесные пространства занимала луговая растительность: разнотравье – 2–10%, сем. Ranunculaceae – 2–10%, Cyperaceae – 5–15%, Chenopodiaceae – 0–7%, Polygonaceae – 0–2%, Caryophyllaceae – 1–9%, Compositae – 0–1%, Pirolaceae – 0–2%, Liliaceae – 0–1%, Umbelliferae – 0–1%. Споровые растения сем. Polypodiaceae – 6–12%, *Sphagnum* sp. – 2–10%, *Lycopodium* sp. – 1–6%, *Ophyoglossum* sp. – 0–1% (определения – Л. Г. Деревянко). В мацерате отмечается большое количество растительных остатков, много угольной крошки, присутствуют спикулы губок и в небольшом количестве центрические диатомовые водоросли, водоросли *Peredenea* и единичные переотложенные формы MZ возраста.

Палеокарпологическая проба из отложений лескинской толщи (пачка б₂, обр. взят в 3,8 км к юго-востоку от устья р. Нярмхой-Яха) по определению П. И. Дорофеева (БИН АН СССР) содержит остатки следующих форм: *Bryales* gen. – масса остатков, *Sphagnum* sp. – единично, *Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Larix* sp. – много хвои, *Picea* sp. – много хвои, *Juniperus* sp., *Potamogeton* sp. – обломки типа *P. filiformis* Pers., *Sagittaria natana* Pall., *Carex* sp., *Eleocharia palustris* (L.) R. Br., *Scirpus* sp., *Salix herbaceae* L. – листочки, *Betula* ex sect. *Costatae* (Rgl.) Kochne, *Betula nana* L., *Alnaster fruticosae* Rupr., *Corispermum* sp., *Ranunculus sceleratus* L., *Potentilla* cf. *nivea* L., *Potentilla* ex gr. *auserina* L., *Comarum palustre* L., *Crataegus* sp., *Linum* sp., *Rippuris vulgarie* L., *Renyantnes trifoliata* L. Возможно, переотложенной формой является *Sparganium stenophyllum*, остальные П. И. Дорофеев считает синхронными породам. В кратком заключении П. И. Дорофеев указывает, что подобные флоры распространены в Европейской части СССР, начиная со среднего акачагыла; они и являлись предшественниками настоящих плейстоценовых флор. Им подчеркивается сходство этой флоры с некоторыми флорами Европейской части (например, из села Моисеево), которые, по его мнению, являются плиоценовыми, относящимися к апшерону и параллелизуемыми с кромескими флорами. По мнению П. И. Дорофеева, данная флора может представлять арктический плиоцен – эоплейстоцен [52].

Исходя из полученных SIS-хемотратиграфических датировок (табл. 5), ленточнослоистые отложения изученных разрезов и расчисток, вмещающие раковины моллюсков *Portlandia arctica* имеют эоплейстоценовый возраст.

Таблица 5

Изотопный (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) возраст карбонатных раковин из отложений лескинской толщи

№ п/п	Номер разреза	Материал датирования	Возраст, млн лет SIS	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr от 0,709175
1	0825	<i>Portlandia arctica</i> (Gray)	1,47	0,709104
			1,40	0,709109
2	328	<i>Portlandia arctica</i> (Gray)	1,70	0,709092
3	329	<i>Portlandia arctica</i> (Gray)	1,2	0,709123

Судя по распределению по разрезам обоих изученных районов органических остатков, характерных для морских и пресноводных условий, в течение эоплейстоцена происходила постепенная регрессия моря, с частичной или полной изоляцией палеобассейна от морских вод. Об этом говорит существенно глинистый состав осадков, наличие морских моллюсков и бентосных фораминифер в нижних частях разрезов и ленточная слоистость осадков, наличие фигурных конкреций, а также пресноводных диатомей и остракод в верхних частях разрезов. В этом состоит отличие северного регрессивного разреза эоплейстоцена Западной Сибири от южного, где одновозрастные осадки представлены почти исключительно континентальными фациями. Мощность толщи – около 150 м.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нерасчлененные гляциогенные и морские образования эоплейстоцен-неоплейстоценового возраста (G₁mE-III) не закартированы и отображены нами только на схеме соотношений и выделены по данным бурения скважин ЦАГРЭ в районе п-ова Михайлова. Нижняя, наиболее древняя часть этой нерасчлененной толщи, предположительно, залегает также под отложениями ширтинского возраста на о. Свердруп и в котловинах на акватории.

По данным бурения ЦАГРЭ, отложения представлены разномерными песками, иногда с включениями гальки и гравия, гравийниками, супесями, суглинками и глинами, в том числе с валунами [109]. Мощность толщи – до 70 м. В составе толщи на п-ове Михайлова выделяются, предположительно, *тобольский–самаровский и тазовский горизонты*.

В скв. 3 (5 на рис. 5) отложения горизонтов вскрываются в инт. 57–88 м от устья:

57,6–62,0 м. Глины черные комковатые тугопластичные мощностью 0,3–0,8 м с примесью песка (10%), мелких галек и гравия (10%) переслаиваются с алевролитами серо-зелеными мощностью до 0,05 м и песками кварц-полевошпатовыми зеленовато-серыми мелкозернистыми мощностью 0,1–0,15 м. В инт. 59,4–59,6 м – пески крупнозернистые с крошкой угля. Контакты между слоями – резкие.

62,0–67,2 м. Пески кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые светло-серые хорошо сортированные мерзлые. В инт. 63,0–64,5 м – с примесью глин черных (30%), мелких галек плохой окатанности и крошки угля (30%). В инт. 65,4–65,8 м – пески алевроитовые мелкозернистые зеленовато-серые с крошкой угля (до 5%). Контакт резкий.

67,2–68,4 м. Пески мелко-среднезернистые буровато-черные с глинами черными мерзлыми (40%). Контакт резкий.

68,4–70,4 м. Пески кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые серые с примесью алевроита (5%).

70,4–72,0 м. Глины черные, переслаивающиеся с песками кварц-полевошпатовыми мелко-среднезернистыми серыми и алевроитами серо-зелеными с крошкой угля. Соотношение глин, песков, алевроитов 5 : 3 : 1. Текстура пород нарушена. Контакт резкий.

72,0–72,7 м. Пески полевошпат-кварцевые средне-крупнозернистые серые с крошкой угля (1–5%). Контакт постепенный.

72,7–73,2 м. Пески полевошпатово-кварцевые средне-крупнозернистые с редкими мелкими гальками и крошкой (до 70%).

73,2–73,6 м. Глины буровато-черные рыхлые с примесью песка среднезернистого до 40 %, крошкой угля до 20 %, мелкими гальками до 5 %. Контакт резкий.

73,6–76,8 м. Пески алевритовые кварц-полевошпатовые мелкозернистые зеленовато-серые с прослоями глин черных пластичных плотных мощностью 0,1–0,2 м (10 %), текстура пород нарушена. Контакт постепенный.

76,8–77,4 м. Пески мелко-среднезернистые с примесью глин черных (до 40 %) и гравия до 10 % преимущественно кварцевого состава.

77,4–86,8 м. Пески полевошпат-кварцевые мелко-среднезернистые серые, светло-серые хорошо сортированные мерзлые горизонтальнослоистые. В инт. 76,8–79,2 м; 81,6–82,0 м; 86,0–86,8 м – пески крупнозернистые с гравием и мелкими гальками (до 20 %). В инт. 78,0–78,1 м; 80,1–81,6 м – пески с примесью глин черных (до 40 %), гравия и мелких галек (до 30 %). В инт. 79,4–80,1 м; 82,4–83,6 м – пески с примесью глин серых, буровато-серых (до 40 %). В инт. 80,6–80,7 м – алевриты серо-зеленые с мелкими гальками (до 10 %). По всему слою – крошка угля (1–5 %). С 80 м в скважине – вода. Редкие гальки хорошей окатанности представлены роговиками и сланцами.

86,8–88,8 м. Пески глинистые (глины – 40–50 %) серые, темно-серые до черных, буровато-черные с гравием и мелкими гальками (10–20 %). На отдельных участках – глины светло-зеленовато-серые вязкие, пластичные, жирные. Текстура пород нарушена. Возможно, это переотложенная кора выветривания.

Ледниково-морские валунные суглинки и алевриты *тазовского горизонта* выделены в скважинах и в основании береговых обрывов на п-ове Михайлова (рис. 5). Отложения представлены в основном алевритовыми глинами зеленовато-серого цвета с примесью дресвы и гравия черных и зеленых сланцев. В верхней части толщи (береговые обрывы п-ова Михайлова) отмечены валуны и глыбы, где количество их может достигать 50 % [109]. Эти отложения залегают на полимиктовых песках с прослоями глин ширтинского горизонта (скважины 5–7, рис. 5). Максимальная вскрытая мощность – 15 м. Возможно, к этому же стратиграфическому подразделению относятся маломощные зеленовато-серые алевритовые глины с примесью органического вещества, вскрывающиеся в береговых обрывах на Западном Таймыре, южнее Диксона.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Морские и ледниково-морские образования (m,gml), вскрытые скважинами в районе оз. Надудотурку (рис. 6), показаны только на схеме корреляции картируемых подразделений. Мощность образований – до 100 м.

Скв. 5 (на КЧО – 7) с абс. выс. устья 147 м расположена на водоразделе рек Лабак и Коундей. Под казанцевскими морскими глинами, песками, суглинками, галечниками (28,2 м) в скважине залегают:

28,2–59,0 м – супеси серые оскольчатые с прослоями мощностью 0,5–3,5 м гравийного среднезернистого полимиктового песка, тонкослоистых, слоистых супесей, редко суглинков и глин в нижней части интервала. Их слоистость обусловлена вариацией песчаного материала, мощность слоев – от долей мм до 1–2 см.

59,0–95,0 м – средненеоплейстоценовые(?) отложения максимума трансгрессии, представленные переслаиванием суглинков, алевритов и глин темно-серого цвета. Мощность слоев обычно составляет 4–5 м, редко 0,5 и 7,3 м. Отдельные слои содержат до 20 % гра-

виюно-галечного и галечно-мелковалунного материала базальтов хорошей окатанности. Нередко отдельные интервалы мощностью 0,6–4,3 м слоистые до тонкослоистых. На глубинах 70,0, 73,4, 83,9–84,6 и 90 м содержатся многочисленные обломки раздавленных при бурении тонкостенных раковин двустворок (*Batiarca glacialis* и *Arctinula groenlandica*). Нижний контакт постепенный.

95,0–133,0 м – трансгрессивные среднеолейстоценовые отложения, представленные переслаиванием полимиктовых песков различной зернистости, нередко содержащих гравийно-галечный материал базальтов и песчаников в количестве 30–60 %, реже – щебень базальтов. Мощность слоев обычно составляет 2–4 м. На интервале содержится несколько прослоев супесей и суглинков мощностью 0,6–2,1 м, содержащих многочисленные гальки базальтов хорошей окатанности. В общем по интервалу количество обломочного материала увеличивается к его основанию.

133,0–139,5 м – элювий темно-серых тонкоплитчатых аргиллитов.

Один из наиболее полных разрезов четвертичных отложений получен по скв. 8, отличаясь простотой и отчетливой выраженностью литологических пачек. Скв. 8 заложена на эрозионном останце лагунной поверхности каргинского времени, устье скважины на абс. выс. 72 м. Под каргинскими песками (11,9 м), казанцевскими алевритами и глинами (30,8 м) вскрыты:

42,7–58,1 м – среднеолейстоценовые морские трансгрессивные отложения: пески полимиктовые среднезернистые серые с неясно выраженной слоистостью мощностью 10–20 см, внутри которых наблюдается косая слоистость. На глубине 55 м среднезернистые пески постепенно переходят в тонкозернистые. Тяжелая фракция представлена моноклинным пироксенем. С глубины 49 м выделен туруханский комплекс фораминифер: *Criboelphidium goesi*, juv., *Criboelphidium granatum*, juv., *Retroelphidium obesum*, *Casidulina reniforme*, *Pyrgo* sp. (определения С. А. Гуськова)

58,1–62,5 м – валунно-галечные отложения, связанные супесью светло-серого цвета. Размер валунов базальтов – нередко более 20 см, окатанность плохая, количество их до 50 % объема, галек – до 30 %. Тяжелая фракция представлена моноклинным пироксенем. С глубины 61 м выделены фораминиферы *Buccella* cf. *hannai arctica*.

Ширтинский горизонт (mlšr). Морские пески и алевриты с редкой галькой выделены на о. Восточный Каменный в Пясинском заливе. Осадки ширтинского горизонта залегают в основании береговых обрывов вдоль всего северного побережья о. Восточный Каменный.

В осадках встречена одна раковина остракоды *Paracyprideis pseudopunctillata* (Swain) хорошей сохранности (определение Н. В. Куприяновой). Вид характерен для прибрежного мелководья и имеет широкий стратиграфический диапазон в пределах плиоцен-четвертичных отложений Арктики. В образце также присутствуют единичные растительные остатки современного вида и железные конкреции. Ниже по разрезу крупная фракция представлена растительными остатками: крупными фрагментами древесины, корой, обломками мшанок и округлыми образованиями, напоминающие простейшие песчаные фораминиферы(?), поверхность которых покрыта песчинками кварца, цементированная окислами железа, степень их сохранности позволяет определить только роды *Saccamina*, *Psammosphaera*, *Lagenammina*, *Saccorhiza*. Единичные представители песчаных фораминифер, в основном круглой формы – *Saccamina*, *Psammosphaera* – встречены по всему слою. Кроме того, в образцах обнаружены спорадические зерна мезозойских и чет-

вертикальных палиноморф. Среди четвертичных выделяются палиноморфы: *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Pinus* s/g *Harpoxylon* Koehe, *P. sylvestris* Linnaeus. ОСЛ датировки показали значения $225,0 \pm 18,0$ и $325,0 \pm 20,0$ тыс. лет назад [43]. Мощность – до 10 м. Подобные отложения встречены также на юго-западном побережье о. Свердруп.

Верхнее звено

В составе верхнего звена выделены казанцевский, муруктинский, каргинский и сартанский горизонты.

Казанцевский горизонт представлен морскими отложениями (mllkz). Эти отложения в основном распространены на Енисейско-Пясинском междуречье и в горах Бырранга, где слагают террасу с абс. отм. 90–200 м. Наряду с более древними, они формируют эрозионно-абразионные останцы, уцелевшие после эпохи муруктинского и сартанского оледенений. Террасовые образования имеют регрессивное строение, от глин в основании до галечников в верхней части. Казанцевские отложения представлены мощной глинисто-песчаной толщей, имеющей ритмичнослоистое строение, включающую в себя пачку ленточноподобных глин, алевроитов. Эти отложения являются цоколем для более молодых накоплений большинства разрезов.

Отложения казанцевского горизонта вскрыты рядом скважин, пробуренных в рамках работ по ГГС-50 (рис. 6). Так, в скважинах 7, 8 (на КЧО – 8) вскрываются отложения, представленные довольно грубыми осадками, накопление которых, вероятно, происходило вблизи выступа коренного ложа. В разрезе этой скважины (абс. выс. устья – 72 м) под слоистыми каргинскими лагунными и морскими песками, супесями и алевроитами мощностью 22,6 м залегают:

22,6–29,5 м – казанцевские морские отложения слоистые гравийно-галечные, связанные супесью серого цвета. Мощность слоев – 0,2 м, она обусловлена повышением относительного количества гравийно-галечного материала. Окатанность псефитов хорошая и средняя. По составу они представлены в основном базальтами различного состава.

29,5–39,0 м – переслаивание песков от тонко- до среднезернистых полимиктовых, нередко тонкослоистых и косослоистых серого, темно-серого цветов. На интервале содержатся редкие прослои алевроитов и супесей, часто тонкослоистых. Мощность прослоев – от 0,15 до 0,7 м [26].

Из инт. 22,6–39,0 м выделены фораминиферы (19 видов) среди которых присутствуют средненеоплейстоценовые *Retroelphidium obesum* (Gudina), *Retroelphidium subclavatum* (Gudina) и позднеоплейстоценовые *Retroelphidium atlanticum*, *Retroelphidium boreale*.

Все литологические пачки казанцевских отложений зачастую содержат морскую фауну моллюсков, которая в видовом отношении почти не отличается от более древних и более молодых осадков. Более показательным для них является комплекс микрофауны, состоящий (по определениям В. И. Гудиной и Л. К. Левчук) из комбинации видов *Haynesia magna* Levchuk, *Retroelphidium excavatum* (Terguem), *Cribronion incertus* (Williamson), *Cribronion subarcticum* (Gushman), *Bucella depressa* (Andersen),

Retroelphidium atlanticum (Gudina), *Bucella hannay arctica* (Voloschinova), *Astrononion galloway* (Loeblich et Tappan), *Haynesina orbicularis* (Bradi), *Cassandra helenae* (Feyling-Hanssen et Buzas), *Trifanrina fluens* Todd., *Cassidulina sabacuta* (Gudina), *Fissurina semimarginata* (Reuss), *Criboelphidium goesi*, *C granatum*, *Cassidulina reniforme*, *Retroelphidium boreale* [23].

Спорово-пыльцевые спектры, содержащиеся в отложениях данного горизонта и в целом по разрезу верхнекайнозойских образований, не являются показательными, вследствие большого количества переотложенных фоссилий и трудностей с отделением заносной пыльцы четвертичного облика.

Согласно имеющимся данным, мощность осадков казанцевского горизонта на изучаемой площади может достигать 40 м.

Муруктинский горизонт выделяется по наличию гряд, представленных конечными моренами и приуроченными к ним флювиогляциальными шлейфами.

Ледниковые отложения (glllmr) в виде конечных и основных морен распространены к западу и востоку от долины р. Пясины. Гилл состоит из несортированного глыбово-валунно-щебнистого материала с суглинистым, суглинисто-песчаным или песчаным заполнителем, с линзами галечника, супеси, суглинка и глины. В нижних горизонтах наблюдаются отторгнутые ледником дислоцированные плиоцен-среднеплейстоценовые породы. Размеры отторженцев колеблются в пределах 5–10 м. Мощность ледниковых отложений в краевых моренах достигает 150–160 м [23].

Флювиогляциальные отложения (fillmr) располагаются как с дистальной, так и с проксимальной стороны моренных гряд, вблизи последних они сложены галечниками с валунами, гравием, прослоями песка и алеврита, общая мощность составляет 5–30 м [23]. С удалением от ледниковых образований флювиогляциальный материал становится мельче, галечники сменяются песками и слоистыми алевритами.

На значительных площадях в юго-восточной части описываемой площади показаны нерасчлененные ледниковые и флювиогляциальные отложения (g,fillmr) мощностью до 50 м, сложенные валунными суглинками, валунниками, галечниками, алевритовыми песками.

Озерные, озерно-ледниковые отложения (l,lglllmr) встречаются с дистальной и проксимальной сторон муруктинских морен и представлены слоистыми глинистыми алевритами и песками с рассеянным грубообломочным материалом. Их мощность убывает по мере удаления от ледниковых гряд: от 30 до 0 м.

Морские отложения (mlllmr) мощностью до 5 м зафиксированы в северной части п-ова Михайлова, где ими сложены субширотно ориентированные гряды, по всей видимости береговых валов. Под покровным комплексом (0,2 м), представленным серой супесью с гравием и галькой, залегают средне-крупнозернистые полимиктовые пески серого, с желтоватым оттенком, цвета. Пески слоистые, встречаются прослой, обогащенные гравием и галькой. Окатанность обломков средняя, реже – хорошая. Встречаются редкие мелкие обломки раковин морских моллюсков *Astarte* sp. Получены две ИК-ОСЛ датировки из верхней части гряд, которые показали возраст – около 65 тыс. лет [43].

Каргинский горизонт представлен морскими и аллювиальными отложениями.

Морские отложения (mllkr) тянутся практически непрерывной полосой вдоль всего западного побережья п-ова Таймыр: к северу от гор Бырранга, в приустьевой части р. Пясины, на побережье Енисейского залива, где слагают нижний ярус аккумулятивного рельефа; на островах Сибырякова, Циркуль, Рингнес, Тройной. Из морских отложений в южной части о. Сибырякова получены ИК-ОСЛ датировки $41,0 \pm 3,2$ и $45,8 \pm 3,5$ тыс. лет [42]. На островах Циркуль, Рингнес, Тройной каргинские отложения формируют террасы высотой 5–10 м, возраст отложений определен по раковинам моллюсков с помощью $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода и составляет $31,8 \pm 2,6$; $41,9 \pm 4,6$; $43,9 \pm 3,5$ тыс. лет [43]. Мощность отложений – до 25 м.

Отложения вскрыты рядом скважин ГГС-50 (скв. 8 на карте; 4,7,8 – на рис. 6). Ниже приведен разрез по скв. 4 (рис. 6) с абс. выс. устья 112 м, где под голоценовыми озерно-болотными осадками залегают:

1,7–2,3 – гравийно-галечные отложения, связанные супесью серого цвета. Псефиты по составу представлены базальтами, окатанность их от плохой до хорошей, средний размер – 2–3 см.

2,3–3,4 м – супеси серого цвета, содержащие до 30 % от объема мелкого хорошоокатанного гравия базальтов. К основанию слоя супеси переходят в слоистые тонкозернистые полимиктовые пески, содержащие до 10 % гравия.

3,4–4,0 м – песчано-гравийно-галечные грубослоистые отложения. Слоистость обусловлена изменением цвета песка – коричневатого-серого и серого.

4,0–9,5 м – переслаивание полимиктовых песков различной зернистости от тонко- до среднезернистых. Мощность прослоев – 5–20 см. К основанию интервала появляются прослой серых суглинков.

9,5–15,2 м – ленточновиднослоистые отложения, представленные переслаиванием песков, супесей и глин мощностью 0,5–3,0 см, содержащих регулярные пропластки растительного детрита мощностью 0,3–0,8 см. С глубины 10 м выделены текамебы *Pseudodiflugia* sp. и пресноводные остракоды, свидетельствующие об опресненных условиях осадконакопления.

5,2–17,0 м – глины серого цвета массивные пластичные с редкими пятнами торфа и окатанными обломками веточек и стволиков кустарников [26].

Морские отложения каргинского горизонта отличаются пестрым литологическим составом, представлены песками, галечниками, гравийниками, алевритами, глинами. К отложениям приурочены малые месторождения гончарных и керамзитовых глин (V-4-1, 23, 27).

Аллювиальные отложения (allkr) выделены на мысе Шайтанский, на основании ИК-ОСЛ датировок $45,8 \pm 3,2$ и $57,2 \pm 3,9$ тыс. лет, они могут быть отнесены к возрасту МИС-3 [41]. Мощность песков достигает 10 м, гипсометрически отложения подняты на высоту 90 м, что, скорее всего, характеризует амплитуду неотектонического воздымания мыса.

Каргинская сейсмотолща ($^s\text{mllkr}$) выделяется по сейсмоакустическим данным на некоторых участках Карского шельфа (рис. 7, 8) и показана только на схемах корреляции картируемых подразделений и соотношений четвертичных образований.

Сейсмотолща впервые выделена Л. В. Поляком [97] вблизи Северной Земли, где локально перекрыта мореной сартанского оледенения. Сейсмотолща

характеризуется четкой слоистой внутренней структурой, благодаря чему легко диагностируется как в пределах Северной части Карского шельфа [40], так и на крайнем юге Карского моря, в Обской и Тазовской губах [79] и в море Лаптевых [96]. Отложения каргинской сейсмотолщи распространены в пределах депрессий, а на поднятиях размыты во время сартанской регрессии. На мелководье в сейсмоакустической записи отложения сейсмотолщи видны не всегда, по-видимому, в связи с тем, что во время сартанской регрессии каргинские отложения промерзли, и их кровля отражает сейсмоакустический сигнал. Там, где сейсмотолща четко идентифицируется, ее кровля неровная, местами размытая во время сартанской регрессии, подошва более ровная. Судя по волновой картине, осадки сейсмотолщи представлены слоистыми глинистыми алевритами с прослоями глин и песков. Мощность каргинской сейсмотолщи – 5–10 м.

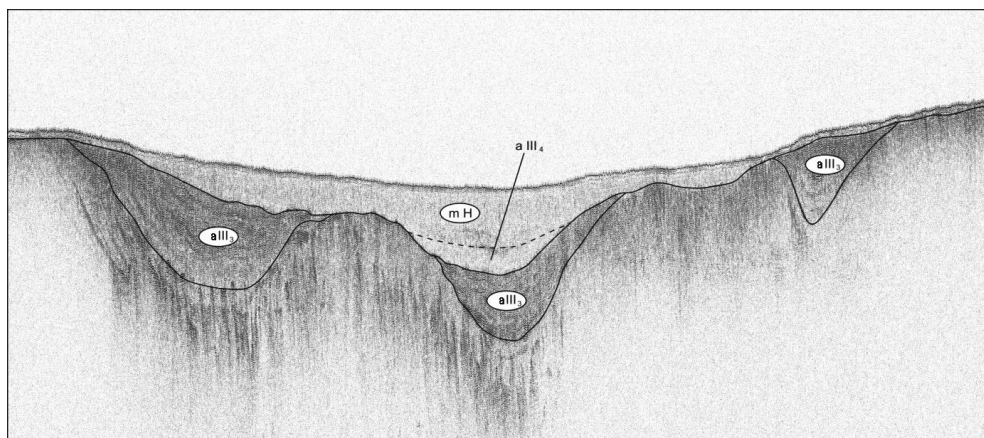


Рис. 7. Прерывистое распространение каргинской сейсмотолщи (a_{IIIkr}) на одном из сейсмоакустических профилей.

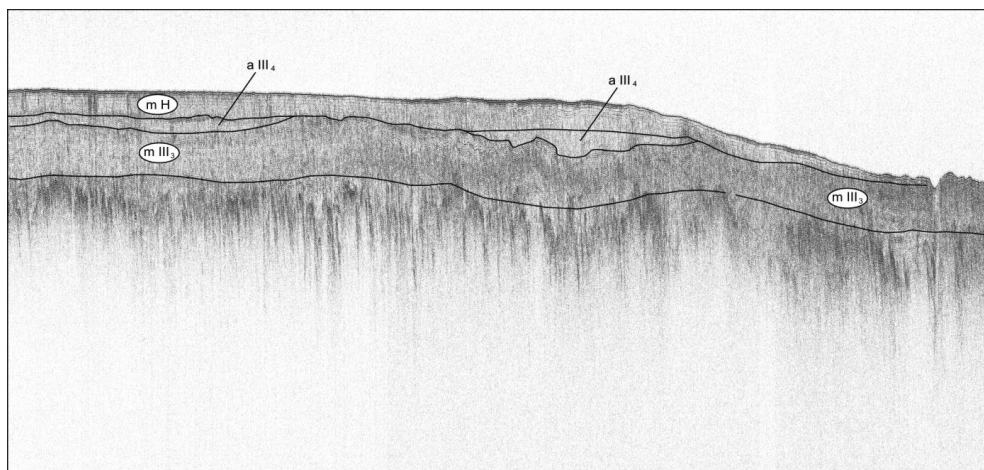


Рис. 8. Сартанская сейсмотолща (a_{IIIsr}) на одном из сейсмоакустических профилей.

Сартанский горизонт представлен аллювиальными отложениями.

Сартанская сейсмотолща (${}^s\text{alllsr}$) выделяется по сейсмоакустическим данным (рис. 7, 8) в пределах протяженных понижений на притаймырском мелководье Карского шельфа. Линейные понижения, в которых наблюдается сейсмотолща, интерпретируются как фрагменты сартанских палеодолин, продолжающихся на шельфе палеореки Таймырского полуострова – Убойная, Новоморжово, Пяси́на. Сейсмотолща выделена Е. Е. Мусатовым [72] как аллювиальная на севере Карского шельфа, где несогласно перекрывает эродированную поверхность, сложенную либо коренными породами, либо разновозрастными четвертичными толщами. Кровля сейсмотолщи нередко трудно определима – обычно в сейсмоакустической записи наблюдается постепенный переход от акустически прозрачной аллювиальной толщи к осветленной с пунктирными рефлекторами морской голоценовой сейсмотолще (рис. 8). Сейсмотолща нигде не вскрыта средствами донного пробоотбора и, предположительно, представлена песчаными алевритами, а также песками с гравием и галькой. Мощность сейсмотолщи – до 5 м.

Аллювиальные отложения (alllsr) мощностью до 5 м выделены на восточном берегу о. Большой, на арх. Островов Арктического Института. Отложения представлены песками с ожелезнением, алевритами. Встречаются включения в виде гальки, небольших валунов.

Каргинский–сартанский горизонты нерасчлененные представлены озерно-аллювиальными отложениями ($\text{l,}\alpha^3\text{lllkr-sr}$) мощностью до 20 м, которые слагают третью аккумулятивную террасу и прослеживаются вдоль долины рек Пяси́на, Пура, Монгочейха, в приустьевой части рек Глубокая Сариха и Нярмхойяха. Терраса сложена мелкозернистыми и алевритовыми песками с растительным детритом, алевритами, торфами. Изредка встречаются галечники и гравийники. К отложениям приурочены малые месторождения керамзитовых глин (V-4-25, V-6-1).

Ледниково-морские отложения (gmlll) установлены на мелководном шельфе Карского моря, где приурочены к глубинам 30–60 м. На временных разрезах высокочастотных сейсмоакустических материалов этим отложениям соответствует сеймопачка со слоистым рисунком записи, представленной множеством субпараллельных, слабоволнистых и протяженных осей синфазности, имеющих различную интенсивность. На относительно возвышенных участках мощность сеймопачки сокращается до величины разрешающей способности метода или вовсе выпадает из разреза. На разрезах, полученных при проведении более низкочастотных профильных работ, сеймопачке соответствует осветленная волновая картина с редкими слабоинтенсивными протяженными субпараллельными осями синфазности. По форме внешних границ сеймопачка представляет собой покровно-облегающее осадочное тело. В переуглублениях выражены элементы заполнения с расхождением, когда нижние участки пластов приближаются к поверхности подошвы под очень малым углом и сейсмические отражения вблизи этой поверхности прекращают прослеживаться по схеме подошвенного налегания, пласты выклиниваются или становятся слишком маломощными [22]. Отложения представлены плотными песками и алевритами мощностью до 15–20 м.

Современное звено

В составе современных отложений выделены морские, озерные, озерно-болотные, аллювиально-морские и аллювиальные отложения.

Морские отложения современного звена широко распространены на шельфе Карского моря и представлены различными фациями – волновыми, флювиальными, декливиальными, нефелоидными и их разновидностями. Отложения имеют пеструю гранулометрическую характеристику. В зависимости от удаленности от побережья, глубины моря и состава подстилающих отложений, это – пески, алевролиты или пелиты. Голоценовые морские осадки содержат богатые комплексы морских моллюсков, фораминифер, остракод, диатомовых. Среди раковин морских моллюсков, встреченных в кернах грунтовых трубок и пробах из дночерпателя, вскрывших морские голоценовые отложения, преобладают створки *Portlandia arctica* (Gray, 1824), гораздо реже встречаются: *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *M. baltica* Linnaeus, 1758, *M. loveni* (Jenssen, 1905), *M. brota* (Dall, 1791), *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *A. borealis forma placenta* (Morch, 1869), *A. sulcata* (da Costa, 1778), *Buccinum undatum* Linnaeus, 1758, *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), *Cylichna occulta* (Mighels et Adams, 1842), *C. alba* (Brown, 1827), *Ennucula tenuis* (Montagu, 1808), *Hiatella pholadis* (Linnaeus, 1771), *Actinula groenlandica* (Sowerby, 1824), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Hemithyris psittacea* (Gmelin, 1790), *Natica clausa* Broderip et Sowerby, 1829, *Neophinoe kroeyeri* (Philippi, 1849), *Mya* sp.(?), *Semibalanus balanoides* (Linnaeus, 1758).

Микрофаунистический анализ позволил выделить ряд разновозрастных и разнофациальных комплексов фораминифер и остракод по разрезам колонок на шельфе. Первый комплекс фораминифер с *Elphidiella groenlandica* и остракод с *Paracyprideis pseudopunctillata* встречается в нижней части разрезов. Комплекс фораминифер разнообразный в видовом отношении (до 18 видов), и многочисленный (до 200 экз.) на один образец, при доминировании нескольких видов: *Elphidiella groenlandica*, *Haynesina orbiculare* (около 50 % от общего количества), также количественно преобладают *Cribronion* (*C. obscurus*, *C. incertus*). Для анализируемого монокомплекса (формирование при доминировании 1–3 видов) также характерны единичные аркто-бореальные и бореально-арктические виды: *Buccella tenerimma*, *B. frigida*, *Pyrgo williamsoni*, разнообразные *Guttulina* (3 вида), *Milioniella* (4 вида), а также *Cornuspira involvens*, которые мы условно связываем с теплым северо-атлантическим течением. Характерной чертой второго комплекса является большое видовое разнообразие (до 20 видов) при небольшой численности до 60–80 экз., при незначительном доминировании *Haynesina orbiculare*, *Cassidulina reniforme*. Третий комплекс фораминифер разнообразный по видовому составу (до 18–19 видов), при небольшой численности раковин на образец (до 80–90). Для него характерно доминирование *Cribronion* (*C. obscurus*, *C. incertus*), *Haynesina orbiculare*, при большом разнообразии других аркто-бореальных и бореально-арктических видов, представленных единично. К ним можно отнести *Criboelphidium* (3 вида), *Lagena* (2 вида), *Guttullina* (2 вида), *Buccella* (2 вида), *Oolina* (1 вид), *Quinqueloculina* (3 вида), *Cassidulina reniforme*, *Parafissurina* sp., *Dentalina* sp. Для ассоциации остракод также

характерно доминирование одного вида – *Paracyprideis pseudopunctillata* – арктического, мелководного вида, выдерживающего колебания солености, вторая составляющая комплекса – это присутствие единичных морских видов, характерных для более мористых и относительно глубоководных отложений в пределах верхней шельфовой зоны. Это новые для анализируемого комплекса виды, к ним можно отнести *Cytheropteron arcuatum*, *C. suzdalskyi*, *Sarsicytheridea bradii*, *Semicytherura complanata*. В четвертом комплексе доминируют виды *Cribronion obsoletus*, *C. incertus*, *Haynesina orbiculare*, *Cribrroelphidium bartlett*, выдерживающие значительное опреснение до 20 промилле, на фоне которых в комплексе встречаются единичные аркто-бореальные, нормально-морские виды, к которым можно отнести *Nonionella labradorica*, а также разнообразные виды *Cassidulina* (6 видов), свидетельствующие о связи комплекса с атлантическим течением. Только для этого комплекса показателен вид *Elphidiella gorbunovi*, характерный для мелководных, эстуарных условий, связанных с речными стоками. Среди остракод в этом комплексе встречен вид *Rabilimis mirabilis*, свидетельствующий о близости береговой линии.

Скорости морского осадконакопления в голоцене для разных участков шельфа несколько различаются, но в целом они достаточно высоки. Особенно быстрой является седиментация в Енисейском заливе, где в зоне маргинального фильтра осаждаются значительное количество осадков, влекомых енисейскими водами. Представление о скоростях голоценовой седиментации дает табл. 6 радиоуглеродных определений возраста осадков, содержащих древесину, растительный детрит и раковины моллюсков.

Таблица 6

Результаты определения абсолютного возраста образцов из грунтовых трубок

Лабораторный номер	Описание	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), календарных лет
ЛУ-7879	ФН-12-Т (115 см), древесина, Карское море	3320 ± 60	3560 ± 70
ЛУ-7883	№ 1, ФН-4-Т (125–130 см) растительный детрит	3110 ± 180	3300 ± 230
ЛУ-7884	№ 9, ФН-29К (5 см), древесина	1630 ± 130	1550 ± 140
ЛУ-7885	№ 8, ФН-16-Т (80 см), древесина	2030 ± 60	2010 ± 80
ЛУ-7886	№ 3, ФН-7-Т (140 см), древесина+ растительный детрит	1560 ± 90	1470 ± 90
ЛУ-7887	№ 4, ФН-8Т (110 см), растительный детрит	5300 ± 510	6060 ± 580
ЛУ-7888	№ 6, ФН-9Т (85 см), растительный детрит	3120 ± 160	3310 ± 210
ЛУ-7890	№ 5, ФН-8Т (120 см), древесина	1080 ± 120	1010 ± 140
ЛУ-7891	№ 2, ФН-6-Т (28–30 см), растительный детрит	450 ± 190	420 ± 190

Примечание. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal2007_HULU» Кёльнского университета 2007 г., авторы – В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de).

Пляжевые фации морского ундалювия ($mv_{pl}H$) слагают современный пляж моря высотой до 2–4 м. Отложения представлены песками и алевритами, с прослоями галечников, растительного и раковинного детрита, древесины. Мощность – до 4 м.

Прибрежные фации морского ундалювия ($mv_{pl}H$). Полоса отложений мощностью до 10 м окаймляет береговую линию практически повсеместно, за исключением дельты р. Пясины и шхер Минина, также они формируют поверхность многих островных отмелей. Представлены песками с примесью алеврита, часто с включениями гальки, щебня, дресвы.

Лагунные фации морского ундалювия (mvH). В лагунах на о. Свердруп, арх. Островов Арктического Института, лагуны отделены от моря песчаными косами. Алевропелиты, пески с включениями дресвы, гальки. Мощность – 5–10 м.

Морской декливиий (mdH) развит в шхерах Минина; в районе Диксона, в Енисейском заливе; на подводных склонах, сложенных скальными породами островов. Также морским декливием зачастую покрыта поверхность крупных банок. Литологический состав отложений – крупно-среднезернистые пески с большим количеством плохоокатанной гальки, щебня. Мощность отложений – до 10 м.

Морской ундалювий (mvH). Отложения отмечены в северной части акватории. Пески, алевропелиты, с редкой галькой, гравием. Мощность – 5–10 м [22].

Морской флювиал (mfH). Отложения мощностью до 15 м выполняют подводные каналы рек Енисей, Пясины на шельфе. Представлены алевритами, алевропелитами, иногда с примесью песка, слоями растительного детрита, обломками древесины, пелитами. Пятна, гнезда и прослой гидротроилита.

Морской ундалювий и морской флювиал (mv, mfH). Отложения широко развиты на Карском мелководье. Пески, алевриты, алевропелиты, пелиты. Включения, примазки гидротроилита. Мощность – до 10 м.

Морской нефелюид (mnH) распространен на площадях акватории со спокойной гидродинамической обстановкой, выполняют замкнутые котловины на мелководье, также, в пределах площади листов S-44, 45, развиты в северной, более глубоководной, части шельфа. Пелиты, иногда с примесью алевропелита. Встречаются гнезда, пятна гидротроилита. Мощность осадков – 20–25 м [24].

Озерные отложения (IH) приурочены к берегам крупных озер и термокарстовым западинам. Мощность галечных озерных террас – до 5 м, оз. Надудотурку имеет три такие террасы, которые увязываются по высоте с речными голоценовыми террасами [26]. Термокарстовые западины выполнены алевритами, суглинками и супесями с прослоями растительного детрита и торфа. Их мощность, вероятно, не превышает 10 м.

Озерно-болотные отложения (I, plH) мощностью до 3 м приурочены к днищам котловин спущенных термокарстовых и остаточных озер. Они представлены торфами, слоистыми песчано-глинистыми отложениями мощностью в первые метры, с прослоями растительного детрита и торфа. Озерно-болотные отложения изучены на северном берегу о. Западный Каменный. Разрез сложен песками и супесями, с прослоями торфа и разбит

сеть полигонально-жильных льдов. Торфяной прослой в верхней части разреза был датирован радиоуглеродным методом, получено значение 1570 ± 80 лет. Одна из жил, оголовье которой находилось прямо под торфяным прослоем, была опробована для исследования изотопов кислорода. Измеренные значения изотопов $\delta^{18}\text{O}$ из образцов о. Западный Каменный [43] вписываются в диапазон изотопных характеристик, рассчитанных для данной географической долготы для времени МИС-1 [87].

Аллювиально-морские отложения (amH) распространены в дельте р. Пясины, заливе Минина, в приустьевых областях ряда крупных рек, где ими сложены косы, небольшие острова и терраса мощностью в первые метры. По составу это – в основном алевриты с прослоями супесей, растительного детрита, обломками древесины. Мощность отложений колеблется от 2 до 8 м.

Аллювиальные отложения (aH) слагают надпойменную террасу, пойму, русла ручьев и рек. Состав аллювия подчинен составу размываемых реками отложений. В горной части площади листа это в основном галечники и пески; на равнинах размерность материала меньше, здесь аллювий представлен песками, супесями, суглинками и алевритами. Аллювий слоистый содержит слои растительного детрита, торфа. Мощность аллювия первой террасы варьируется от 2–5 м для горных до 10–15 м для равнинных рек. По датировкам растительных остатков формирование первой террасы происходило от 10 до 6 тыс. лет назад. Мощность пойменного аллювия составляет 3–5 м, редко до 10 м, радиоуглеродные датировки показывают возраст формирования поймы – от 5 до 1 тыс. лет назад.

Верхнее–современное звенья нерасчлененные

К *нерасчлененным верхнеплейстоцен-голоценовым отложениям* относятся элювиальные, элювиально-десерпционные, десерпционные, коллювиально-десерпционные, десерпционно-солифлюкционные, делювиально-солифлюкционные и аллювиальные образования. Комплекс склоновых и водораздельных отложений широко развит в предгорьях, на возвышенностях и на островной суше, где практически полностью перекрывает мощным чехлом более древние образования. Чаще всего возраст этого комплекса не выходит за пределы позднего неоплейстоцена–голоцена.

Элювиальные отложения (eIII-H) относятся к подтипу криогенного элювия. Они образуют чехол на вершинах водоразделов и локальных возвышенностей, а также покрывают поверхность ряда мелких островов. Вследствие различной стойкости коренных пород к криогенному выветриванию отличается и размерность обломков. Так, крупноглыбовые развалы образованы эффузивными и интрузивными горными породами водоразделов и ряда островов, наименее же противостоят морозному выветриванию породы эффузивно-осадочной и угленосной толщ, которые формируют дресвяно-щепнистые развалы. Мощность элювиальных образований не превышает первых метров.

Элювиальные и десерпционные образования (e,drIII-H) покрывают часть поверхностей водоразделов, склоны средней крутизны, зача-

стую обрамляют отпрепарированные выступающие гребни, сложенные коренными породами. Как и в случае с элювием, размер крупной фракции варьируется и зависит от типа подстилающих горных пород. Мощность – до 5 м.

Десерпционные образования (drIII-H) развиты на пологих склонах. Представлены щебнисто-дресвяным обломочным материалом с песчано-супесчаным заполнителем. Мощность – до 4 м.

Коллювиальные и десерпционные образования (с,drIII-H) характерны для средней крутизны склонов. Представлены отломниками валунно-щебнистыми, валунниками щебнисто-дресвяными, щебнями, дресвяниками, их мощность достигает 1–6 м.

Десерпционные и солифлюкционные образования (dr,sIII-H) мощностью до 5 м представлены супесями и суглинками с дресвой, редким щебнем.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,sIII-H) развиты на пологих и средних по крутизне склонах. Представлены суглинками и супесями со щебнем и дресвой мощностью 1–5 м, иногда до 10 м.

Аллювиальные отложения (α^2 III-H) слагают вторую аккумулятивную надпойменную террасу в долинах р. Пясины, Пуры и их притоков. Она сложена песками и алевритами, включающими прослой торфа с обломками древесины, растительных остатков и детрита. Мощность – до 10 м. Отложения имеют позднесартанский–раннеголоценовый возраст, на площади прилегающего к изучаемой территории с востока листа S-46, из отложений этой террасы в низовьях р. Аятари получены радиоуглеродные датировки 9,5; 10,4; 10,8 тыс. лет [95].

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности дна акватории Карского моря листов S-44, 45 построена по данным гранулометрического, минералогического и петрографического анализа 188 проб, полученных с помощью дночерпателя в рейсах НИС «Фридьоф Нансен» в 2014–2015 гг. Использовались визуальные описания осадков, выполненные в рейсах, фотографии донно-каменного материала. Используются также данные Литологической карты поверхности морского дна из комплекта ГК-1000/2 листов S-44–46 [23].

Основные факторы седиментогенеза

Распределение современных отложений по поверхности морского дна контролируется системой факторов, важнейшими из которых являются рельеф дна, расстояние до источника поступления материала и его характер, климат, гидрологический режим бассейна.

В геоморфологическом отношении изученная площадь представляет собой пологонаклонную шельфовую равнину, постепенно погружающуюся на север–северо-запад, в сторону открытого бассейна. В пределах акватории располагается серия островов, являющихся объектами поступления осадочного материала и его перераспределения. На поверхности дна прослеживаются линейно вытянутые понижения – реликты древней речной сети, отдельные локальные понижения и подводные возвышенности, также влияющие на распределение осадков.

Источниками поступления терригенного материала в акваторию являются речной сток, волновая абразия и термоабразия берегов, ледовый разнос и размыв донных отложений подводными течениями.

Поскольку большая часть описываемой площади относится к прибрежной мелководной части Карского моря, возрастает роль таких источников поступления осадков, как вынос реками осадочного материала во взвешенном или растворенном состоянии; существенная часть осадков поступает в результате береговой абразии, хотя наличие ледового покрова значительную часть года снижает влияние волнового воздействия. По этой же причине эоловый снос и ледовый разнос не играют особой роли в поставке осадочного материала.

Главным поставщиком осадочного материала в море является р. Енисей. В целом речной сток (реки Енисей, Пясины и более мелкие реки Таймырского полуострова) поставляет 38,1 % всего терригенного материала, местные ис-

точники сноса (размыв дна на положительных формах рельефа) – 36,5 %, снос от абразии берегов – 12,4 %, материал ледового разноса (включая припайный и паковый лед) – 11 % (ГК-200/2).

Материал речного стока осаждается главным образом на границе река–море; продукты абразии и термоабразии берегов – в прибрежной мелководной зоне; продукты размыва локальных форм подводного рельефа – в основном во внутренних частях морей.

Суммарное направление движения вод в Карском море определяется соотношением постоянных, приливно-отливных и ветровых течений. Постоянные течения образуются в результате притока вод из Центрального Арктического бассейна и вод Баренцева моря, а также речного стока. Воды Баренцева моря поступают в южную часть Карского моря через проливы Карские ворота и Югорский шар. Теплые воды рек Обь и Енисей распространяются по акватории веерообразно. Часть этих вод, взаимодействуя с водами Карского моря, образует круговое течение, направленное против часовой стрелки, другая часть идет на север и северо-восток со скоростью 0,1–0,3 узла. Именно эта ветвь наиболее влиятельна на описываемой площади.

Следует отметить, что на характер седиментации основное влияние оказывают придонные течения, изученные значительно слабее приповерхностных, но, поскольку определенная связь этих типов течений несомненна, на литологической карте указаны направления и скорости приповерхностных течений [2].

Приливные течения в описываемом районе полусуточные, в открытом море – на юг, отливные – на север, в прибрежной зоне течений реверсивные и следуют вдоль береговой линии. Именно эти течения в наибольшей степени влияют на абразию берегов и прибрежного мелководья.

Гранулометрический состав донных осадков

Гранулометрический состав является наиболее информативным признаком, определяющим условия осадконакопления, а распределение гранулометрических фракций по акватории позволяет выявить закономерности их накопления.

Присутствие гравийной фракции в осадках отмечается примерно в 30 % проб, в основном в незначительных количествах (менее 10 %). Осадки с большим содержанием гравийной фракции составляют лишь 10 % всех проб. Концентрируются эти отложения локальными пятнами вблизи побережья Таймыра и в прибрежных приостровных участках дна.

Содержание песчаной фракции в количестве более 50 % наблюдается в основном в западной части площади листа и продолжается далее за рамкой, на листе S-43, севернее п-ова Гыдан. Приурочены эти осадки к междуречью прадолин Оби и Енисея. Осадки с преобладанием песчаной фракции концентрируются также вокруг островов и подводных поднятий шельфа Карского моря.

Осадки с преобладанием алевритовой фракции наблюдаются в относительно небольшом по площади распространения количестве (<10 %), концен-

трируясь вокруг устья р. Пясины, в районе шхер Минина, в незначительном количестве – вдоль западного побережья п-ова Таймыр, в южном подводном обрамлении островов Арктического Института на глубинах 10–30 м.

Наиболее широко по площади распространены осадки пелитовой фракции, которые занимают около 50 % дна акватории, причем значительную часть пелитового осадка составляют пелиты чистые, с содержанием пелитовых частиц более 85 %.

Моногранулярные осадки, состоящие на 75 % и более из одной фракции, представлены песками, алевритами, пелитами. Среди этих осадков выделяются моногранулярные чистые, содержание доминирующей фракции в которых превышает 85 %.

Моногранулярные песчаные осадки (П), в том числе и *пески чистые* (П^ч) развиты в пределах листа в западной его части, располагаясь отдельными разрозненными пятнами среди полей развития бигранулярных пелитовых песков. Осадки концентрируются вдоль береговой линии островов, а также на приподнятых участках морского дна глубиной менее 20 м. Такие же изолированные пятна моногранулярных песков, но меньшей площади, наблюдаются в центральной и северо-восточной частях площади, вокруг островов Арктического Института, Известий ЦИК и Каменные; небольшие чисто песчаные участки морского дна отмечаются вдоль береговой линии Таймырского полуострова и в небольшом от нее удалении.

В составе моногранулярных песков в виде примесей присутствуют алевритовая и пелитовая фракции, в меньшей степени – галечно-гравийная.

Алевриты (А) и *алевриты чистые* (А^ч) имеют весьма ограниченное распространение на изученной площади. Закартированы они вдоль восточного борта Енисейского залива полосой длиной примерно в 50 км, по данным предыдущих исследователей [23]. Чистые алевриты отмечены лишь на одном участке у северо-восточного основания п-ова Михайлова, где взята проба с содержанием 88,9 % алевритовой составляющей. В виде примесей присутствует пелит (8,6 %) и песок (2,5 %).

Пелиты (Пл) и *пелиты чистые* (Пл^ч) широко распространены на площади листа. Характерная особенность литологии дна изученной площади – широкое распространение *пелитов чистых*. Они протягиваются широкой полосой неправильных очертаний диагонально почти через всю площадь без привязки к определенным глубинам – нет их только на мелководье. Встречаются они также в виде изолированных пятен среди пелитов. В виде примесей среди чистых пелитов присутствуют алевритовые частицы в количестве, как правило, менее 10 % и незначительная песчаная составляющая (1–2 %).

Пелиты с содержанием частиц размерностью менее 0,01 мм в количестве 75–85 % прослеживаются в центре акватории, широкой полосой окаймляя острова Арктического Института в интервале глубин 49–50 м. Небольшие выходы их отмечаются и среди области развития пелитов чистых. В виде примеси в них присутствуют алевриты, меньше – песчаники.

Бигранулярные осадки сложены преобладающей фракцией в количестве от 50 до 75 %, дополняющей и сопутствующими фракциями – 25–50 %. Среди этой группы осадков выделены песчаные гравийно-галечные отложения; гра-

виюно-галечные, алевритовые, пелитовые пески; алевриты песчаные и пелитовые; пелиты песчаные и алевритовые.

Песчаные гравийно-галечные осадки (П(Г,Гр)) присутствуют на ограниченной площади вдоль побережья п-ова Таймыр либо вблизи крутых обрывистых берегов островов Плавниковых. Закартированы они по данным предыдущих исследователей [23].

Гравийно-галечные пески (Г,Гр)П тяготеют к тем же областям распространения, что и их более крупнозернистые соседи по гранулометрической шкале и осаждаются вдоль крутых подводных склонов материка и островов. В центральной части акватории гравийно-галечные отложения не наблюдаются. В качестве дополнительной фракции для данного вида осадков присутствуют пески, сопутствующей – алевриты.

Пески алевритовые (АП) и *пески пелитовые* (ПлП), в которых в качестве дополняющей фракции (от 25 до 50 %) присутствуют соответственно алевриты и пелиты, тяготеют к области распространения песков моногранулярных, часто замещая их фациально. Наблюдаются на мелководном обрамлении островов, материка и подводных возвышенностей. Пелитовые пески выполняют заметное пространство морского дна (около 20 %). Они протягиваются полосой шириной в 40–60 км вдоль западной рамки листа, продолжаясь на значительное расстояние в пределах площади соседнего листа (S-43).

Алевриты песчаные (ПА) и *алеериты пелитовые* (ПлА), являясь промежуточной разностью между песчаными и пелитовыми осадками, территориально также часто располагаются между этими типами отложений и связаны с ними фациальными переходами. Дополняющей фракцией для песчаных алевритов является пески, для пелитовых – пелиты, сопутствующие частицы – галька и гравий (единичные пробы). Песчаные алевриты тяготеют к береговой линии, пелитовые алевриты чаще встречаются на некотором удалении, хотя бывают и отклонения.

Пелиты песчаные (ППл) и *пелиты алевритовые* (АПл) характеризуются присутствием пелитовой фракции в количестве 50–75 %. Дополняющей фракцией являются соответственно пески и алевриты, сопутствующей (редко) – гравий и галька. Алевритовые пелиты выполняют значительную часть дна акватории, протягиваясь широкой полосой субмеридионального простирания с некоторым перерывом от Енисейского залива до северной рамки листа, охватывая различный диапазон глубин. Алевритовые пелиты также перекрывают значительную площадь дна акватории на северо-востоке листа. Песчаные пелиты распространены намного меньше, протягиваясь полосой шириной около 10 км в центре площади, окаймляя с юга область развития моногранулярных пелитов, а также в виде небольших пятен отмечаются среди различных типов осадков.

Осадки смешанного типа (миктиты), в которых присутствуют три гранулометрические фракции примерно в равных соотношениях (от 25 до 50 %), сопутствующих – до 25 %, имеют незначительное распространение на описываемой площади. Они прослеживаются в виде отдельных пятен или непротяженных полос по всей площади. На карте выделены следующие разновидности миктитов: пелито-алеерито-песчаный (ПлАП), алеврито-пелито-песчаный (АПлП), пелито-песчано-алееритовый (ПлПА), песчано-пелито-алееритовый

(ППлА), (галечно-гравийно)-песчано-пелитовый (Г,Гр)ППл), песчано-(галечно-гравийный)-пелитовый (П(Г,Гр)Пл), песчано-алевритопелитовый (ПАПл), алевритопесчано-пелитовый (АППл). Пространственно миктиты тяготеют к осадкам переходного типа (бигранулярным) и связаны с ними и между собой фаціальными переходами. Сортированность осадков низкая. Разности миктитов, содержащие преобладающее количество песка либо гравийно-галечного материала, тяготеют к прибрежным участкам дна либо к подводным возвышенностям. Миктиты с преобладающим количеством пелитовых частиц наблюдаются либо в относительно углубленных участках дна, либо внутри полей распространения моно- и бигранулярных пелитовых осадков.

Полимиктиты (Мг,гр) зафиксированы лишь на одном участке в виде полосы на северной периферии дельты р. Пясины, закартированной по данным предыдущих исследователей [23]. На этом участке, вероятно, происходит перемешивание осадков, выносимых р. Пясины, получаемых от размыва берегов и, возможно, от таяния припайных льдов.

Вещественно-генетические типы донных отложений

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала на описываемой площади можно выделить осадки терригенные, биогенно-терригенные (слабокарбонатные), хемогенно-терригенные и эдафогенные.

Терригенные осадки занимают подавляющую часть площади морского дна; на литологической карте особым знаком не выделяются. Это все отложения, образующиеся при разрушении пород суши под действием различных денудационных процессов, выноса их в акваторию и осадения на дне моря. В эту категорию попадает подавляющее большинство морских осадков описываемой площади, в том числе и те, которые включают в себя биогенную (раковины, детрит) и хемогенную (железо-марганцевые конкреции) составляющую, выделенные на карте отдельным знаком.

Эдафогенно-терригенные осадки формируются в районах, где отсутствуют или имеют малую мощность четвертичные отложения. Они образуются при размыве дочетвертичных пород на дне акватории, обычно на участках, где скорость подводных течений достигает наибольших значений, а скорость современной седиментации минимальна. На листах S-44, 45 эдафогенные осадки картируются на северо-востоке площади, где на поверхности дна, по данным сейсмоакустики, в рельефе отмечаются подводные выступы, а коренные отложения перекрыты весьма маломощным чехлом четвертичных осадков.

Палимпсестовые разности, возникающие при размыве и переотложении плейстоценовых отложений (морены), ввиду значительной мощности голоценовых осадков, однозначно на изученной площади выделить не удается.

Биогенно-терригенные (слабокарбонатные) осадки выделены условно на участках скопления раковин моллюсков и ракушечного детрита по полевым описаниям и полевым фотографиям донно-каменного материала из дночерпателя. Содержание биогенной составляющей не превышает 25%. Выделено

два участка с повышенным содержанием раковин и ракушечного детрита – на западе площади, в поле развития песков (на глубинах 25–27 м) и на северо-востоке, среди пелитовых осадков (на глубинах 35–40 м). Закономерность их распределения однозначно не проявляется.

Хемогенно-терригенные отложения представлены железо-марганцевыми конкрециями, располагающимися на поверхности дна. Для описываемой площади характерно довольно значительное по площади присутствие в донных отложениях железо-марганцевых конкреций в виде отдельных уплотненных лепешковидных форм либо псевдоморфоз по раковинам и обломкам коренных пород. Локализация железо-марганцевых конкреций в виде изолированных, но довольно крупных площадей позволяет выделить на литологической карте поля конкреций с высокой концентрацией, а также средней и низкой. Конкреции выделены примерно на четверти всей поверхности дна, отсутствуют они в южной части – в Енисейском заливе и примыкающей к нему с севера акватории. Подробная характеристика конкреций дана в гл. «Полезные ископаемые».

Литогеохимическая характеристика донных отложений

Донные осадки из поверхностного слоя (до 10 см), отобранные из 183 ковшовых проб, были проанализированы на 47 элементов методом приближенно-количественного спектрального анализа в центральной лаборатории СЗФ «Невскгеология» ФГУП «Урангео». Концентрации W, Hf, Ta, Sb, Bi, Cd, Jn, Se, Au, Hg, Tl, V, U, Th оказались ниже порога чувствительности анализа. Средние содержания остальных элементов приведены в табл. 7.

Геохимическими особенностями донных осадков описываемого района являются повышенные, по сравнению с кларковыми содержаниями в глинах, средние содержания Mo и Mn. Содержания остальных элементов близки к кларковым либо ниже кларковых. Распределение большинства микропримесей по площади равномерное.

В сравнении с фоновыми содержаниями на Западно-Арктическом шельфе [37] осадки характеризуются повышенными (в 1,5–2 раза) содержаниями Ni, Co, Zn. По сравнению с донными отложениями территории листов Т-45–48 [24], изученные осадки содержат больше Mn, Ni, Cr, Mo, Y и намного меньше As.

Распределение содержаний марганца по акватории неравномерное. Северо-восточная часть изученной территории характеризуется высокими средними содержаниями (1602 г/т) в сравнении со всей площадью листа. В этой части выделены два литохимических ореола: юго-восточнее островов Известий ЦИК со средним содержанием 2580 г/т и северо-восточнее островов Мона со средним содержанием Mn – 2275 г/т и Mo – 10 г/т. На станциях 109 и 124 в донных осадках определены аномальные содержания Mn (5000 г/т). Восточнее и южнее о. Сибирякова в Енисейском заливе среднее содержание Mn составляет 1360 г/т. Связи с полями развития железо-марганцевых конкреций не обнаружены.

Содержание элементов-примесей в донных осадках (г/т)

Элемент	Среднее содержание	Максимальное содержание	Кларковое содержание в глинах	Фоновое содержание на Западно-Арктическом шельфе [37]	Средние содержания в донных отложениях территории листов Т-45–48 [24]
Mn	911,82	5000	700	220	310
Ni	40,43	80	70	22	29
Co	16,79	40	19	8,2	21
Ti	2626,78	4000	4000		2200
V	84,95	200	150	103	107
Cr	77,38	200	90	70	45
Mo	2,70	30	1,5		1,2
Zr	71,29	200	200		67
Hf	-	20	5,9		
Nb	10	10	13,6		7
Cu	37,78	70	55	35	27
Pb	16,64	30	15	13	20
Ag	0,05	0,08	0,07		0,03
As	-	50	5		63
Zn	80	300	95	52	106
Sn	2,05	5	6		1,8
Ge	1,29	2	2,2		0,9
Ga	20,64	30	30		13
Be	1,63	2	3		
Sc	4,41	5	12		
La	-	30	35		
Y	19,56	30	26		9
Yb	2,11	3	2,5		
P	679,23	2000	610		
Li	39,40	70	55		63
Sr	188,70	300	260		
Ba	131,90	300	550		140

На карту вынесены донные станции с аномальными содержаниями: в двух пробах (донные станции 9, 51) установлены высокие содержания Zn – 300 г/т; в двух повышенные содержания Mo – 15 г/т (д. ст. 36) и 30 г/т (д. ст. 46); в одной пробе (д. ст. 138) аномальное содержание Hf – 20 г/т. В трех пробах (д. ст. 38, 53, 57) определены высокие содержания As (по 50 г/т) и еще в 15 пробах установлено присутствие мышьяка. Большая часть проб с мышьяком образует ореол между островами Диксон и Сибирякова и севернее о. Сибирякова.

В Енисейском заливе выделен комплексный ореол, где донные отложения содержат повышенные количества Mn (до 1021 г/т), V (111 г/т), Zn (163 г/т), P (1420 г/т).

Минеральный состав тяжелой фракции донных отложений

Для характеристики минерального состава тяжелой фракции донных отложений по всей площади были отобраны шлиховые пробы из ковшей (189 проб объемом 10 л каждая). Полный полуколичественный минералогический анализ выполнен Г. Н. Шнейдер (ФГУНПП «ПМГРЭ»), состав и содержания минералов тяжелой фракции шлихов приведены в базе данных.

Выход тяжелой фракции колеблется от 0,01 до 84,6 %. Для большей части поверхностных осадков характерны низкие содержания (менее 10 %) тяжелой фракции (рис. 9). Более высокие содержания наблюдаются вблизи берегов, в Енисейском заливе, где в основном приурочены к береговым склонам, прибрежным террасам и равнинам с песчаным и пелитово-песчаным составом осадков.

В составе минералов резко преобладают моноклинный пироксен, ильменит и гранат, широко распространены амфибол, магнетит, эпидот и др. Максимальные концентрации ильменита (40–55 %) наблюдаются в северной части; граната (35–60 %), ставролита (2–20 %), сфена (3–15 %) и кианита (1–2 %) на северо-востоке территории, у Берега Харитона Лаптева; пироксена (45–50 %) и амфибола (17–20 %) на юге, в Енисейском заливе. Второстепенные минералы (от 1 до 10 %) обычно представлены рутилом, сфеном, карбонатами, цирконом, кианитом, пиритом, лимонитом, гематитом, пирротинном. В одной пробе (Н-98-к), располагающейся севернее островов Арктического Института, содержание пирротина достигает 31 %.

На основании распределения в поверхностных осадках минералов тяжелой фракции выделены четыре минеральные ассоциации (рис. 9, табл. 8).

1. Пироксен-ильменитовая ассоциация с гранатом, амфиболом, эпидотом, магнетитом выделена в северо-западной части района. Ставролит, карбонатные минералы встречаются в незначительном количестве. Тяжелая фракция характеризуется наиболее переменным составом, по сути на этой площади находятся осадки с примесью всех нижеописанных ассоциаций.

2. Пироксен-гранат-ильменитовая, реже ильменит-гранатовая ассоциация со ставролитом распространена в северо-восточной части района. Характеризуется наибольшей зрелостью и плохой сортированностью.

3. Гранат-пироксен-ильменитовая ассоциация с амфиболом, эпидотом, магнетитом развита в центральной части и занимает большую часть территории.

4. Амфибол-ильменит-пироксеновая ассоциация с эпидотом, магнетитом, выделенная в Енисейском заливе и вдоль Берега Чичагова, характеризуется наименьшей зрелостью.

Вдоль южного обрамления о. Сибирякова и Берега Петра Чичагова на рис. 9 показаны области распространения наименее зрелых ($Kz < 2\%$) минеральных ассоциаций, что, по-видимому, связано с широким распространением пород основного состава триасового возраста.

Характеристика минеральных ассоциаций поверхностных осадков

	Рт.фр., %	Mt	Im	Gr	Ep	Px	Am	St	Ca	Zr	Ap	R	Kз
I – пироксен-ильменитовая													
min	0,03	5,0	10,0	1,0	ед.	3,0	2,0	ед.	ед.	зн.	ед.	ед.	2,7
max	16,7	15,0	50,0	30,0	15,0	35,0	15,0	зн.	зн.	8,0	2,0	2,0	100
среднее	3,2	9,7	33,0	11,8	8,6	22,6	7,4	зн.	зн.	3,3	1,2	1,1	18,35
II – пироксен-гранат-ильменитовая													
min	0,01	1,0	5,0	9,0	ед.	2,0	ед.	ед.	ед.	ед.	ед.	1,0	1,89
max	60,3	22,0	55,0	60,0	10,0	36,0	15,0	20,0	15,0	5,0	1,0	3,0	100
среднее	8,5	5,8	33,9	30,2	3,6	14,7	6,0	4,6	6,1	2,3	1,0	1,6	25,48
III – гранат-пироксен-ильменитовая													
min	0,01	зн.	10,0	6,0	ед.	1,0	1,0	ед.	ед.		ед.	ед.	1,33
max	62,0	22,0	55,0	36,0	13,0	50,0	20,0	5,0	15,0	8,0	3,0	5,0	100
среднее	6,0	7,6	31,2	15,9	5,7	27,8	8,0	2,0	6,2	3,1	1,2	1,4	14,31
IV – амфибол-ильменит-пироксеновая													
min	0,01	зн.	9,0	3,0	ед.	11,0	2,0	ед.	ед.	ед.	ед.	ед.	1,39
max	84,6	25,0	44,0	15,0	12,0	50,0	20,0	зн.	11,0	6,0	1,0	5,0	40
среднее	17,5	8,1	23,0	8,4	6,2	39,1	11,7	ед.	9,0	2,6	1,0	1,7	5,43

Примечание: Рт.фр – выход тяжелой фракции, Mt – магнетит, Im – ильменит, Gr – гранат, Ep – эпидот, Px – моноклинный пироксен, Am – амфибол, St – ставролит, Ca – карбонатные минералы, Zr – циркон, Ap – апатит, R – рутил, Kз – коэффициент зрелости.

Из минералов группы полезных ископаемых на карты вынесены: немасштабным знаком пробы с единичными зернами халькопирита, сфалерита, галенита, шеелита, касситерита, ортита, а также ореол и пробы с единичными знаками хромдиоксида. В 6 % шлиховых проб в тяжелой фракции отмечаются единичные псевдоморфозы пирита и пирротина по мелким раковинам, а в пробе Н-98-к, содержащей много пирротина, около 1 % таких псевдоморфоз.

В целом состав тяжелой фракции поверхностных отложений полностью согласуется с составом областей питания изученной территории.

МАГМАТИЗМ

Раздел составлен по материалам ГК-1000/2 [23], Легенды ТСЗ серии ГК-1000/3, отчета по незавершенной ГГС-200 на Хутудинской площади [109], листов ГК-200, отчета А. П. Романова по договорным работам с ПМГРЭ [120] и дополнен собственными данными по геологическому доизучению площади листов S-44, 45, проведенному в 2014–2015 гг. в рамках подготовки к изданию ГК-1000/3.

На площади листов, в соответствии с Легендой ТСЗ и полученными новыми данными, выделяются позднепротерозойские, палеозойские и мезозойские интрузивные комплексы. Приуроченность комплексов к тектономагматическим этапам развития и к геологическим районам (ГР) и площадям (ГП) приведена в табл. 9.

Изотопные исследования цирконов выполнены в ГЕОХИ (U-Pb, LAICPMS) и ВСЕГЕИ (U-Pb, SIMS SHRIMP), а породообразующих минералов (Ar/Ar) – в СО РАН. Минералогическая характеристика тяжелой фракции, отбор и описание цирконов для изотопных исследований выполнены минералогами Е. Л. Грузовой (ВСЕГЕИ) и Г. Н. Шнейдер (ПМГРЭ). Приближенно-количественный ЭСА, силикатный анализ и определения РЗЭ методом ИСП МС выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ–РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии данного возраста развиты на Мининско-Коломейцевской геологической площади Мининско-Большевицкого геологического района, где представлены позднерифейским гусинским габбро-диорит-гранитовым, вендскими чугунковским гранитовым, аттинским ортоамфиболитовым и харитоновским мигматит-плагиогранитовым комплексами, а также нерасчлененными позднерифейскими габбро и раннекембрийскими гранитоидами.

Гусинский комплекс габбро-диорит-гранитовый гипабиссальный ($v\text{-}\gamma\text{RF}_3g$) выделен А. Г. Коношенком по итогам нескольких маршрутов, выполненных в 1997–1999 гг. в районе горы Приметная в ходе ГГС-200 Хутудинской площади. Название дано по р. Гусиная, на правом берегу которой в ее нижнем течении от русла до горы Приметная располагается петротипический массив. Гранитоиды комплекса похожи на позднерифейские биотит-амфиболовые плагиограниты «островодужного комплекса Центрально-Таймырской зоны» В. А. Верниковского. Диориты и плагиогра-

ниты коррелируются с подобными породами позднерифейского чукчинского комплекса диоритов и гранитов В. Ф. Проскурнина.

Таблица 9

Схема геологического районирования интрузивных комплексов для площади листов S-44, 45 (ГР – геологические районы, ГП – геологические площади)

Киммерийский тектоно-магматический этап			
Карский геологический район		Южно-Бырангский ГР	
<i>Мининская ГП</i>		<i>Диксоновская ГП</i>	
vT? – нерасчлененные		χT_3^c – чичаговский	
$\gamma \delta T_{2-3}f$ – рыбнинский		$\xi T_{2-3}mu$ – моржово-убойнинский	
$\epsilon \beta T_{1-2}sg$ – скотт-гансеновский		$\gamma \lambda, \chi T_{2-3}up$ – устьясинский	
		$E \xi T_{2-3}lu$ – левоубойнинский	
Герцинский тектоно-магматический этап			
		σT_1bn – бинюдинский	
$v \beta T_1u$ – угрюминский		βT_1b – бырангский	
δP_3o – оленьинский		$\tau \beta P_3t$ – тарисеймитаринский	
$\gamma \delta C_3-P_1m$ – мининский		$v \beta P_1$ – нерасчлененные	
$\gamma C_{2-3}lt$ – ленивенско-толлевский			
γC_{1-2} – нерасчлененные			
Каледонский тектоно-магматический этап			
Северотаймыро-Североземельский ГР		Северо-Бырангский ГР	
<i>Известинская ГП</i>	<i>Хутудинско-Коломейцевская ГП</i>	<i>Пясино-Фаддеевская ГП</i>	<i>Тарейско-Бырангская ГП</i>
		$v \beta D_3d$ – дивнинский	
Байкальский тектоно-магматический этап			
$\epsilon \gamma C_1$ – нерасчлененные			
Мининско-Большевикский ГР		Шренк-Фаддеевский ГР	
<i>Мининско-Коломейцевская ГП</i>		<i>Мамонтовско-Лаптевская ГП</i>	<i>Колосовско-Дорожнинская ГП</i>
$\gamma V?h$ – харитоновский			
$v \sigma V?a$ – аттинский			
$\epsilon \gamma V_1^c$ – чугуновский			
$v RF_3$ – нерасчлененные			
$v-\gamma RF_3g$ – гусинский			

В состав комплекса ошибочно включался приметнинский шток, сложенный ультраосновными–основными породами, который Ю. Е. Погребницкий относил к позднепермской–раннетриасовой фазе трапповой формации, а Н. Н. Нагайцева – к среднепротерозойскому северо-бырангскому габбро-долеритовому комплексу.

В ходе полевых и камеральных работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 получены новые данные, позволяющие уточнить площадь развития, состав и возраст слагающих его пород. Во ВСЕГЕИ сделано петрографическое описание пород и пересчет петрохимических коэффициентов.

На ГК-1000/3 гусинский комплекс представлен массивом север–северо-восточного простирания шириной до 20 км и протяженностью около 30 км, прослеженный по фрагментарным выходам от низовьев р. Тревожная до нижнего течения р. Гусиная. В ходе работ по составлению ГК-1000/3 в гусинский комплекс было переведено располагающееся на данном участке тело гранитоидов, на ГК-1000/2 [23] относившееся к ленивенско-толлевскому комплексу. Площадь указанного тела была увеличена к западу за счет площади развития приметнинской толщи в связи с тем, что в нижнем течении р. Тревожная вместо указанной толщи оказались развиты метаморфиты тревожнинского комплекса и позднерифейские гранитоиды. В настоящей работе из состава комплекса исключен шток горы Приметная в связи с полученными данными определений изотопного возраста и малой степенью измененности пород штока по сравнению с прочими породами.

Восточный контакт массива с вмещающими мигматизированными породами тревожнинского комплекса извилистый, апофизообразный. Северный и южный контакты, предположительно, тектонические, а западная часть массива перекрыта вулканитами приметнинской толщи. Массив располагается в пределах южной части мощной положительной гравиметрической аномалии, свидетельствующей о близости кристаллического фундамента. В магнитном поле массив неоднороден – северная часть (нижнее течение р. Тревожная) слабомагнитна, а южная (нижнее течение р. Гусиная) характеризуется переменным магнитным полем с чередованием сильно- и слабомагнитных пород. Различия в характеристике магнитного поля хорошо согласуются с различиями в составе пород, слагающих северную и южную части массива.

В нижнем течении р. Тревожная (данные настоящих работ по подготовке ГК-1000/3), в 12,5 км вверх по течению от устья (т.н. 125), на правом берегу на расстоянии около 400 м (от русла и до водораздела) прослежены делювиально-элювиальные глыбовые развалы и коренные выходы серых однородных мелко-среднезернистых *гранодиоритов*. Среди элювия отмечаются высыпки кварца с медной зеленью.

Породы интенсивно изменены, а первичные минералы полностью разрушены. Сохранились реликты альбитизированного по периферии плагиоклаза, составляющие 45–50 % от объема породы, пространство между которыми выполнено новообразованным кварцем в виде мономинеральных мелкогранобластовых скоплений размером в несколько миллиметров. Темноцветные минералы (не более 10 %) представлены редкими ксеноморфными реликтами зерен низкотемпературной светло-голубовато-зеленой роговой обманки, чешуйками светлоокрашенного хлорита, скоплениями новообразованного буровато-светло-зеленого биотита (около 9 %) и редкими скоплениями мелкозернистого клиноцоизит-цоизита. По данным минералогического анализа, тяжелая фракция составляет около 4 % и в ее составе установлены (%) биотит (60 от веса тяжелой фракции), эпидот-цоизит (11), магнетит (12), ильменит (6), апатит (3), сфен (4), гранат (3), хлорит (1), а также отмечены пирит, гема-

тит, халькопирит и циркон. Структура – реликтовая гипидиоморфнозернистая, текстура – массивная. По силикатному составу породы выдержаны и отвечают низкокалиевым гранодиоритам нормальной щелочности натриевого типа (прил. 11, табл. 3, 4). Изотопный возраст 17 цирконов (проба 125-1) колеблется от 679 до 703 млн лет с максимумом в инт. 680–690 млн лет (среднее – 686 ± 13 млн лет). Установлены также по одному зерну с возрастaми 672, 706, 709, 713 и 737 млн лет. Изотопный (Ar/Ar) возраст плагиоклазов и слюд составляет 213 ± 13 и $305,2 \pm 4$ млн лет.

В 2 км ниже по течению от т.н. 125 на правом берегу среди эпидотизированных кварц-альбит-амфиболовых и серицитизированных биотит-альбит-кварцевых кристаллических сланцев тревожнинского комплекса отмечены элювий и коренные выходы (пятно площадью 100×250 м) гранитов светлых порфиroidных (гранит-порфиры?) с тонко-мелкозернистой основной массой. Вкрапленники сложены грубосдвойникованными плагиоклазами или их агрегатами, реже – кристаллами светло-зеленого амфибола. Основная масса тонкозернистая полевошпат-кварцевая. Наблюдаются биотитизация, эпидотизация, реже – оталькование по трещинкам, а также неравномерно рассеянные мелкие зерна эпидота в основной массе. Макроскопически отмечается неравномерная каолинизация. По химическому составу породы отвечают низкокалиевым гранитам нормальной щелочности натриевого типа (прил. 11, табл. 3, 4). Описанные породы, предположительно, слагают северную периферийную часть массива. Возраст пород, определенный аргон-аргоновым методом по биотиту (пр. 125-11), составляет $275,3 \pm 3,8$ млн лет, что отвечает времени формирования либо закрытия изотопной системы минерала (возраст биотитизации). Нужно отметить, что близкий возраст (289 ± 3 млн лет) по биотиту (Ar/Ar) имеют и кристаллические сланцы, вмещающие гранитоиды. Возраст цирконов из вмещающих сланцев (проба 125-10), определенный для 12 зерен, показал конкордантное значение 706 млн лет только для одного зерна, в то время как прочие отвечают интервалам 299–306 и 670–700 млн лет. Изотопный (Ar/Ar) возраст биотита составляет $289 \pm 3,1$ млн лет.

В юго-западной части обнажения, в урзе воды, отмечены щетки зеленоцветных пород, сложенные тонкозернистой эпидотизированной кварц-полевошпатовой массой с вкрапленниками хорошо образованных удлинённых кристаллов зеленого амфибола и лейст биотита. Порода, предположительно, относится к лампрофирам (малхит). По химическому составу (проба 125-13) отвечает низкокалиевым низкощелочным диоритам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 3). Соотношения с гранитоидами и возраст не установлены. Ниже по течению последовательно, но с перерывами в обнаженности, отмечены выходы очковых мигматизированных кристаллических сланцев тревожнинского метаморфического комплекса и, далее, метатерригенные породы стерлеговской толщи.

В нижнем течении р. Гусиная исследования пород гусинского комплекса проводились в ходе проведения незавершенной ГГС-200, а также при наших полевых и камеральных работах по подготовке к изданию ГК-1000/3.

По данным ГГС-200 [109], на участке от р. Гусиная до горы Приметная в составе комплекса (с учетом штока горы Приметная) были выделены четыре фазы внедрения: первая – троктолиты; вторая – габбро оливковые таксито-

вые, габбро, габбродолериты; третья – диориты и кварцевые диориты; четвертая – плагиограниты роговообманково-биотитовые аплитовидные и тоналиты. Для интрузивов характерно большое количество ксенолитов пород предыдущих фаз и вмещающих пород. Отмечалось ороговикование вулканитов приметнинской толщи в экзоконтактах габброидов вплоть до пироксенроговиковой фации, хотя непосредственных контактов не наблюдалось.

Судя по очертаниям развалов пород, диориты и плагиограниты слагают четковидные дайки длиной до первых сотен метров и мощностью до десятков метров. Выходы троктолитов по очертаниям отвечают штоку горы Приметная. То же относится и к габбро, выходы которого расположены ниже троктолитов на южных склонах горы. Жильные породы гусинского комплекса представлены габбро-порфиритами, габбродолеритами, диоритовыми порфиритами и спессартитами. Последние слагают две четковидные дайки субширотного простирания мощностью до 5 м и длиной до 50 м.

В породах сильно развиты аутометасоматические и зеленокаменные изменения, доходящие порой до исчезновения реликтов первичных структур и минералов. Характерные особенности пород комплекса – биотитроговообманковый состав гранитов, серицитизация кислых и цоизитизация основных плагиоклазов, уралитизация пироксенов, невыдержанность минерального состава с постепенными переходами, среднезернистые реликтовые структуры, массивные текстуры плагиогранитов и такситовые – габброидов. По химическому составу породы гусинского комплекса относятся к основным, средним и, реже, кислым породам нормального ряда с натриевым и калиево-натриевым типами щелочности. Диориты и габбро относятся к высокоглиноземистым, а плагиограниты – к весьма высокоглиноземистым породам. На графике распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ отмечено относительно последовательное обогащение ими от габбро к плагиогранитам; в плагиогранитах установлена слабо выраженная отрицательная, а в оливиновых габбро (гора Приметная) – положительная Eu-аномалия. Для большей части элементов-примесей характерны пониженные относительно кларков соответствующих пород содержания. Превышения кларковых содержаний примерно в 2 раза установлены только для Sc, Co в диоритах и для Cu, Cr, Co – в плагиогранитах.

Был сделан вывод о формировании изученных тел в гипабиссальной фации глубинности и залегании их у основания разреза вулканитов приметнинской толщи. Указывалось также, что в ряде случаев провести четкую границу между интрузивными породами гусинского комплекса и вулканическими породами приметнинской толщи практически невозможно. Отмечено, что гусинский комплекс обладает признаками таких островодужных формаций толеитовой (шток горы Приметная) и известково-щелочной генетических серий, как габбро-плагиогранитовая и габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовая. По мнению самих авторов отчета о незавершенной ГГС-200, троктолиты горы Приметная правильнее было бы отнести к отдельному комплексу габбро-анортозит-троктолитовой формации толеитовой генетической серии островных дуг. При геохронологических исследованиях U-Pb методом по циркону из плагиогранита в лаборатории ИГГД РАН получено значение возраста – $516 \pm 2,4$ млн лет. С учетом геологического строения сопредельных тер-

риторий, а также того, что эта датировка абсолютного возраста была единственной, возраст комплекса принимался условно протерозойским.

По данным наших работ по подготовке ГК-1000/3, в целом при исключении из рассмотрения собственно штока горы Приметная, результаты геологических наблюдений на участке от горы Приметная до р. Гусиная совпадают с данными ГГС-200. Были выполнены два субпараллельных пересечения (т. н. 22 и 230) по разрозненным элювиальным развалам и коренным выходам с продолжением пересечения от т.н. 22 до т.н. 130 на горе Приметная.

По северному пересечению (т.н. 22, 130) по аз. 90° на протяжении 2,3 км развиты преимущественно измененные габбро с разрозненными полосами диоритов, гнейсов и габбродиоритов, ориентированных в северо-восточном направлении. В инт. 440–540 м по аз. 20° прослежены развалы туфолав базальтового состава, занимающих кососекущее положение относительно элювиальных и коренных полос прочих пород. Непосредственные соотношения различных пород не установлены.

Габбро сложены амфиболлизированным клинопироксеном (30 %), псевдоморфозами хлорита и керсутита по оливину (1–2 %), реликтами сосюритизированного андезин-лабрадора ($Ап_{40-60}$), составляющим 25–30 %, а также гранобластовыми выделениями новообразованного плагиоклаза (35–40 %), представленного олигоклаз-альбитом, в интерстициях с которыми ассоциирует новообразованный кварц (3–5 %). Вторичные минералы представлены роговой обманкой, цоизит-клиноцоизитом, тальком, актинолитом, антофиллитом, хлоритом. В тяжелой фракции (от 20 до 30 % от веса породы) минералогическим анализом установлены (в порядке убывания): моноклинные пироксены, жадеит, эпидот, магнетит, моноклинные амфиболы, биотит, ромбический пироксен, а также ильменит, пирит, гематит, рутил, апатит и циркон. Структура пород гипидиоморфнозернистая, наложенная гранобластовая, текстура – массивная. По силикатному анализу (прил. 11, табл. 3, 4) породы относятся к основным умереннокалиевым породам нормальной щелочности, семейству габбро-базальта. По содержаниям щелочей габбро умереннокалиевые, с натриевым типом щелочности.

Для двух проб габбро были выполнены изотопные (U/Pb) исследования (LAICPMS) цирконов с целью определения возраста пород. В пробе 22-11 (оливиновое габбро) цирконы представлены относительно крупными (0,1–0,25 мм) бледно-розовыми обломками неясного габитуса. Все 20 исследованных цирконов показали конкордантные значения возраста в инт. 676–694 млн лет (17 шт.) с максимумами 682 и 692 ± 11 млн лет, а также по одному зерну с возрастом 663, 697, 706 млн лет. В пробе 130-6 (метагаббро) цирконы бесцветные до розоватых, мелкие (0,05–0,1 мм) имеют очертания кристаллов гиацитинового и изометричного типов. Исследования 18 цирконов дали конкордантные значения в интервалах $679-683 \pm 11$ (4 шт.) и $695-702 \pm 11$ (9 шт.) млн лет, а также по одному зерну со значениями 667, 673, 708, 709, 715 млн лет. Цирконы (12 шт. из 20) из этой же пробы, исследованные в Австралии (SIMS SHRIMP), имеют конкордантные возрасты в инт. 682–687 и 694–696 и по одному зерну с возрастом 703 и 706 млн лет. Возраст (Ar/Ar) биотита – 281 ± 12 млн лет.

Диориты (проба 22-10) представляют собой интенсивно измененную мезократовую породу с тонкими трещинами, выполненными эпидотом. Структура гипидиоморфнозернистая, диоритовая, наложенная порфиروبластовая; текстура – массивная. Меланократовые минералы протолита представлены субпризматическими зернами роговой обманки (15 %) размером до 0,6–1,5 мм по длинной оси, плеохроирующей в буровато-зеленых – светлых, зеленовато-фисташковых тонах. Полевые шпаты (65 %) интенсивно пелитизированы. Среди них доминирует (55 %) сосюритизированный полисинтетически сдвойникованный призматически-таблитчатый плагиоклаз, а также присутствует ксеноморфный окварцованный ортоклаз (до 10 %). В интерстициях между полевыми шпатами расположен волнисто-угасающий кварц, иногда перекристаллизованный с формированием зубчато ограненных мелких зерен. Среди вторичных меланократовых минералов доминирует хлорит (по клинопироксену?), формирующий порфиробласты размером до 0,6–1,5 мм с включениями титанита, апатита, эпидота. По данным минералогического анализа, в тяжелой фракции, составляющей 5 % от породы, установлены моноклинный амфибол (37 %), магнетит и его сростания (44 %), ильменит (13 %), хлорит (3 %), жадеит (2 %), а также пирит, циркон и единичные знаки ставролита, эпидота, сфена, апатита. Силикатный состав породы отвечает нормальнощелочному умереннокалиевому диориту с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 3, 4). По данным изотопных исследований 20 цирконов, возраст 17 из них укладывается в интервал от 691 до 701 млн лет (среднее 69 ± 13 млн лет). Для двух зерен получен возраст 708 млн лет и для одного – 681 млн лет. Цирконы – кристаллы гиаинтового типа слабожелтоватые до бесцветных, размером 0,15–0,3 мм.

По южному пересечению (т.н. 230) по аз. 120° на протяжении 1,1 км прослежено практически единое тело однородных *габбродиоритов*, рассланцованных и полосчатых (азимут падения 135° угол 60°) в инт. 0–80 м. Судя по присутствию включений рассланцованных пород на протяжении еще 140 м, имеем дело с довольно пологой кровлей. Далее, с большими пропусками в обнаженности, отмечаются только крупноглыбовые развалы (курумники) массивных мелко-среднезернистых габбродиоритов. Фрагмент аналогичных пород был также прослежен и по северному пересечению в инт. 600–700 м от т.н. 22. Породы сложены моноклинным пироксеном, амфиболом, нацело (до черноты) измененными плагиоклазами и кварцем (до 5 %), занимающим интерстиции между породообразующими минералами. По силикатному составу породы отвечают умереннокалиевым, нормальнощелочным габбродиоритам (прил. 11, табл. 3). Нужно отметить меньшую степень измененности по сравнению с габбро и диоритами. В пробе 230-7 при изотопных (U/Pb) исследованиях цирконов конкордантные значения возраста в инт. 690–694 млн лет были получены для 7 зерен из 10. Еще 3 циркона имеют возраст 672, 699 и 700 млн лет.

В сходных породах из коренных выходов в устьевой части р. Гусиная (проба 139-1) при изотопных исследованиях цирконов конкордантные значения возраста были получены для 6 зерен из 10 и составили 681, 1468, 1815, 1872, 2559, 2651 млн лет.

В 6 км выше по течению от т.н. 230 в правом борту реки вскрыты выходы *гранодиоритов*, образующих «бараньи лбы» высотой до 5 м и площадью око-

ло 10 × 50 м (т.н. 231). Глыбовая отдельность сформирована по двум субвертикальным (простирание 150 и 245°) и одной наклонной (падение по азимуту 120° под углом 65°) плоскостям. С восточной стороны в нижней части обнажения породы катаклазированы, интенсивно эпидотизированы и превращены в глинистую (монтмориллонитовую) кору выветривания светло-зеленого цвета. Неизменные породы (проба 231-1) имеют гипидиоморфнозернистую структуру и массивную текстуру. Лейкократовые минералы представлены зональным андезином (50%), сосюритизированным в центральной части; ксеноморфным калиевым полевым шпатом (8–12%), представленным ортоклазом, ортоклаз-пертитом, микроклином, выполняющими интерстиции между плагиоклазами; скоплениями (до 10%) гранобластового кварца. Меланократовые минералы, составляющие порядка 25% объема, представлены редкими таблитчато-призматическими зернами интенсивно амфиболизованного клинопироксена (2–3%), чешуйками биотита (13–15%), плеохроирующего в темно-буровато-зеленых – светло-фисташковых тонах, ксеноморфными и субпризматическими зернами роговой обманки (5–7%), плеохроирующей в синева-зеленых – фисташковых тонах. Зерна меланократовых минералов резорбированы и в центральной части, и по их периферии. Для многих зерен роговой обманки типичны изометричные вроски кварца. В тяжелой фракции (5% от породы) содержатся: моноклинный амфибол (59%); биотит (19%); магнетит (18%); сфен (3%); моноклинный пироксен, цоизит и циркон (по 0,3%); апатит (0,1%), а также единичные зерна пирита и гематита. Цирконы – розоватые кристаллы изометричного, копьевидного, гиацинтового типов размером 0,1–0,2 мм. По силикатному составу породы относятся к нормальным умереннокалиевым тоналитам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 3, 4). Проведенные изотопные исследования 42 цирконов (проба 231-1) для 39 зерен дали преимущественный возраст от 680 до 695 с максимумами 681 и 689 ± 13 млн лет. Четыре зерна имеют возраст 704–707 и по одному циркону 664, 677, 697, 718 и 805 млн лет. Возраст (Ar/Ar) биотита из пробы 231-1 неоднозначен со ступенями отжига у 729, 700, 630 и 350 млн лет.

Юго-восточная часть выходов сложена крупнозернистыми катаклазированными, интенсивно окварцованными породами с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой, а также с наложенной порфирокластовой очковой структурой и сланцевато-линзовидной текстурой. Порода сложена порфирокластами реликтовых минералов – андезина (15%), ортоклаза (15%), роговой обманки (5–8%) и биотита (12–15%), сохранившихся в новообразованной сланцеватой мелкозернистой кварцевой ткани с удлинёнными ориентированными зернами клиноцоизит-эпидота (4–6%). Акцессорные минералы представлены клиновидным сфеном, столбчатым и игольчатым апатитом. В тяжелой фракции, составляющей около 7% от веса породы, резко преобладает амфибол (87%), дополненный небольшими количествами биотита и магнетита (по 6–7%). Десятые доли процента составляют пироксен, сфен и апатит. Отмечены зерна биотита и циркона. По силикатному составу породы относятся к нормально-щелочным умереннокалиевым диоритам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 3, 4). Изотопные исследования 30 цирконов (проба 231-2) дают возраст, сконцентрированный

в инт. 675–695 (максимум у 687 ± 13) млн лет, а также по одному зерну с возрастaми 649, 668 и 725 млн лет.

Еще выше по течению (т.н. 23 в 5 км от т.н. 231) по правому берегу р. Гусиная развиты коренные выходы и элювий *диоритов с участками лейкократовых пород*. Сходные с т.н. 23 среднезернистые амфибол-биотитовые диориты обнажены также в 4 км выше по течению (т.н. 24) на правом и левом берегах. Породы имеют диоритовую структуру с элементами гранобластовой и массивную текстуру с элементами линейной. Породы сложены таблитчато-призматическим плагиоклазом (An_{33-42}), составляющим 63–70 %, кварцем (5–6 %) с реликтами ортоклаза(?) и скоплениями эпидот-цоизита, буровато-зеленым биотитом (13–15 %), синевато-зеленой роговой обманкой (7–10 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, а также цирконом и сфеном в чешуйках биотита. Силикатный состав отвечает умереннокалиевому нормально-щелочному габбродиорит-диориту с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 3, 4). Изотопный возраст 40 цирконов (проба 24-2) колеблется в инт. 674–698 с пиками около 676, 680–684, и 687–690 млн лет. Отмечены по одному зерну с возрастaми 669, 670 и 705 млн лет. Определенный в СО РАН по биотиту изотопный (Ar/Ar) возраст пород (проба 23-1) составляет 351 ± 28 млн лет с дополнительными ступенями отжига в инт. 620–630 и 560–580 млн лет. В урезе воды отмечено пересечение диоритов дайкой долерито-базальтов (проба 24-1) угрюминского комплекса (возраст по Ar/Ar 253 ± 13 млн лет).

Лейкократовые участки (т. н. 23) представлены среднезернистыми интенсивно окварцованными и мусковитизированными диоритами с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. В породе наблюдаются реликты таблитчатого плагиоклаза (40–45 %) с обилием пойкилобластов клиноцоизита и серицита, ксеноморфного ортоклаза (5–10 %), округло-изометричного ортоклаз-пертита (1–2 %). Меланократовые минералы полностью разложены. Основная масса породы представлена мелкозернистым гранобластовым кварцем (45 %) с пятнистыми скоплениями мусковита (4–5 %) или клиноцоизит-эпидота (5–6 %). Из акцессорных минералов отмечены циркон, апатит и сфен. Тяжелая фракция лейкогранитов составляет 0,25 % от веса породы и состоит из эпидота (62 %), агрегатов кварц-альбит-серицита (22 %), биотита (9 %), сфена (1,4 %). В десятых долях процента присутствуют ортит, апатит, циркон, турмалин, цоизит, пирит, гематит. Отмечены единичные зерна торита и галенита. По химическому составу порода отвечает низкощелочному лейкограниту с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 3, 4). Изотопный возраст 20 цирконов (проба 23-2) колеблется в инт. $685-706 \pm 11$ с пиками около 685 и 699 млн лет. Для трех зерен получены возрастa 651, 668, 670 млн лет и для одного 745 млн лет. Возраст слюды (Ar/Ar) составляет $272,8 \pm 2,6$ млн лет.

Завершая описание пород, отнесенных к гусинскому комплексу, необходимо отметить, что все они нормально-щелочные с натриевым типом щелочности. По невысоким содержаниям РЗЭ (прил. 11, табл. 5), слабодифференцированным соотношениям легких и тяжелых лантанидов породы в целом сходны между собой и с графиком для корового вещества (прил. 12, рис. 1). Для пробы 22-10 из габбро характерен положительный пик Nd. Возраст всех

исследованных пород отвечает концу позднего рифея (инт. 675–705 млн лет). Наиболее узкие возрастные интервалы характерны для диоритов под горой Приметная (690–700 млн лет) и для гранодиоритов (680–690 млн лет) как на р. Тревожная, так и на р. Гусиная. Прочие породы характеризуются более растянутыми временными интервалами: 670–700 – габбродиориты и 680–710 – лейкограниты. Для габбро отмечены и тот, и другой интервалы. Отсутствие наблюдений по соотношениям пород и разобщенность их выходов не позволяют однозначно выделить фазы формирования массива, а также не исключают наличие не единого массива, а нескольких мелких и различных по составу, но близких по возрасту тел. Возраст наложенной биотитизации колеблется от 272 до 305 млн лет.

В соответствии с полученными изотопными датировками возраст комплекса принимается позднерифейским.

К нерасчлененным позднерифейским габбро (vRF_3) отнесены интрузии метагабброидов на о. Маркгам и в северной части п-ова Соревнований.

Остров Маркгам (т.н. 188) практически полностью сложен однородными массивными мелко-среднезернистыми темно-серыми габбродолеритами, внедренными в приметнинскую(?) толщу, фрагменты которой сохранились в береговых обрывах.

В нижнем ярусе интрузии на отдельных участках отмечается плитчатая (азимут падения 70° , угол 65°), а иногда мелкоглыбовая остроугольная отдельность. Контакт с вмещающими породами резкий, контактовое воздействие практически отсутствует. Во вмещающих породах и по контактам отмечаются мощные кварцевые жилы. Породы в западной части обнажения сложены мелкотаблитчатыми серицитизированными плагиоклазами (60–65%), хлоритизированным амфиболом желто-зеленым (30–35%) и зернистым резорбированным кварцем (5%) в виде гнезд размером до 1 мм. В эндоконтакте породы тонкозернистые, содержат отчетливые вкрапленники полностью измененных темноцветных минералов с петельчатым строением и реликты грубо сдвойникованных плагиоклазов в тонкозернистой эпидот-амфиболовой основной массе. В центральной части обнажения отмечен изолированный выход более свежих пород, сложенных моноклинными и ромбическими пироксенами и серицитизированным плагиоклазом. По химическому составу (прил. 11, табл. 6) породы интрузии отвечают переходным от умереннощелочных к нормальным габбродиоритам (центральные части) и габбро (периферия) высоко- или умереннокалиевым с калиево-натриевым, а также переходным от натриевого к калиево-натриевому типом щелочности. Изотопные (Ar/Ar) определения возраста по валу составляют $425,5 \pm 5$ (проба 188-9) и $396,9 \pm 3,9$ (проба 188-12) млн лет, причем в последнем случае плато на диаграмме отвечает 80% выделившегося аргона.

Верхний ярус (т.н. 188а) интрузии (уступ, выработанный на высоте 10–12 м) сложен сходными мелко-среднезернистыми однородными габбро с куполовидной грубой отдельностью (по 0,5–1 м), разбитой серией секущих трещин. Кварцевых жил и реликтов вмещающих пород на этом уровне не отмечено.

Выделенные из пробы 188а акцессорные цирконы по данным изотопных (U/Pb) исследований имеют конкордантный позднерифейский возраст. Из 15 цирконов половина (8 шт.) относится к инт. 650–673 (среднее 664 ± 16) млн лет. Остальные 7 зерен имеют возрасты 616, 632, 638, 640, 682, 684, 686 млн лет.

Северо-восточная часть обнажения сложена зеленоцветными сильно измененными эруптивными брекчиями основного состава, отделенными от интрузии зоной брекчирования и окварцевания с азимутом падения 170° , угол 40° . По контакту развиты слюды, хлорит. Породы нацело эпидотизированы и хлоритизированы. По химическому составу (прил. 11, табл. 6) отвечают умереннокалиевым базальтам, промежуточным между нормально- и умереннощелочными с натриевым типом щелочности. Выделенные из тяжелой фракции цирконы (проба 188-1) имеют позднекаменноугольный – раннепермский изотопный возраст ($289\text{--}300 \pm 8$ млн лет).

Полуостров Соревнований (т.н. 189). Северо-западный берег (мыс Приметный) данного полуострова сложен коренными выходами зеленоцветных габбро высотой 2–3 м. Характерна пластовая отдельность под углом 75° по азимуту 70° и дополнительная (по 0,5–0,7 м) с азимутом падения 210° под углом 30° . Наблюдается пересечение зеленоцветных габбро свежими темно-серыми габбродолеритами. Зеленоцветные габбро на контакте осветлены, эпидотизированы на расстоянии до 0,2 м. Азимут падения контакта 15° , угол $65\text{--}70^\circ$. В молодых габбродолеритах отмечаются примазки медной зелени по плоскостям отдельности, а в протолочке установлены мелкие знаки самородной меди. Относительно более древние породы внешне, а также по петрографической характеристике и силикатному составу сходны с интрузией о. Маркгам, отвечая нормально-щелочным габбро с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 6). Более молодые породы отличаются более кислым составом, отвечая габбродиоритам, сходным с породами центральной, наиболее раскристаллизованной, части интрузии о. Маркгам. На спайдер-диаграмме содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, пробы с о. Маркгам близки друг к другу (прил. 12, рис. 1), а вот проба 189-4 из относительно молодой дайки отличается от прочих повышенными содержаниями РЗЭ и сходна с габбро гусинского комплекса как содержаниями, так и наличием максимума Nd. Изотопный (Ar/Ar) возраст пробы 189-4, по заключению А. В. Травина, отвечает 227 ± 18 млн лет (нижнее плато с 20 % выделившегося аргона на ступенчатой диаграмме отжига).

Небольшой **остров Еж** (т.н. 187), расположенный к юго-западу от п-ова Соревнований, представляет собой вытянутый в западно-северо-западном направлении гребень с более низкими скальными выходами к югу и северу. С юго-западной стороны обращает на себя внимание пологая крупноволнистая поверхность скалы с простиранием «волн» к северу–северо-востоку. На острове Еж удалось опробовать только пологие скалы, сложенные зеленоцветными диабазовыми порфиритами (кристаллокластические туфы?). В породах сохранились единичные вкрапленники амфиболитизированного моноклинного пироксена размером до 2–3 мм и зонального плагиоклаза в альбит-эпидотовой тонкозернистой массе. Породы последовательно пересечены жилками кварца и кальцита. По силикатному составу отвечают базальт-андезиобазальтам, но характеризуются низким (0,3 %) содержанием щелочей,

что связано, очевидно, с сильной измененностью пород (прил. 11, табл. 6). Изотопный конкордантный (7 из 10 зерен) возраст цирконов, определенный во ВСЕГЕИ (U-Pb, SIMS SHRIMP), очень пестрый и составляет 294, 334, 565, 1363, 1631, 1930, 2200 млн лет. Судя по присутствию молодых цирконов, не исключен и более молодой (не рифейский) возраст исследованных пород. Характерно также полное внешнее сходство (пологоволнистый купол с гребнем по оси) строения о. Еж с о. Долгий из Пясинского залива, где интрузии относятся к позднему палеозою.

Общими чертами всех описанных выше интрузий является их приуроченность к метаморфитам тревожинского комплекса, либо пространственная близость к вулканитам приметнинской толщи. Характерными чертами являются сильная измененность пород и преимущественно калиево-натриевый тип щелочности.

Предлагаемый позднерифейский возраст требует уточнения.

Чугунковский комплекс щелочных и умереннощелочных гранитов ($\epsilon\gamma V_1\delta$) выделен А. Г. Коношенком и А. А. Устиновым в 1997–1999 гг. в ходе незавершенной ГГС-200 Хутудинской площади. Название дается по бух. Чугунок, находящейся в проливе Ленинградцев, южнее п-ова Воронцова. Ранее комплекс был отнесен С. А. Гулиным, к предположительно, архейскому интрузивному комплексу огнейсованных лейкократовых биотитовых гранитов. Петротипом чугуновского комплекса является одноименный интрузивный массив, протягивающийся в восток–северо-восточном направлении на 16 км от пролива Ленинградцев до юго-восточного побережья бух. Михайлова и расположенный на площади листов S-44, 45 [111].

По данным ГГС-200 [109], контакты массива с вмещающими породами преимущественно тектонические. Для пород, слагающих массив, характерны линейные текстуры. Породы комплекса представлены умереннощелочными двуполевошпатовыми и щелочно-полевошпатовыми гранитами биотит-гастингситовыми первой фазы, щелочными щелочно-полевошпатовыми и микроклин-альбитовыми гранитами рибекит-эгириновыми второй фазы, щелочными микроклин-альбитовыми лейкогранитами эгириновыми и щелочными аляскитами эгириновыми третьей фазы. В составе комплекса известны также дайки щелочных аплитовидных лейкогранитов и умереннощелочных гранит-аплитов, альбититов.

Интрузии чугуновского комплекса прорывают метаморфические образования и в свою очередь пересекаются малыми телами мусковитизированных гранитов и лейкогранитов еремеевско-бирулинского комплекса.

Главная петрохимическая особенность большей части проб – пониженные содержания глинозема (11–14 %) при сумме щелочей 8–9 %. Геохимически породы комплекса легко распознаются по высоким содержаниям TR, Zr, Nb и пониженным, в сравнении с другими гранитоидами, содержаниям Sr. По всем имеющимся данным, чугуновский комплекс относится к щелочно-гранитовой формации.

Изотопное датирование было выполнено по щелочному микроклин-альбитовому лейкограниту рибекит-эгириновому второй фазы комплекса U-Pb методом по цирконам в лаборатории ИГД РАН. Возраст определен по верхнему пересечению конкордии с дискордией, полученной для исходных и

подвергнутых аэроабразивной обработке цирконов. В заключении о результатах изотопного датирования сказано: «Исследованный циркон ... обладает морфологическими характеристиками циркона магматического генезиса, и, следовательно, есть все основания принимать значение возраста $584,4 \pm 7,8$ млн лет в качестве достоверной оценки времени образования этих пород». Результаты исследований не позволяли датировать его точнее, чем протерозойским возрастом.

В ходе наших работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 породы чугуновского комплекса опробованы на локальном участке петротипической площади – на **северо-восточном берегу бух. Чугунок**.

В т.н. 193 в невысоких (1–1,5 м) береговых обрывах и на пляже обнажены коренные выходы разгнейсованных светлых гранитоидов. Гранитная природа пород прослеживается только на плоскостях, перпендикулярных отдельности с простиранием 340° , по которой породы разбиты на субвертикальные плиты мощностью по 0,3–0,5 м. Кроме вертикальной, наблюдается пологая отдельность с азимутом падения 160° , угол 25° , а также и более крутая – 335° , угол 65° . По двум наклонным отдельностям породы интенсивно разгнейсованы.

Гранитоиды пересечены маломощными жилами аплитов (до 10–20 см) и пегматитов (по 5–10 см) различной ориентировки, а также содержат неправильной формы выделения пегматитов кварц-полевошпатового состава. Контакты с вмещающими породами на данном участке не зафиксированы. В элювиально-делювиальных высыпках на склонах и береговом валу бухты присутствует неокатанный щебень неороговикованных осадочных пород, сходных с песчаниками и алевролитами стерлеговской толщи из разреза по р. Ленивая. Водораздел между бухтами Чугунок и Перевалочная сложен альбитизированными и грейзенизированными мелкозернистыми лейкогранитами. Из всех разновидностей пород отобраны пробы для уточнения состава и возраста.

Основная разновидность пород – *амфибол-биотитовые катаклазированные граниты*, которые имеют гипидиоморфнозернистую структуру и полосчатую текстуру за счет ориентированного расположения скоплений амфиболов и сложены кварцем, плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами в равных соотношениях (примерно по 30%). Биотит и амфибол содержатся в количестве, совместно не превышающем 10%. Из аксессуарных минералов зафиксированы сфен (до 1%), эпидот, единичные зерна апатита и относительно крупных призматически-дипирамидальных кристаллов циркона. По химическому составу породы относятся к умереннощелочным высококалийным гранитам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 7). Характерной чертой является высокое содержание легких лантанидов при ярко выраженной отрицательной аномалии Eu (прил. 12, рис. 2). Изотопный возраст 15 цирконов из основной разновидности гранитов отвечает значениям от 579 до 602 млн лет, причем для 9 зерен сконцентрирован в инт. 590–596 (среднее $590,9 \pm 16$) млн лет, что хорошо согласуется с имеющейся датировкой в 584 млн лет, по данным ГГС-200.

Аплиты представлены умереннощелочными лейкогранитами, сложенными кварцем (35–40%) и ксеноморфными полевыми шпатами (плагиоклазы и калиевые полевые шпаты в равных соотношениях). Из цветных минералов при-

сутствуют реликты амфиболов (3–5 %) и незначительное количество (менее 1 %) зеленого хлоритизированного биотита. По амфиболом развиваются агрегаты сфена и титаномагнетита. Аксессуары представлены единичными очень мелкими зернами апатита, локализованного в кварце и двумя генерациями цирконов – относительно крупных (до 0,2 мм), сходных с таковыми в гранитах, и очень мелких призматических кристаллов в отдельных зернах калиевого полевого шпата. Для крупных цирконов характерна зональность и темные внешние зоны. Силикатный состав аплитов отвечает умереннощелочным лейкогранитам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 7).

Конкордантный возраст цирконов из лейкогранитов (12 шт. из 18) отвечает преимущественно раннему венду – концу рифея (7 зерен в инт. 550–637 ± 15 с максимумом около 590 млн лет) с примесью силурийско-девонских (415 и 434 ± 10 млн лет) и раннекаменноугольных (331 и 359 млн лет) значений. Возможно, пегматит-аплиты сформировались в карбоне, что согласуется с возрастом еремеевско-бирулинского комплекса на листах Т-45–48.

В соответствии с результатами определений изотопного возраста, чугуновский комплекс уверенно датируется ранним вендом.

Аттинский комплекс ортоамфиболитовый ($v\sigma V?a$) выделен Н. Н. Нагайцевой и Т. Г. Говердовской с петротипом на р. Атта. Впервые образования комплекса были описаны Н. П. Аникеевым под названием друзитовой формации метагабброидов. М. Г. Равич считал породы комплекса древнейшими магматическими образованиями Таймыра. Перидотиты в составе комплекса обнаружены впервые Р. Ш. Залялеевым в 1976 г. в бассейне р. Ленивая. Протерозойский возраст комплекса определялся на основании тесной парагенетической связи с тревожнинским комплексом. Возраст наиболее интенсивного метаморфического преобразования датируется Rb-Sr-Ar методами как позднепалеозойский [111].

Петротипический массив, расположенный в пределах описываемой площади, имеет вид вытянутого в субмеридиональном направлении тела размерами 2–3 × 10 км. Судя по аналитическим данным (прил. 11, табл. 8), в петротипическом массиве интрузии представлены: 1) пироксенитами типа вебстеритов; 2) меланогабброидами, подразделяющимися на троктолиты, оливиновые габбро, габбро-анортозиты; 3) габбро-норитами; 4) умереннощелочными диоритами. В целом по особенностям состава ассоциация рассматриваемых пород наиболее близка к меланогабброидам, пространственно связанным с интрузивами дунит-перидотитового состава, включаемыми в офиолитовые комплексы [23].

На смежном листе S-46 было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из трех образцов ортоамфиболитов аттинского комплекса.

По результатам U-Pb датирования для ядерной части цирконов ортоамфиболитов с мыса Скалистый (203002 и 203002/4) получен конкордантный возраст 318 ± 2 млн лет, а для оболочек – 306 ± 2 млн лет. В пробе ортоамфиболитов с р. Малая Толевая (204054) для ядерной части цирконов получен конкордантный возраст 307 ± 2 млн лет, для оболочек – 294 ± 2 млн лет. Общий возрастной интервал формирования ортоамфиболитов, как метаморфических пород, составляет 294–318 млн лет. По данным гафний-неодимовой изотоп-

ной систематики, модельный возраст отделения вещества от деплетированной мантии (возраст основного протолита) составляет около 700 млн лет.

По заключению авторов записки к листу S-46, по особенностям состава ассоциация рассматриваемых пород наиболее близка к меланогабброидам, пространственно связанным с интрузивами перидотит-пироксенит-габброноритового состава, в которых цирконы магматического происхождения даже в неизменных породах достаточно редки. Залегание в плагиогнейсово-амфиболитовом тревожнинском комплексе, согласная деформированность и один уровень метаморфизма, близкие геохимические параметры пород могут свидетельствовать об одновременном их формировании в тыловом бассейне островной дуги, отложения которого впоследствии были собраны в аккреционной (коллизиионной) призме.

Возраст атгинского комплекса авторами листа первоначально был принят как средне-позднекаменноугольный, но впоследствии был условно изменен на вендский (несколько моложе рифей-вендского тревожнинского комплекса) с выводом о необходимости дальнейшего изучения рассматриваемых образований совместно с метаморфитами тревожнинского комплекса [35].

Харитоновский комплекс мигматит-гранитовый ($\gamma V?h$), развитый в северо-западной части Таймырского полуострова, выделен Ю. И. Захаровым. Изучением его занимались А. М. Даминова, М. Г. Равич, Л. А. Чайка, Л. В. Махлаев, В. В. Беззубцев, В. А. Верниковский и др. В составе комплекса выделяются мигматиты, теньевые биотитовые и роговообманковые граниты, гнейсовидные мусковитизированные граниты (реоморфические), метаморфогенные пегматиты. В объяснительной записке к ГК-1000/2 отмечаются взаимопереходы теньевых и мусковитизированных гранитоидов. Пространственное распределение тел контролируется гранито-гнейсовыми купольными структурами. Контакты с вмещающими породами постепенные. Внутреннее строение тел неоднородно, что обусловлено обилием неравномерно переработанных скиалитов. Состав гранитоидов меняется от гранитов до гранодиоритов и кварцевых диоритов. По химическому составу они относятся к высокоглиноземистым породам нормального ряда калиево-натриевой серии с отклонением в низко- и умереннощелочной ряд. Становление харитоновского мигматит-гранитового комплекса сопровождалось образованием многочисленных жил метаморфогенных керамических пегматитов.

О возрасте рассматриваемых гранитоидов нет единого мнения. Многие исследователи (А. М. Даминова, Ю. Е. Погребницкий, С. А. Гулин, В. В. Беззубцев, В. А. Верниковский и др.) относят их к активизационно-коллизиионным образованиям позднего палеозоя. Значения изотопных определений возраста гранитоидов харитоновского комплекса, определенные различными методами, были неоднозначны (от 180–290 К-Аг методом и до 2400 U-Pb методом) и недостаточны для обоснования возраста [111].

На смежной площади листа S-46 для определения возраста гранитоидов харитоновского комплекса и верхнего предела метаморфизма было выполнено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из образца гнейсовидных катаклазированных мусковитизированных гранитов. Был изучен возраст 16 цирконов, в которых 12 замеров выполнено из оболочек, а 11 – из центральных частей зерен. Замеры из темных оболочек образовали группу с конкор-

дантным возрастом 378 ± 2 млн лет, из центральных частей – группу с возрастными пиками 559 и 665 млн лет и единичными значениями 912 ± 13 , $1050 \pm 7,2$, 1609 ± 16 млн лет.

На описываемой площади отмечены несколько мелких (от 5 до 20 км²) интрузий харитоновского комплекса, локализованных среди метаморфических пород тревожинского комплекса. Новые материалы по характеристике комплекса на площади листов S-44, 45 в ходе подготовки их к изданию не получены.

Возраст гранитоидов принят условно вендским, что было оформлено дополнением к серийной легенде по листу S-46 [35].

Нерасчлененные раннекембрийские интрузии умереннощелочных лейкогранитов ($\epsilon\gamma\epsilon_1$). На площади листов S-44, 45 к настоящему времени установлена единственная небольшая интрузия раннепалеозойского возраста, зафиксированная в ходе настоящих работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 в пределах Хутудинско-Коломейцевской геологической площади Северотаймыро-Североземельского геологического района.

На юго-восточном берегу о. Длинный (острова Челльмана) в коренном залегании в виде низких береговых обрывов обнажены светлые разгнейсованные породы с крупными (до 0,5 м) включениями более меланократовых пород. Светлые породы, диагностированные в поле как аплиты, сложены изометричными разноразмерными зернами кварца (до 50–60 %) и калиевыми полевыми шпатами двух генераций – крупными, иногда деформированными нерешетчатыми (10–15 %) и более поздними мелкими изометричными решетчатыми (15–20 %). Отмечаются скопления, реже крупные пластины биотита (до 5 %) и единичные зерна плагиоклазов. В породах присутствуют единичные округлые, реже – неправильной формы, зерна ставролита. По химическому составу породы отвечают высококалиевым умереннощелочным лейкогранитам с калиевым типом щелочности (SiO_2 – 77,2 %, TiO_2 – 0,15 %, Al_2O_3 – 12,5 %, Fe_2O_3 – 0,3 %, FeO – 1 %, MnO – 0,01 %, MgO – 0,12 %, CaO – 0,45 %, Na_2O – 2,16 %, K_2O – 6,31 %, P_2O_5 – 0,05 %). Содержания (г/т) редкоземельных элементов близки к содержаниям в чугуновских гранитоидах (La – 40,3, Ce – 85,6, Pr – 10,1, Nd – 40,4, Sm – 8,06, Eu – 0,85, Gd – 6,45, Tb – 0,74, Dy – 3,75, Ho – 0,67, Er – 1,6, Tm – 0,18, Yb – 0,95, Lu – 0,15).

По всем характеристикам, раннекембрийские лейкограниты сходны с породами чугуновского комплекса (прил. 11, табл. 7; прил. 12, рис. 2).

Выделенные из лейкогранитов (проба 179-2) 10 мелких зерен (0,05–0,1 мм) розовых цирконов гиацитного и призматического габитуса имеют конкордантный изотопный (U-Pb) возраст (ЦИИ ВСЕГЕИ, SIMS SHRIMP), отвечающий раннему кембрию (516–530 млн лет при среднем значении 523 ± 2). Необходимо отметить, что это первая находка пород с раннекембрийским возрастом, объясняющая присутствие раннекембрийских детритовых цирконов в раннепалеозойских терригенных толщах. Темноцветные включения в лейкогранитах (проба 179-1) отвечают амфибол-биотитовым монцодиоритам и имеют позднепермский–раннетриасовый возраст в соответствии с изотопным возрастом цирконов, составляющим 247–257 млн лет. Отмечаются также секущие дайки аплитов (проба 179-5) ранне-среднекаменноугольного возраста (316–323 млн лет) и изолированный выход обохренных

аплитов (проба 179-5) с изотопным (U/Pb) пермским ($291 \pm 2 - 5$ шт.; 25 ± 2 млн лет) возрастом цирконов.

На наш взгляд, не исключена мигматитовая природа описанных образований, где в качестве исходных пород выступают раннекембрийские, преобразованные в ходе пермско-триасового щелочного метасоматоза.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии данного возраста представлены дивнинским габбродолеритовым комплексом позднедевонского возраста, выделенным на Пясино-Фаддеевской геологической площади Северо-Бырангского геологического района.

Дивнинский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta D_3d$) гипабиссальный выделен впервые по предложению А. П. Романова при составлении ГК-1000/3 на лист S-46. Название дано по руч. Дивный, одному из притоков р. Угрюмая. Ранее породы комплекса были включены в состав угрюминского раннетриасового габбродолеритового комплекса, выделенного В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГК-200 Таймырской серии в 1997 г. [110].

Состав, геологическое положение, степень изменения пород и соотношения пород дивнинского комплекса с оливиновыми долеритами собственно угрюминского комплекса позволяют выделить их в самостоятельный таксон дополнением к Легенде ТСЗ [35]. По данным исследований пород на листе S-46, состав и характер изменений пород дивнинского комплекса отличаются от их аналогов триасового возраста и сходны с конго-диабазами Сибирской платформы. По сравнению с остальными фанерозойскими базитами, развитыми в пределах листа S-46, они характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (49–53 мас. %), повышенной железистостью (10–14 мас. %), низкой магнезиальностью (6–9 мас. %) и субщелочным характером при резком преобладании натрия ($Na_2O/K_2O = 5,5-8,5$).

По данным ГС-200 [109], дайки и пластовые интрузии долеритов и лейкотрахидолеритов слагают пояс шириной до 1 км, протягивающийся в восток–северо-восточном направлении от Птичьих островов (Пясинский залив), которые почти целиком сложены ими, по Синею гряде в верховья руч. Средний Громкий. Они пересекают карбонатно-сланцевые отложения ордовик-силурійского возраста и устьепясинской свиты.

Дайковый пояс приурочен к слабоконтрастной линейной отрицательной аномалии (ΔT)_a и зоне градиента силы тяжести. На МАКС дайки долеритов хорошо дешифрируются на Синею гряде, где они образуют останцы высотой до 10 м.

Мощность даек колеблется от первых метров до первых десятков метров, протяженность – до 1 км. Контакты даек с вмещающими осадочными породами обнажены редко. Судя по одиночным наблюдениям, контакты четкие, по морфологии отвечают плоским и слабоволнистым трещинам скальвания. Мощности зон ороговикования достигают первых метров. В них широко развиты прожилки с кварцем, пренитом, карбонатом и небольшим количеством хлорита и рудных минералов. В эндоконтактах наблюдается закалка.

Долериты имеют серый, зеленовато-серый цвет, мелко-среднезернистую офитовую с элементами пойкилоофитовой и габбровой структуру, массивную текстуру. Они имеют следующий минеральный состав: реликты плагиоклаза (45–60 %), авгит (35–45 %), реликты биотита (3 %), реликты титаномагнетита (1–5 %), кварц (2–5 %), калишпат (0,5–2 %). Нормативный состав плагиоклаза, определенный по результатам химического анализа, отвечает лабораторию № 51–64. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, рутилом, апатитом, пирротином, ильменитом, халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, галенитом.

Плагиоклаз замещен глинистыми минералами или агрегатом глинистых минералов, гидросерицита, альбита. По авгиту развивается вторичный амфибол, близкий к роговой обманке, титаномагнетит лейкоксенизирован, биотит полностью замещен хлоритом. Спорадически встречаются выделения серпентина размером в первые миллиметры – это, предположительно, результат замещения ромбического пироксена или оливина.

Лейкотрахидолериты слагают маломощные, слабо раскристаллизованные дайки темно-серо-зеленого до темно-зеленого цвета. Они имеют пироксен-порфиновую структуру с мелкозернистой долеритовой основной массой, переходящей в гипидиоморфнозернистую.

Лейкотрахидолериты имеют следующий минеральный состав (%): авгит – 3–5, реликты биотита – 5–10, реликты плагиоклаза – 60–70, калишпат – 10–12, рудные (в основном титаномагнетит) – 3–5, апатит – 1–2, кварц – до 0,5. Наблюдавшиеся вторичные изменения – замещение биотита агрегатом хлорита, карбоната и эпидота, плагиоклаза – агрегатом гидросерицита, эпидота и альбита, пелитизация калишпата. Определить номер плагиоклаза в шлифах не удастся из-за сильных изменений; нормативный состав, определенный по результатам химического анализа, имеют олигоклаз № 20–26.

Долериты отвечают калиево-натриевому и натриевому типам щелочности нормального ряда, толеитовой серии, а лейкотрахидолериты – калиево-натриевому типу субщелочного ряда. Соотношение K_2O и Na_2O с TiO_2 в лейкотрахидолеритах близко к соотношениям в гавайитовых сериях окраинно-континентальных поясов. Объединение в один комплекс долеритов и лейкотрахидолеритов несет долю условности и основано, кроме типа щелочности, на петрографических особенностях, позволяющих предполагать генетическую близость (характерная структура, сходный минеральный состав, а также сходство эпигенетических изменений). По отсутствию пород, промежуточных по составу между долеритами и лейкотрахидолеритами, можно предположить, что внедрение пород комплекса происходило в две фазы.

В долеритах отмечаются пониженные в 2–3 раза относительно кларковых для базитов содержания Rb, Nb, Th, Cu, Pb, Ni, Cr; стабильно повышенные содержания каких-либо микроэлементов не обнаружены. В лейкотрахидолеритах – пониженные в 3 раза и более содержания Cu, Ni, Cr и повышенные в 1,5–2 раза содержания Ba, U, Be. По кривым распределения нормированных по хондриту содержаний лантаноидов обнаруживается обогащение лейкотрахидолеритов в сравнении с долеритами легкими лантаноидами (La, Ce, Pr, Nd) и обеднение – тяжелыми (Dy – Lu). Eu-аномалия не выражена, зато есть слабая положительная аномалия иттербия.

Плотность долеритов составляет $2,99 \text{ г/см}^3$. Среднее значение магнитной восприимчивости долеритов составляет 11×10^{-5} ед. СИ, лейкотрахидолеритов (одно измерение) – 796×10^{-5} ед. СИ.

По петрографическим особенностям описываемые породы близки к оливин-базальтовой формации эпиплатформенных рифтовых зон. На дискриминационной диаграмме В. В. Бочкарева для субщелочных базальтоидов фигуративные точки лейкотрахидолеритов попадают в поле надсубдукционных геодинамических обстановок, занимая положение между шошонитовыми и гавайитовыми ассоциациями окраинно-континентальных поясов.

Для двух проб долеритов (437 и 9010-1 – острова Птичьи и побережье напротив них) в ИГГД РАН были получены изотопные датировки U-Pb методом для пары апатит–циркон, отвечающие возрасту около 300 млн лет для пробы 437 и около 400 млн лет для пробы 9010-1. В связи со значительными допущениями (малое количество и морфологически различные цирконы, высокая концентрация урана) были проведены дополнительные исследования пробы 9010-1, заключающиеся в использовании Sm-Nd метода (вал, пироксен и плагиоклаз). На изохронном графике все три фигуративные точки, соответствующие валу, пироксену и плагиоклазу, аппроксимируются одной прямой с параметрами: $T = 263 \pm 42$ млн лет, $\epsilon\text{Nd}(0) = 1,6$, СКВО = 0,11. В пределах погрешности полученный возраст соответствует возрасту пермо-триасовой толщи Средней Сибири. Вряд ли подобное совпадение является случайным. В свете полученного результата данные U-Pb метода совершенно определенно отражают наличие в пробе ксеногенных акцессорных минералов (циркона и апатита).

Необходимо отметить, что интрузии, относимые предположительно к дивнинскому комплексу на листах S-44, 45, рассматривались на ГГС-200 в составе тарисеймитаринского комплекса позднепермского возраста, являющимся комагматичным по отношению к позднепермским трахибазальтам сырдасайского поля.

К сожалению, собственные данные в ходе подготовки к изданию ГК-1000/3 нами не получены. В нашем распоряжении имелась всего одна проба (S-4561), представленная А. П. Романовым и отобранная там же, где проба 9010-1, результаты исследования которой описаны выше. Порода по химическому составу относится к умереннокалиевому габбро нормального ряда с переходным к калиево-натриевому типу щелочности (прил. 11, табл. 9). Полученные результаты Ag/Ag датирования по амфиболу неоднозначны: отвечают 362 ± 46 млн лет для исходной пробы и 492 ± 19 – для обогащенной. Возраст биотита отвечает 430 ± 38 млн лет.

К дивнинскому комплексу могут быть отнесены интрузии островов Долгие и северо-востока о. Расторгуева в Пясинском заливе, приуроченные к Пясино-Фаддеевской ГП. На северо-восточной оконечности о. Расторгуева (т.н. 268) зафиксированы коренные скальные выходы мелкозернистых серых долеритов с блоковой отдельностью. Долериты образуют гряды северо-восточного (50°) простирания шириной до 30 м и высотой около 5 м. Южнее гряды в 50 м в контакте с полосчатыми окварцованными известняками описаны массивные мелкозернистые темно-серые долериты с биотитом. Контакт с вмещающими породами резкий, волнисто-изгибающийся, погружается под

углом 70° по азимуту 195° . В 20 м к востоку установлен контакт блоковых и массивных долеритов с элементами залегания 166° , угол 65° . Гряда северо-восточного простирания сложена мелкозернистыми сильно измененными породами, состоящими из плохо различимых амфиболизированных пироксенов. Бесцветный амфибол образует сноповидные агрегаты, реже – индивидуальные зерна с тонкими иголочками. Массивные долериты в приконтактовой части слабо раскристаллизованы, на 50–60 % состоят из «перистых» кристаллов плагиоклаза, в интерстициях между которыми располагается стекло (пироксены?), нацело замещенное агрегатом слюд и амфиболов. В центральной части порода относительно свежая с чистыми шестоватыми плагиоклазами (55–60 %) и моноклинными пироксенами, частично замещенными агрегатами амфибол-хлорит-эпидотового состава. По химическому составу породы сходны (прил. 11, табл. 9), относятся к низко-умереннокалиевым габбро с натриевым типом щелочности. Проба из массивных долеритов отличается несколько меньшим содержанием щелочей. Изотопный (Ar/Ar, вал) возраст пробы 268-3 с о. Расторгуева определен как $394,5 \pm 5,8$ с хорошим плато (65 % выделившегося Ar) на диаграмме отжига.

На северо-западном берегу о. Пляжевый (т.н. 195) зафиксирована согласная интрузия (силл?) темно-серых мелкозернистых долеритов видимой мощностью около 6 м. Контакт с вмещающими породами резкий, падает под углом 25° по азимуту 225° . Структура пород микродолеритовая, плагиоклазы и пироксены свежие. Изотопный (Ar/Ar, пироксен) возраст пробы 195-10 определен как $292,5 \pm 10,7$ с хорошим плато (87 % выделившегося Ar) на диаграмме отжига.

На северо-западном берегу о. Долгий (т.н. 269) коренные скальные выходы протяженностью более 300 м и высотой до 10 м сложены сильно трещиноватыми средне-мелкозернистыми долеритами, сходными с долеритами о. Пляжевый.

Магнитная восприимчивость пород не превышает $1-3 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Северная гряда островов из-за волнения моря оказалась недоступной для высадки и пришлось ограничиться только визуальными наблюдениями с борта СВП «Хивус». Остров Купол, на который высадиться не удалось, сложен интрузией массивных долеритов. Особенностью северного берега острова является пологонаклонная грубоволнистая поверхность, пересеченная суб-вертикальным гребнем, что очень напоминает о. Еж, описанный в разд. «Нерасчлененные позднерифейские габбро».

В соответствии с дополнением к Легенде ТСЗ по листу S-46, позднедевонский возраст интрузий дивнинского комплекса принимается по геологическим данным и определяется их приуроченностью к отложениям не моложе устьясинской свиты.

Противоречивость определений изотопного возраста и сходство пород по химизму (прил. 11, табл. 9) и содержаниям РЗЭ (прил. 12, рис. 3) с породами угрюминского комплекса заставляет считать, что комплекс требует дополнительных исследований.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии данного возраста присутствуют как в Карском, так и в Южно-Бырангском геологических районах.

Карский геологический район

Мининская геологическая площадь

На Мининской геологической площади интрузии сосредоточены в пределах Карского сводового поднятия, где представлены нерасчлененными ранне-среднекаменноугольными гранитами, а также ленивенско-толлевским мигматит-гранитовым средне-позднекаменноугольным, мининским гранодиоритовым позднекаменноугольным–раннепермским, оленьинским гранитовым позднепермским комплексами.

Нерасчлененные интрузии гранитов ($\gamma_{C_{1-2}}$) и умереннощелочных лейкогранитов ($\epsilon\gamma_{C_{1-2}}$) ранне-среднекаменноугольного возраста зафиксированы на островах Рингнес, Гранитный, Кравкова (острова Мона), Челльмана. Подразделение предлагается впервые в связи с новыми данными, полученными в ходе наших работ по составлению ГК-1000/3.

В полевом сезоне 2015 г. удалось посетить **о. Рингнес**, сложенный светлыми биотитовыми среднезернистыми однородными гранитами (т.н. 67, 180, 181), пересеченными дайками аплитов и мелкозернистых лейкогранитов.

Судя по визуальным наблюдениям с борта корабля, теми же гранитами сложены острова Гранитный и Кравкова (острова Мона), представляющие собой отпрепарированную полого-волнистую кровлю гранитных интрузий. На некоторых участках в гранитах прослеживается матрацевидная отдельность.

Основная разновидность пород восточной части о. Рингнес представлена крупнозернистыми биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами с массивной текстурой и гранитовой структурой. Породы сложены кварцем (20 %), плагиоклазами (35 %), калиевыми полевыми шпатами (35 %) и биотитом (10 %). Плагиоклазы зональные, иногда тонкосдвойникованные, в центральных частях серицитизированные. Калиевые полевые шпаты представлены двумя генерациями – ранние нерешетчатые и более поздние решетчатые. На контактах с кварцем отмечаются мirmekиты. По биотиту иногда развиваются мусковит и хлорит. В плагиоклазах и биотите встречаются неправильные выделения эпидота. Акцессорные минералы представлены апатитом (в биотите) и тремя разновидностями цирконов – очень мелкие зерна в кварце, в биотите (с плеохроичными двориками) и крупные зерна в калиевых полевых шпатах. По химическому составу породы относятся к гранитам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 10). На юго-восточном окончании острова породы по составу отвечают умереннощелочным гранодиоритам (прил. 11, табл. 10, проба 67-1).

Секущие жилыные тела северного простирания мощностью от 0,2 до 1 м сложены мелкозернистыми лейкократовыми породами, состоящими из калиевых полевых шпатов (50–55 %), кварца (30–35 %), плагиоклазов (5–10 %) и мусковита (5–10 %). Отмечается биотит, по которому развиваются мусковит

и, реже, хлорит. В калиевых полевых шпатах изредка присутствуют микропегматитовые срастания. Плагиоклазы – неясно-зональные, с периферии замещаются мусковитом и калиевым полевым шпатом. Текстура – массивная, структуры – гипидиоморфнозернистая и аплитовая. Химический состав отвечает умереннощелочным лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 10).

Для определения изотопного (U/Pb) возраста гранитов были отобраны 18 цирконов (проба 180-1), из которых конкордантный возраст был получен для 12 зерен. Одно зерно имеет возраст 541 млн лет, а остальные – от 317 до 319 (5 шт.) и от 321 до 328 (6 шт.) млн лет (конец раннего карбона). В пробе 180-2 из маломощных лейкогранитов для 20 зерен цирконов было получено 9 конкордантных значений, составляющих 312, 318–324 (4 шт.), 339, 540, 561, 655 млн лет. В пробе 180-3 из более мощной жилы лейкогранитов возраст цирконов пестрый (от 255 до 614 млн лет) и преимущественно дискордантный.

На ГК-1000/2 [23] массивы островов Мона относились к позднепермскому раннетриасовому колумбийскому комплексу.

На о. Длинный (острова Челльмана) среди реликтов вмещающих сланцев ленивенской серии зафиксирована дайка светлых умереннощелочных лейкогранитов (проба 179-5), сходная по силикатному составу, петрографической характеристике и содержаниям РЗЭ с дайками о. Рингнес (прил. 11, табл. 10; прил. 12, рис. 4). Изотопный (U/Pb) конкордантный возраст имеют 5 цирконов из 10, и отвечает он инт. 316–323 млн лет.

Описываемые интрузии сходны по составу и возрасту с двуслюдяными гранитами ранне-среднекаменноугольного еремеевско-бирулинского комплекса, развитого на арх. Норденшельда и на побережье п-ова Таймыр к югу от архипелага (листы Т-45–48), но в связи с удаленностью от петротипа интрузии островов Мона и дайки о. Длинный отнесены к нерасчлененным ранне-среднекаменноугольным.

Ленивенско-толлевский комплекс гранитовый (γC_{2-3lt}) на площади листов S-44, 45 представлен западной частью массива на правобережье р. Ленивая севернее Главного Таймырского разлома. Восточная часть массива расположена на смежном листе S-46, где комплекс представлен еще несколькими массивами. Мелкие тела гранитоидов комплекса выделены на мысе Пацинко (бух. Воскресенского). Описание комплекса приводится по материалам объяснительной записки к листу S-46 [35].

Комплекс впервые был выделен Ю. И. Захаровым. Интрузии этого комплекса образуют автохтонные массивы, развитые преимущественно в породах ленивенской серии венда и тревожнинском метаморфическом комплексе. В свою очередь они рассекаются гранитоидами еремеевско-бирулинского и гранодиоритами колумбийского комплексов каменноугольно-раннепермского возраста.

Гранитоидные тела характеризуются неправильной формой, конкордантным и конформным залеганием и вытянутостью в целом в северо-восточном направлении. Характер контактовых поверхностей массивов зазубренно-апофизный, послойно-инъекционный с широким ореолом мигматитов. Для гранитоидов типичны гнейсовидные текстуры, порфиробластические структуры с реликтами гипидиоморфнозернистой. Основной разновидностью

являются серые меланократовые мусковитизированные биотитовые (двуслюдяные) граниты, реже гранодиориты.

В составе жильно-дайковой фации выделяются дайки и жилы неполнодифференцированных биотит-мусковитовых пегматитов, пегматоидных и аплитовидных гранитов, биотитовых аплитов нескольких генераций. Большая часть пегматитов рассматриваемого типа может быть отнесена к магматогенно-метаморфогенному классу, отвечающему по своим особенностям перемещенным магматогенным пегматитам. С этими образованиями связан Толлевско-Каменский мусковит-пегматитовый потенциальный рудный узел. К этому же комплексу отнесены дайки лампрофиров ($\chi_{C_{2-3}lt}$) – керсантитов в каньоне р. Коломейцева среди флишоидных отложений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации и характеризующихся тем же возрастом по циркону, что и гранитоиды ленивенско-толлевского комплекса.

Основной минеральный состав гранитоидов определяется наличием плагиоклаза, кварца, биотита и порфиробласт микроклина, мусковита. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, реже сфеном, титаномагнетитом, рутилом.

Петрохимические показатели гранитов, гранодиоритов, лейкогранитов свидетельствуют о принадлежности их к нормальному и умереннощелочному щелочноземельному ряду калиево-натриевой серии с равным относительным количеством Na_2O и K_2O . Лампрофиры близки по химическому составу умеренноглиноземистым монцодиоритам, кварцевым сиенитам, керсантитам калиево-натриевого типа щелочности.

Спектры распределения РЗЭ пород ленивенско-толлевского комплекса характеризуются относительной выдержанностью и пологим наклоном без ярко выраженных пиков по Eu. Горные породы комплекса демонстрируют значительное геохимическое сходство в целом при более высоком уровне РЗЭ в лампрофирах. Вероятный субстрат формирования метаморфогенно-анатектического комплекса представлял собой вулканогенно-осадочную толщу основного-среднего состава и главным механизмом было метаморфогенное перераспределение вещества, доходившее до частичного плавления.

О возрасте гранитоидов ленивенско-толлевского комплекса не было единого мнения. Многие исследователи (А. М. Даминова, Ю. Е. Погребницкий, С. А. Гулин, В. А. Верниковский, В. В. Беззубцев и др.), полагаясь на результаты определений К-Аг методом, связывали образование рассматриваемых интрузий с позднепалеозойским этапом развития региона. В Легенде ТСЗ был принят позднерифейский возраст пород комплекса.

Для определения возраста формирования гранитоидов и лампрофиров ленивенско-толлевского комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из порфиробластических двуслюдяных гранитогнейсов и двуслюдяного гранитогнейса мыса Дубинского, образующих лейкосомы в амфиболитах тревожнинского метаморфического и аттинского интрузивного комплексов, из биотитовых гранодиоритов р. Малая Толевая, из биотитовых гнейсовидных гранодиоритов левобережья верховьев р. Коломейцева и из двух образцов лампрофиров.

Общий возрастной интервал формирования цирконов гранитоидов и лампрофиров ленивенско-толлевского комплекса составляет 298–322 млн лет,

в оторочках – 281, 288 (ранняя пермь) и 212 (поздний триас) млн лет. Последние датировки отвечают возрасту внедрения гранитоидов коломейцевского и сиенитов беспамятнинского комплексов. Возраст ленивенско-толлевского комплекса на основании конкордантных датировок в 301, 303, 311, 309, 310 и 318 млн лет принимается условно как среднепозднекаменноугольный (в среднем 308 млн лет).

На листах S-44, 45, по нашим данным, к ленивенско-толлевскому комплексу, возможно, относятся умереннощелочные диориты и граниты *мысы Пацинко восточного побережья бух. Воскресенского*. Но характер спайдер-диаграммы (прил. 12, рис. 5) отличается от описываемых по листу S-46 значительным накоплением легких лантанидов и минимумом по Eu, чем сходен с нерасчлененными раннекаменноугольными гранитами. Изотопный (U/Pb) возраст цирконов из проб 119-2 и 119-13 отвечает преобладанию значений 301–308 и 307–309 млн лет, соответственно. Результаты Ag/Ag изотопных исследований дают уверенные возрасты для аплитов (проба 220-6, слюда) и для гранитов (проба 119-3), отвечающие 291,4 ± 7,8 и 264,8 ± 2,7 млн лет, соответственно.

Фрагмент лампрофиров (керсантиты) ленивенско-толлевского комплекса, ранее отнесенных на ГК-1000/2 к габбро-амфиболитам аттинского комплекса, опробован нами на *мысе Пацинко (бух. Воскресенского)*. Породы мелко-среднезернистые, темно-зеленовато-серые сложены на 15–20 % реликтами кристаллов роговой обманки, на 20–25 % лейстами более позднего биотита, и на 60 % кварцем и слабо измененными полевыми шпатами. По силикатному составу породы относятся к умереннощелочному габбро с калиево-натриевым типом щелочности.

Мининский комплекс гранодиоритовый ($\gamma\delta C_3-P_1m$) плутонический выделен А. Г. Коношенком, Устиновым в 2003 г. и назван по п-ову Минина. Ранее породы комплекса относились к «двуслюдяным» или «мусковитизированным» гранитам протерозойского цикла, позднее – к «щелочным гранитоидам» позднепалеозойского цикла или коломейцевскому комплексу.

Массивы комплекса образуют ясно выраженный ареал в пределах шхер Минина. К комплексу относятся: Колосовский массив – в центральной части о. Колосовых; Мининский массив, охватывающий п-ов Северный, северо-западную часть п-ова Минина, южную часть островов Циркуль и Олений. Комплекс отвечает диорит-гранодиоритовой формации.

В качестве петротипа мининского комплекса предлагаются Мининский и Колосовский лакколитообразные массивы, содержащие все три выделенные фазы.

По данным ГГС-200 [109], **Мининский массив** на западе п-ова Северный сложен кварцевыми диоритами первой фазы, а на остальной площади – гранодиоритами и тоналитами второй фазы комплекса. Вмещающими породами массивов служат флишеидные образования мининской, нижнехутудинской и верхнехутудинской толщ, а также меланоплагногнейсы и кристаллосланцы. Терригенные породы в зоне экзоконтакта (шириной до 1,5–2 км) ороговикованы.

Форма выхода на поверхность Мининского массива близка к изометричной, размеры его в поперечнике – более 20 км.

Породы, слагающие Мининский массив, создают аномалию локальной составляющей гравитационного поля интенсивностью около 6 мГал, отвечающую округлому в плане лакколиту небольшой мощности. Магнитное поле в пределах Мининского массива характеризуется значениями до -150 нТл. Среднее значение магнитной восприимчивости гранитоидов из Мининского массива (48 обр.) составляет $2,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ ($V = 127\%$), из Колосовского массива (35 обр.) – 38×10^{-5} ед. СИ ($V = 67\%$). Плотность гранитоидов Мининского массива (46 обр.) составляет $2,67$ г/см³. По периферии массива наблюдается ряд локальных положительных аномалий магнитного поля, связанных с контактово-измененными терригенно-осадочными породами.

Контакты гранитоидов мининского комплекса с образованиями стерлеговской и мининской толщ имеют резко секущий, эруптивный характер, контактовые поверхности – глыбовые. В экзоконтактовой зоне вмещающие породы превращены в кварц-биотит-кордиеритовые, кордиерит-кварц-амфибол-биотитовые роговики. Ширина зоны ороговикования составляет 1–2 км. На севере п-ова Северный характер контактовых поверхностей – апофизный и послойно-инъекционный, вмещающие породы биотитизированы. Ширина зоны приконтактовых изменений составляет десятки–первые сотни метров.

Колосовский массив, расположенный в центральной части о. Колосовых, представляет собой лакколит. Размеры массива в поперечнике составляют 13 км. Колосовский массив характеризуется отрицательными значениями $(\Delta T)_a$ до -50 нТл. По периферии массива наблюдается ряд положительных аномалий магнитного поля интенсивностью до 75 нТл, обусловленных, возможно, приконтактовыми изменениями вмещающих пород.

Характер контактовых поверхностей – апофизный и послойно-инъекционный, сходный с п-овом Северный. Вмещающие породы биотитизированы. Ширина зоны приконтактовых изменений составляет десятки–первые сотни метров.

В Колосовском массиве резко преобладают биотитовые граниты третьей фазы комплекса (γ_{C3} -P_{1m}), а гранодиориты второй фазы встречаются на его периферии.

Характерная структура пород мининского комплекса – среднезернистая гипидиоморфнозернистая, иногда с элементами мондонитовой; структура калишпатизированных гранитоидов – порфиробластовая пойкилобластовая.

Породы сложены переменными количествами плагиоклаза, кварца, микроклина, роговой обманки, биотита. Плагиоклаз в породах мининского комплекса зональный; характерно чередование прямой и обратной, прерывистой и непрерывной зональности при наиболее основном составе в одной из зон возле центра зерна. В плагиоклазе из кварцевых диоритов отмечены зоны с составом от № 67 до № 25 при среднем составе плагиоклаза № 36–40; из тоналитов и гранодиоритов – от № 47 до № 27 при среднем составе № 30–33, из гранитов – от № 52 до № 20 при среднем составе № 24–28. У плагиоклазов определены альбитовый, периклиновый и альбит-карлсбадский законы двойникования. Характерные продукты изменений – эпидот, серицит, глинистые минералы.

Калишпат неоднородный, в пределах одного зерна обнаруживаются участки и решетчатого микроклина, и низкого триклинного ортоклаза; обычно он совершенно свежий.

Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, в отдельных случаях – зональной, с бурым ядром. Он часто в значительной степени замещен мелкочешуйчатым биотитом или же агрегатами эпидота, актинолита, хлорита и карбоната.

Шлиры имеют черный цвет, вытянуты согласно текстуре течения или же сами в совокупности образуют такую текстуру. Они состоят из плагиоклаза и биотита. В кварцевых диоритах они составляют до нескольких процентов объема пород, в гранодиоритах – до 2 %, в гранитах – до первых десятых долей процента. В кварцевых диоритах они овальные, в гранитах имеют вид тонких пластин. Совместно с ними часто находятся ксенолиты ороговикованных и биотитизированных пород.

К комплексу были отнесены также маломощные дайки аплитов, пегматитов, минетт, вогезитов, спессартитов (χC_3-P_1m) и диорит-порфиринов ($\delta\pi C_3-P_1m$), имеющих следующий состав.

Спессартиты: плагиоклаз – 53 %, роговая обманка – 38 %, микроклин – 7 %, биотит – 2 %.

Вогезиты (восточная часть п-ова Минина): микроклин – 41 %, плагиоклаз – 29 %, роговая обманка – 16 %, биотит – 2 %.

Пегматиты: альбит, кварц, турмалин, иногда берилл (одноосный, отрицательный, $Ng-Np = 0,005$, в иммерсии $No = 1,590$, $Ne = 1,580$).

Автоматасоматические изменения в породах первой и второй фаз представлены новообразованным мелкочешуйчатым биотитом – результатом гранитизирующего воздействия третьей фазы. Постоянно наблюдается мирмекитовый агрегат альбита с кварцем в калишпате у контактов с зернами плагиоклаза. В целом калишпатизация проявлена слабо.

Гранитоиды мининского комплекса относятся к калиево-натриевому и натриевому типам щелочности нормального ряда, они весьма высокоглиноземистые. Лампрофиры относятся к сериям нормальной щелочности: к натривой – спессартиты, а к калиевой – вогезиты.

В гранитах мининского комплекса понижены относительно кларков гранитов в 2–4 раза содержания Rb, Y, Nb, Cu, Cs, Ta, U и повышены – Sr, Cr, Co. Соответственно, в гранодиоритах относительно кларков гранодиоритов понижены содержания Rb, Y, Nb, Cu, Co, а устойчиво повышенных содержаний нет. У диоритов подобное понижение содержаний относительно кларков диоритов и андезитов отмечено для Zr, Th, Pb, Cu, Ni, U, а относительно повышенных содержаний нет. Кривые распределения нормированных по хондриту содержаний лантаноидов обнаруживают накопление легких лантаноидов (La, Ce, Pr) от первой фазы к третьей и обеднение поздних фаз тяжелыми лантаноидами (Yb, Lu и др.). Eu-аномалия отсутствует в гранитах и гранодиоритах, а в кварцевых диоритах она есть, слабо выраженная, отрицательная.

Комплекс относится к позднеколлизийной диорит-гранодиоритовой формации. Лакколитообразная форма Мининского и Колосовского массивов, среднезернистые структуры пород и характер околоинтрузивных изменений указывают на гипабиссальную фацию глубинности формирования гранитоидов мининского комплекса.

Принадлежность комплекса к диорит-гранодиоритовой формации в сочетании с присутствием нескрытых массивов означает перспективы на золото-

сульфидные месторождения («черносланцевый тип»), на вольфрам-полиметаллические, медно-молибденовые и олово-серебряные месторождения.

О возрасте гранитоидов мининского комплекса не было единого мнения. Полагаясь на результаты определений К-Аг методом по амфибол-биотитовым гранодиоритам из Мининского массива (283 ± 10 млн лет, 235 ± 10 млн лет, 338 ± 20 млн лет) и по биотитам из тех же гранодиоритов (309 ± 17 млн лет, 350 ± 28 млн лет, 359 ± 25 млн лет). С. А. Гулин (1976 г.) считал, что временной интервал формирования гранитоидов Мининского массива – пермь-ранний триас (или поздний карбон-ранний триас).

При проведении незавершенной ГГС-200 было выполнено изотопное датирование U-Pb методом по цирконам из биотитового гранита Колосовского массива [109], выполненное в лаборатории ИГГД РАН в 1999 г. и давшее возраст $212,5 \pm 4,9$ млн лет (по пересечению дискордии с конкордией). Учитывая недостаточное количество определений и противоречивость полученных данных, предлагалось считать возраст мининского комплекса условно ранне-среднекаменноугольным.

На ГК-1000/2 все перечисленные массивы были отнесены к коломейцевскому среднекаменноугольно-раннепермскому комплексу [23]

В ходе наших работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 были опробованы все разновидности магматических пород в шхерах Минина, в том числе и петротипический *Мининский массив*. Полученные результаты полевых и камеральных работ в совокупности с аналитическими исследованиями позволили уточнить возраст комплекса.

Амфибол-биотитовые диориты первой фазы (проба 136, о. Емельянова) относятся к нормальнощелочным породам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 12). Изотопный возраст акцессорных цирконов (18 шт.) отвечает конкордантным значениям от 291 до 307 млн лет, из которых 14 сконцентрированы в инт. 298–302 млн лет (среднее 300 ± 6). Возраст амфибола (Ag/Ar) $279 \pm 4,7$ млн лет. В пробе 265-1 (о. Олений) из амфибол-биотитовых гранитов возраст 10 зерен цирконов колеблется в инт. от 299,5 до 302,3 млн лет, в среднем отвечая 301 ± 1 млн лет (U/Pb, SIMS SHRIMP, ЦИИ ВСЕГЕИ). Цирконы из диоритов о. Циркуль имеют средний возраст (7 шт.) 300 ± 2 млн лет.

Биотитовые гранодиориты (пробы 262-16 – п-ов Минина, и 265-3 – о. Олений), относящиеся к нормальнощелочным породам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 12), по данным изотопных (U/Pb) исследований цирконов, имеют возраст в инт. 288–297 и 281–289 млн лет соответственно. В пробе 265-3, кроме указанных, присутствуют единичные зерна цирконов с возрастом 293, 294, 308, 542 млн лет.

Дайки диоритовых порфиритов (проба 262-18 – п-ов Минина), пересекающие диориты первой фазы, по изотопному возрасту цирконов имеют возраст в пределах 290–297 млн лет (8 шт.). Три зерна имеют возрасты 333, 597, 643 млн лет.

Дайки лампрофиров, первоначально отнесенные к ортоамфиболитам аттинского комплекса (пробы 262-2 и 262-13), отвечают возрастам в инт. 288–299 и 287–300 с максимумом в инт. 287–290 млн лет. Возраст пород, по данным Ag/Ag исследований, уверенно отвечает значению $289,3 \pm 9,1$ млн лет (амфибол).

К мининскому комплексу отнесены также породы *о. Вардронер*, опробованные по береговым обрывам на восточном берегу острова в 2014 г. В т.н. 215 обнажены среднезернистые диориты, пересеченные мелкозернистыми диоритами и крупнозернистыми гранитами. Контакты с вмещающими породами рвущие, иногда с брекчиями. Контактное воздействие значительное и выражается в образовании кварц-альбит-биотитовых с гранатом, кварц-амфибол-эпидотовых, актинолит-биотит-кварцевых роговиков. Все разновидности пород в свою очередь содержат маломощные секущие жилы пегматов кварц-микроклинового состава.

Диориты – серые, массивные, иногда слабополосчатые. Структура пород – гипидиоморфнозернистая, переходная к призматической (диоритовой). Породы на 45 % сложены плагиоклазами двух генераций – крупными призматическими неясно-зональными и призматическими тонко- либо грубосдвойникованными. Калиевый полевой шпат представлен мелкими изометричными решетчатыми зернами, составляющими около 10 % породы. Ксеноморфный кварц, располагающийся в интерстициях, составляет 10–15 %. Цветные минералы представлены биотитом (30 %) и реликтами хлоритизированного амфибола. Присутствуют выделения сфена неправильной формы (до 1 %) и сульфидов (2–3 %). Отмечаются акцессорные апатит и короткопризматический циркон. Мелкозернистые диориты сложены плагиоклазами (40–45 %), кварцем (15–20 %), амфиболами и биотитом, составляющими в сумме 30–35 %. По силикатному составу породы относятся к нормальнощелочным диоритам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 1, табл. 12, проба 215).

Граниты – светло-серые крупнозернистые массивные биотитовые двуполовошпатовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Диориты на контакте брекчированы.

Отмечены элювиальные развалы *лампрофиров* биотитовых, отвечающих умереннощелочным основным породам с калиевым типом щелочности. Породы сложены нерешетчатым калиевым полевым шпатом, нацело серицитизированными плагиоклазами и биотитом. Характерной чертой является присутствие новообразованных сноповидных агрегатов силлиманита или его веретенообразных зерен. По особенностям минерального и химического состава лампрофиры можно отнести к минеттам.

Из диоритов (проба 215) были отобраны акцессорные цирконы для изотопных (U/Pb) исследований; 18 из 20 исследованных цирконов имеют конкордантный возраст в инт. 288–301 с максимумом 294–296 млн лет. Изотопный возраст биотита, определенный Ag/Ag методом, составляет $282 \pm 3,7$ млн лет.

Породы, слагающие *о. Крайний (острова Мона)*, также отнесены к мининскому комплексу. Остров сложен отпрепарированными выходящими светлосерых гранитов с волнистой отдельностью. В отличие от *о. Рингнес*, сложенного раннекаменноугольными двуслюдяными гранитами, на *о. Крайний* визуально наблюдаются глыбовые развалы, а на северном берегу – маломощный субвертикальный шток, в виде обелиска секущий главную разновидность пород. В связи с недоступностью острова для высадки, было проведено ковшовое опробование донно-среднезернистых гранитов, который на 99 % был представлен обломками мелко-среднезернистых гранитов. Породы сложены калиевыми полевыми шпатами нескольких генераций (40–45 %), различными (грубо- или

тонкодвойникованными, реже – без двойников) плагиоклазами (15–20%), неравномернозернистым слабокатаклазированным кварцем (15–20%), черно-зеленым амфиболом (8–10%) в сростании с биотитом (2–3%). Отмечаются хлоритизация и эпидотизация амфибола, калишпатизация плагиоклазов. Характерной чертой пород является присутствие крупных единичных зерен граната. Акцессорные минералы представлены мелкими (до 0,2 мм) короткопризматическими цирконами. По силикатному составу породы относятся к переходным от нормальных к умереннощелочным гранитам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 12, проба ФН-189-к1).

Среди обломков вышеописанных гранитов отмечен редкий мелкий щебень и дресва амфибол-пироксеновых существенно плагиоклазовых лампрофиров (спессартит?) и аплитов. Ввиду малого количества обломков удалось провести только петрографическое исследование шлифов указанных пород.

Для главной разновидности пород были выполнены изотопные (U/Pb) исследования 16 акцессорных цирконов, показавшие возраст в инт. 281–300 млн лет.

На о. Диабазовый (острова Челльмана) отмечаются пятна (до 7–8 м²) светлых мусковит-биотитовых катаклазированных гранитов, сложенных крупными калиевыми полевыми шпатами (40–50%), реликтами неясно-тонкодвойникованных серицитизированных плагиоклазов (до 10%), биотитом (5–10%) и гранулированным кварцем (до 30%). По химическому составу породы отвечают умереннощелочным гранит-лейкогранитам (прил. 11, табл. 14). Мусковит-биотитовые граниты (проба 263-5) содержат цирконы только с конкордантными изотопными (U/Pb) возрастными в инт. 263–283 млн лет с максимумом (14 зерен из 25) 270–276 млн лет (кунгурский-уфимский века ранней перми) и, видимо, относятся к мининскому позднекаменноугольно-раннепермскому комплексу.

Особенностями всех описанных интрузий является их нормальнощелочной состав (прил. 11, табл. 12), расположение в поле известково-щелочных серий, близкие содержания РЗЭ и степень дифференциации лантанидов (прил. 12, рис. 6). Проба из гранодиоритов первой фазы отличается несколько большей дифференциацией и наличием минимума по Eu.

Приведенные результаты определений возраста для разных пород и массивов позволяют уверенно датировать мининский комплекс позднекаменноугольным – раннепермским.

Оленьинский комплекс гранитовый (γP_{30}) плутонический выделяется условно в связи с присутствием тел указанного возраста и состава, а также одновозрастных даек лампрофиров (χP_{30}) и умереннощелочных гранитов ($\epsilon \gamma P_{30}$) на описываемой площади.

Относимые к комплексу интрузии выделялись А. Г. Коношонком по материалам незавершенной ГГС-200 [109], как михайловский комплекс (по п-ову Михайлова), который датировался условно ранне-среднекаменноугольным возрастом и не включал лампрофиров. Гранитоиды комплекса слагают дайки, в основном в терригенно-осадочных образованиях, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации. Дайки комплекса пересекают щелочные и умереннощелочные гранитоиды чугунковского комплекса и в свою очередь пересекаются дайками гранитоидов, как предполагалось, мининского комплекса.

В физических полях образования комплекса не проявлены.

Контакты интрузивных тел четкие, по большей части секущие кристаллизационную сланцеватость и гнейсовидность метаморфитов. По морфологии они соответствуют трещинам скалывания. Характер эндоконтактового закалывания проявляется в уменьшении размера зерна у контактов по сравнению с центральными частями тел.

Повсеместно распространенный элемент прототектоники гранитоидов комплекса – это широкое развитие грубого рассланцевания (гнейсоватости). Это рассланцевание увязывается с распространением катакластических (цементных) структур гранитоидов. Ориентировка рассланцевания субпараллельна контактам даек. Оно связывается с продолжением подвижек по вмещающим дайки разломам во время кристаллизации расплава.

Среднее значение магнитной восприимчивости составляет $2,1 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Комплекс имеет двухфазное строение. К первой фазе относятся дайки гранитов, плагигранитов, аплитов, пегматитов; ко второй – дайки лейкогранитов биотитовых и двуслюдяных.

Комплекс отвечает гранит-лейкогранитовой формации, что означает перспективы территории на редкометалльное оруденение, преимущественно связанное с грейзенами. Подобные комплексы формируются в коллизионных (орогенических) геодинамических обстановках. Это отвечает представлению о внедрении параавтохтонных гранитов из глубоких частей термального купола в верхние, менее прогретые части того же купола.

В составе комплекса велика доля лейкогранитов, что соответствует закономерностям регенерации гранито-гнейсовых куполов: вследствие гранитизации все более кислых и более калишпатизированных пород при каждой последующей регенерации купола образуются все более лейкократовые и калиевые ультраметаморфические гранитоиды.

При геохронологических исследованиях U-Pb методом по цирконам двуслюдяных лейкогранитов (проба 2260, мыс Зубец) в лаборатории ИГД РАН получено значение возраста – 218 ± 15 млн лет.

Учитывая недостаточность данных для радикального пересмотра геологического строения, предлагалось принять возраст комплекса ранне-среднекаменноугольным.

В ходе проведения работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 нами были изучены интрузии комплекса на п-ове Воронцова и на юге о. Колосовых.

Северные мысы *п-ова Воронцова* сложены гнейсовидными крупнопорфиробластовыми гранитами, пересеченными дайками аплитов и содержащими ксенолиты более ранних магматических пород.

На мысу Воронцова (т.н. 118) в нижнем ярусе развиты порфиробластовые двуполевошпатовые (преобладают плагιοклазы) граниты с «очковой текстурой». Выше на склоне порфиробластовые граниты сложены преимущественно плагιοклазами с мозаичным кварцем в интерстициях и реликтами хлоритизированного биотита. Порфиробласты калиевого полевого шпата неоднородны, в отдельных его фрагментах наблюдается микроклиновая решетка. Иногда в калиевом полевошпате различимы пертитовые вроски плагιοклаза. Дайки представлены двумя разновидностями – светло-серыми мелкозернистыми слабополосчатыми лейкогранитами с кварц-альбитовой основ-

ной массой и секущими их розовыми катаклазированными лейкогранитами. Среди ксенолитов присутствуют обломки амфиболитов. На контакте порфиروبластовых гранитов и мелкозернистых биотитовых гранитов, слагающих водораздел, отмечен скиалит полосчатых среднезернистых гранитов.

На мысу западнее мыса Воронцова (т.н. 192), где с восточной стороны предполагался выход габброидов аттинского комплекса, зафиксирована полоса ср/з темноцветных амфибол-биотитовых неясномелкопорфировых пород шириной около 65 м, падающих под углом 50° по азимуту 345° . По простиранию полоса хорошо совпадает с дайкой основных пород на западе п-ова Воронцова, показанной на геологической карте ГГС-200. Характерна крупно-глыбовая отдельность. Ортосланцы пересечены субгоризонтальной дайкой аплитов. Контакты с вмещающими породами задернованы. В 10 м севернее в береговом обрыве прослежены свалы и коренные выходы крупнозернистых биотитовых порфиروبластовых гнейсовидных гранитов с азимутом падения отдельности 10° , угол 35° .

Петрографическое изучение шлифов показало, что темноцветные породы довольно свежие и сложены биотитом, идиоморфными зернами роговой обманки и ксеноморфными полевыми шпатами и, видимо, относятся к спессартитам. По химическому составу породы соответствуют умереннощелочным основным породам с калиево-натриевым типом щелочности (семейство трахибазальтов). Сходные породы отмечены в ксенолитах из порфиروبластовых гранитов в нижнем ярусе выходов на мысе Воронцова. Порфиروبластовые граниты сложены двумя генерациями калиевых полевых шпатов и плагиоклазами, составляющими в сумме 55–60 %, биотитом (5–10 %) и катаклазированным кварцем в интерстициях (около 30 %). Аксессуары представлены апатитом, турмалином и сфеном. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, катакластическая.

По химическому составу (прил. 11, табл. 13) граниты отвечают нормальным гранитам с натриевым типом щелочности, аплиты соответствуют переходным от умереннощелочных к нормальным гранитам – лейкогранитам, а лампрофиры относятся к основным умереннощелочным породам с калиево-натриевым типом щелочности.

Для всех разновидностей пород были выполнены изотопные (U/Pb) исследования цирконов с целью определения возраста, 22 из 24 цирконов из спессартитов (проба 192-1) имеют возраст в инт. 240–250 млн лет с максимумом около 245 ± 6 . Цирконы (14 шт. из 17) из порфиروبластовых двуполевошпатовых гранитов нижнего яруса выходов на мысе Воронцова датированы инт. 245–249 млн лет (проба 118-6), хорошо согласующимся с Ag/Ar возрастом биотита, составляющим 252 ± 4 млн лет. Секущие розовые аплиты на мысе Воронцова (проба 118-11) имеют возраст $236,3 \pm 4,9$ млн лет (Ag/Ar по биотиту), что также хорошо согласуется с возрастом цирконов из аплитов в т.н. 192, колеблющимся в инт. 232–244 млн лет (проба 192-2). Возраст порфиروبластовых биотитовых гранитов в т.н. 192 отвечает инт. $235–246 \pm 3$ млн лет (проба 192-3).

Вмещающие породы в т.н. 118, считавшиеся метаморфитами тревожнинского комплекса, представляют собой мелкозернистые биотитовые граниты с возрастом 300 ± 2 млн лет.

Одновозрастные гранитоиды выявлены на *островах Чельмана* среди мигматизированных пород, предположительно, ленивенской серии.

На о. Длинный на юго-восточном берегу на расстоянии в 1,3 км обнажены крупноглыбовые элювиальные свалы и коренные выходы гнейсогранитов темно-серых, пронизанных разнонаправленными жилами аплитов неправильной формы. Породы выглядят как гигантская брекчия с участками линейных структур за счет различных соотношений кварца, биотита и полевого шпата. В коренных выходах видна куполовидно-волнистая отдельность с падением к востоку. В наиболее крупных участках неразгнейсованного материала породы имеют облик гранитов среднезернистых биотитовых слабогнейсовидных. Неразгнейсованные участки сложены плагиоклазами и нерешетчатými калиевыми полевыми шпатами, составляющими в сумме около 70 % и кварцем (5 %). Цветные минералы представлены роговой обманкой (10 %) и биотитом (15 %). Отмечаются пертиты, мирмекиты, пойкилитовые включения кварца в калиевых полевых шпатах и биотите. Аксессуары представлены апатитом и очень мелкими цирконами. Структура пород гипидиоморфнозернистая. По химическому составу гнейсограниты относятся к нормальным диоритам (монцодиоритам) с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 13). Изотопный (U/Pb) возраст 16 из 17 цирконов (проба 179-2) отвечает инт. 247–257 млн лет с максимумом от 247 до 250 (ранний триас).

На о. Диабазовый сходные, но отчетливо полосчатые (азимут простирания 75°) порфиробластовые биотитовые гранитогнейсы также образуют невысокие коренные выходы вдоль берега. Полосы гранитогнейсов занимают косо-секущее положение относительно гранат-биотит-кварцевых сланцев (азимут падения 180° под углом 75°) и пересечены маломощными кварц-полевошпатовыми жилками. Отмечаются также значительные по площади (до 7–8 м²) пятна светлых мусковит-биотитовых гранитов. При изучении в шлифах выявляется сходство биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов: те и другие катаклазированы, сложены крупными калиевыми полевыми шпатами (40–50 %), реликтами неясно-тонкосдвойникованных плагиоклазов (до 10 %), биотитом (5–10 %) и гранулированным кварцем (до 30 %). Основным отличием является частично пертитовое строение калиевых полевых шпатов и отсутствие мусковита в биотитовых гранитах, а также серицитизация плагиоклазов в мусковит-биотитовых гранитах. По химическому составу породы также близки, отвечая умереннощелочным гранит-лейкогранитам (прил. 11, табл. 13). При сходстве пород возраст акцессорных цирконов в них различен. Светлые мусковит-биотитовые граниты (проба 263-5) содержат цирконы только с конкордантными изотопными (U/Pb) возрастными в инт. 263–283 млн лет с максимумом (14 зерен из 25) 270–276 млн лет (кунгурский–уфимский века ранней перми) и, видимо, относятся к мининскому позднекаменноугольно–раннепермскому комплексу. В биотитовых гранитах (проба 263-1) среди конкордантных возрастов цирконов (10 зерен из 15) преобладают значения в инт. 243–252 ± 6,5 млн лет с тремя более ранними зернами (265, 270, 408 млн лет).

На о. Олений среди плейчатых мигматитов (птигматиты) кварц-биотитового состава зафиксировано секущее тело светло-коричневато-серых мелкозернистых гранит-порфиров размерами 10 × 40 м. Контакт с вмещающими

породами резкий, с падением к северу под углом 70° . Породы в эндоконтакте на расстоянии до 1 м полосчатые, тонкозернистые. В центральной части тело сложено мелкозернистой кварц-полевошпатовой массой со сферолитовым строением и вкрапленниками оплавленного кварца, а также таблитчатых измененных плагиоклазов. По химическому составу породы отвечают переходным от нормальных к умереннощелочным лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 13). Изотопный (U/Pb) конкордантный возраст акцессорных цирконов (8 из 12 зерен в пробе 265-6) колеблется в широких пределах от нижнего–среднего триаса до раннего кембрия (234, 242, 250, 290, 299, 435, 443, 538 млн лет).

Завершая описание гранитоидов островов Челльмана, можно отметить их приуроченность к полям развития мигматитов по разновозрастным метаморфическим и магматическим породам.

Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ для пород оленьинского комплекса приведены в прил. 12 на рис. 7.

На юго-западных мелких мысочках *о. Колосовых* (т.н. 131) обнажены низкие коренные выходы метапесчаников с конкрециями и линзовидными прослоями. Метатерригенные породы превращены в гранат-биотит-кварцевые и кордиерит-гранат-биотит-кварцевые сланцы, содержат жилы согласных маломощных кварц-мусковитовых пегматитов и пересечены жилами аплитов (до 1 м) восток–юго-восточного простираения. В северной части обнажен контакт мелкозернистых светло-серых гранитов с кварц-эпидот-цоизитовыми роговиками.

Граниты – свежие равномернозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные плагиоклазами, микроклином, кварцем, а также биотитом и мусковитом в равных соотношениях (около 10 % в сумме). По силикатному составу граниты относятся к нормально-низкощелочным с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 13). Возраст (Ar/Ar) мусковита определен в $262,9 \pm 3$, млн лет.

Аплиты представляют собой среднезернистую породу, сложенную частично серицитизированными, иногда таблитчатыми плагиоклазами (35 %), неправильными зернами пелитизированного калиевого полевого шпата (30 %) с неясным пертитовым строением, а также небольшое количество биотита (около 5 %) и мусковита (менее 1 %). Химический состав аплитов отвечает гранит-лейкогранитам с натриевым типом щелочности. Изотопный (Ar/Ar по биотиту) возраст аплитов (проба 131-4) составляет $248 \pm 10,5$ млн лет.

Отнесение вышеописанных пород к оленьинскому комплексу является вынужденным, хотя правильнее было бы выделить мигматит-гранитовый комплекс, формирование которого тесно увязано с триасовым ультраметаморфизмом.

Южно-Быррангский геологический район

Диксоновская геологическая площадь

В пределах указанной ГП интрузивный позднепалеозойский магматизм представлен дайками и силлами габбродолеритов и трахидолеритов, а также дайками лампрофиров.

Нерасчлененные габбродолериты ($v\beta P_1$) раннепермского возраста выделены по материалам работ по подготовке к изданию листов ГК-1000/3. В полевом сезоне 2014 г. нами был опробован силл на берегу залива *Северный* (к югу от пос. Диксон). Силл бронирует северный берег залива, образуя скальные обрывы высотой от 1–2 до 10 м, а на южном берегу залива и в его кутовой части образует разрозненные коренные выходы и элювиальные развалы, локализованные приблизительно по границе убойнинской и ефремовской свит. Силл имеет видимую мощность более 10 м и слабый наклон к юго–юго-востоку. На северном берегу (т.н. 104) залива силл сложен очень однородными плотными мелко-среднезернистыми долеритами с субгоризонтальной пластовой отдельностью и двумя системами субвертикальной отдельности. Вмещающие породы представлены элювием черных плотных аргиллитов–алевролитов, образующих насыпки среди почвенного мохового покрова на террасе, а также мелкими, очень плотными глыбами окремненных конгломератов. Непосредственные контакты не наблюдались. В кутовой части залива породы среднезернистые серые, более разрушенные. На южном берегу залива (т.н. 203) долериты крупнозернистые до пегматоидных. Видимо, северные обрывы сложены приповерхностными частями силла, а южные выходы отвечают его центральным частям. По силикатному составу (прил. 11, табл. 14) породы отвечают отряду основных, подотряду нормальнощелочных, семейству габбро-базальта. По содержаниям щелочей долериты умереннокалиевые с натриевым или калиево-натриевым типами щелочности. Центральные, наиболее раскристаллизованные части тела соответствуют базальт-андезибазальтам (проба 203-2). Значения магнитной восприимчивости колеблются от 10 до 20×10^{-5} ед. СИ (до 40 и 7×10^{-5} ед. СИ в центральных частях). Изотопный возраст, определенный по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для плагиоклаза, составляет 280 ± 8 млн лет на северном берегу и 276 ± 18 – на южном. Указанный возрастной интервал отвечает приблизительно артинскому времени ранней перми.

Южнее *мыса Крестовский* на восточном берегу Енисейского залива (т.н. 201) зафиксированы выходы силла видимой мощностью до 2–3 м и протяженностью около 200 м. Слагающие интрузию породы отвечают по силикатному составу умереннокалиевым андезибазальтам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 14) и, по данным определения изотопного отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для плагиоклаза (проба 201-1), имеют возраст 288 ± 9 млн лет.

Возраст, отвечающий ранней перми, зафиксирован также для лампрофиров (χP_1) на *р. Харусовая* (т.н. 107), составляя 286 ± 14 млн лет по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для плагиоклаза (проба 107-3). Предпринятое переопределение для концентрированного плагиоклаза дало значение 294 ± 5 млн лет. Хотя в данном случае нужно отметить, что возраст по слюде составляет 261 ± 12 млн лет.

Разумеется, единичные определения раннепермского возраста для отдельных тел пока не позволяют выделить их в комплекс или перекроить геологическую карту, но хотя бы ставят вопрос о более сложной картине истории становления дайково-силлового комплекса Западного Таймыра.

Тарисеймитаринский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta P_3 t$) выделен Н. Н. Нагайцевой в бассейне р. Тарисейми-Тари. На Диксоновской площади интрузивы прослеживаются от бух. Ефремова до р. Пясины, где представлены силлами, реже дайками мощностью 5–20 м, залегающими в основании ефремовской (P_1), убойнинской (P_1) и макаревичско-бражниковской (P_3) свит. Силлы трахидолеритов тарисеймитаринского комплекса не встречаются в разрезе выше байкуровского горизонта (P_2). Характерна пространственная приуроченность их к обрамлению сырадасайского поля трахибазальтов (P_3), с которыми они сходны по составу и по характеру намагниченности, что свидетельствует о близком возрасте формирования тех и других. Интрузии трахидолеритов подобны интрузиям ергалахского комплекса на северо-западе Сибирской платформы. По химическому составу трахидолериты тарисеймитаринского комплекса относятся к субщелочному ряду и калиево-натриевой серии. Возраст тарисеймитаринского комплекса определяется как позднепермский [111].

А. П. Романовым отмечается преимущественное развитие интрузий тарисеймитаринского комплекса на юго-западе описываемой площади – от пос. Диксон к востоку до р. Убойная и к югу до р. Ефремова [120].

В ходе работ по составлению и подготовке к изданию листов ГК-1000/3 мы столкнулись с тем фактом, что показанные на картах дайки и силлы тарисеймитаринского комплекса вовсе не являются субщелочными, а, как правило, по химическому составу и петрографическим особенностям входят в группу нормальнощелочных умереннокалиевых базальт-андезибазальтов с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 14). Таковы силлы на о. Малый Корсаковский, на побережье Енисейского залива в районе мыса Крестовский, дайки на р. Хариусовая и в бассейне р. Ефремова. При этом, забегая вперед, отметим, что все перечисленные образования Ag/Ar методом по возрасту относятся именно к поздней перми (татарский отдел).

Ниже приводится описание интрузий на указанных участках.

В нижнем течении р. *Хариусовая* (левый приток р. Убойная) было проведено изучение разновозрастных даек габбродолеритов и лампрофиров, значительное количество которых показано как на ГК-1000/2, так и на ГК-200. В устье реки (т.н. 106), на слиянии с р. Убойная, с левого берега на правый по аз. 130° прослежена субвертикальная дайка видимой мощностью около 10 м. На левом берегу выход представляет собой отпрепарированный гребень высотой 5–6 м, а на правом – низкие коренные выходы и элювиальные развалы. Породы характеризуются низким значением магнитной восприимчивости, не превышающим $1,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Интрузия сложена мелкозернистыми долеритами, состоящими из пироксенов, замещенных амфиболом, и практически черных лейст плагиоклазов. По силикатному составу породы относятся к умереннокалиевым базальт-андезибазальтам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 14). Таким же составом характеризуются выходы габбродолеритов чуть выше по течению р. Убойная (т.н. 6). Значение изотопного возраста ($^{40}Ar/^{39}Ar$ по плагиоклазу) составляет 266 ± 5 млн лет (проба 106-1) и 255 ± 5 млн лет (проба 6-11).

Участок р. Лемберова. В нижнем течении р. Лемберова были опробованы две интрузии основных пород. В т.н. 350 на крутом скальном левом берегу

реки вскрыт контакт интрузии основного состава с углистыми алевролитами нижнепермской ефремовской свиты. Видимая мощность интрузии – более 20 м. Контакт с вмещающими породами четкий, приваренный. Алевролиты ороговикованы на расстоянии до 5 м. Интрузивные породы в эндоконтакте (до 1 м) скрытокристаллические, постепенно переходящие в мелкокристаллические по мере удаления от контакта. Магнитная восприимчивость – около 3×10^{-5} ед. СИ. Силикатный состав отвечает умереннокалиевым нормальным основным породам с натриевым типом щелочности.

Скальный правый берег реки также сложен интрузивными породами, исследованными на расстоянии около 1 км вверх по течению (т.н. 204). Интрузия представлена несколькими разрозненными выходами, чередующимися с фрагментами ороговикованных вмещающих пород. Тело сложено относительно высокомагнитными ($30\text{--}45 \times 10^{-5}$ ед. СИ) плотными мелко-среднезернистыми массивными породами, относящимися по химическому составу к переходным от диоритов к сиенитам (прил. 11, табл. 14).

Участок р. Ефремова. Работы по дополнительному изучению даек тарисеймитаринского комплекса в нижнем течении р. Ефремова проводились параллельно с работами по изучению разрезов домбинской и зелелевской толщ. В т.н. 198 на правом берегу в нижнем течении р. Ефремова в скальных выходах высотой около 5 м, приуроченных к своду антиклинали, обнажены ср/з светло-серые габбродолериты с мелкими вкрапленниками полевых шпатов. Южная сторона выходов отпрепарирована по вертикальной отдельности субширотного простирания (80°). Вмещающие породы (карбонатно-терригенные отложения домбинской толщи позднего девона) слабо уплотнены на расстоянии до 10 см. Дайка прослеживается вдоль правого борта реки почти на 10 км в виде отпрепарированных скальных двухвершинных выходов. Видимая мощность – до 30 м. Породы массивные, среднезернистые, с габбровой структурой, состоят из моноклинных пироксенов и сосюритизированных плагиоклазов. Силикатный состав отвечает умереннокалиевым базальт-андезиобазальтам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 14). Изотопный (Ar/Ar) возраст по пироксену составляет $219,4 \pm 16,2$ млн лет.

Маломощная (1,5 м) согласная даечка светло-серых тонкозернистых долеритов зафиксирована в известняках домбинской толщи (т.н. 199) на петлеобразном изгибе р. Ефремова. Дайка сложена мелкозернистым долеритобазальтом, состоящим из измененных лейст плагиоклазов и слабо раскристаллизованной стекловатой массы. Изотопный (Ar/Ar) возраст по валу составляет 242 ± 5 млн лет.

На восточном берегу бух. Ефремова, южнее зимовья Ефремова, на контакте домбинской толщи и устьясинской свиты (поздний силур–средний девон) в т.н. 271 описана согласная дайка долеритов, сходных с т.н. 198. Мощность дайки – 5 м. Вмещающие известняки в эндоконтакте ожелезнены (пятна до 20–30 см). Азимут падения контакта – 15° , угол – 50° . Породы, слагающие интрузию, представлены свежими среднезернистыми габбро с низкой магнитной восприимчивостью ($1\text{--}3 \times 10^{-5}$ ед. СИ). По химическому составу дайки в т.н. 199 и 271 отвечают умереннокалиевым базальтам с калиево-натриевым и натриевым типами щелочности (прил. 11, табл. 14). Изотопный (Ar/Ar) возраст по пироксену составляет 274 ± 12 млн лет.

На о. Малый Корсаковский интрузия представляет собой слабонаклонный к югу силл видимой мощностью около 10 м. Породы темно-серо-зеленые мелкозернистые, плотные, по силикатному составу отвечают умереннокалиевым базальт-андезибазальтам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 14).

Изотопный возраст, определенный Ar/Ar методом для плагиоклаза, составляет $254,1 \pm 4,2$ млн лет (проба 100-1).

В целом, подводя итог описания полученных данных, можно сказать, что к тарисеймитаринскому комплексу относятся преимущественно тела габбродолеритов, по химическому составу близкие к габбродиоритам и с калиево-натриевым типом щелочности. Ни одного тела, сложенного трахидолеритами, нами не отмечено. Исключением является интрузия в нижнем течении р. Лемберова, сложенная умереннощелочными породами среднего состава. По характеристике РЗЭ (прил. 12, рис. 8) описанные интрузии сходны, за исключением дайки у зимовья Ефремова с неопределенным пока возрастом.

Полученные изотопные возрасты отвечают поздней перми (татарский отдел), что не противоречит возрасту, принятому в серийной легенде для тарисеймитаринского комплекса.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии данного возрастного диапазона представлены угрюминским комплексом в Карском ГР, а также быррангским долеритовым и бинюдинским плагиооливинитовым в Южно-Быррангском ГР.

Карский геологический район

Мининская геологическая площадь

Угрюминский комплекс ($v\beta T_d$) габбродолеритовый выделен В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГК-200 Таймырской серии в 1997 г. В бассейне р. Угрюмая (петротипический район за пределами листов S-44, 45) он объединяет дайки, и реже, силлы основного состава. В составе интрузий преобладают долериты.

Интрузии прорывают верхнепротерозойские и раннепалеозойские отложения и гранитоиды позднепермского комплекса. Мощность тел достигает 30–45 м, протяженность – до 18 км. Контакты с вмещающими породами пологосекущие. Зона экзоконтактных изменений – не более 10 м.

Химический состав долеритов соответствует оливинсодержащему габбро.

Возраст комплекса определялся как раннетриасовый на основании исключительной свежести пород и отчетливой петрографо-минералогической и петрохимической корреляции с породами быррангского раннетриасового интрузивного комплекса.

По данным незавершенной ГГС-200 [109], на описываемой площади к угрюминскому комплексу относятся дайки долеритов и оливиновых долеритов. Они пользуются широким распространением и сгруппированы в дайковые пояса, приуроченные к разрывным нарушениям северо-восточного про-

стирания, изредка – северо-западного. Залегают дайки в толщах верхнего протерозоя – раннего палеозоя.

Интрузии фиксируются линейными положительными аномалиями магнитного поля. На восточном побережье пролива Ленинградцев в физических полях они не проявлены. На п-ове Минина простирание линейных аномалий северо-восточное, на южной части изученной территории – восток-северо-восточное. Наиболее контрастная аномалия прослеживается от северного побережья п-ова Рыбный в междуречье р. Северная и Хутудабигай. На МАКС дайки долеритов угрюминского комплекса не дешифрируются.

Контакты даек с вмещающими породами имеют резко секущий, эруптивный характер, контактовые поверхности – ровные, реже – волнистые, по морфологии обычно соответствуют трещинам скалывания. Ширина зон ороговикования не превышает первых метров. Роговики обладают крипто- и микрокристаллической, торцовой или зубчатой гранобластовой структурой.

Мощность даек долеритов составляет 15–20 м, протяженность – сотни метров. Дайки четковидные образовались путем заполнения полостей бокового приоткрывания сместителей разрывных нарушений (кулисообразные).

Долериты характеризуются пойкилофитовой мелко-среднезернистой структурой и массивной текстурой. В приконтактных частях дайки микрозернистые. Породы сложены плагиоклазом (40–65 %), пироксеном (40–60 %), оливином (2–8 %), биотитом (до 3 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом, гранатом, сфеном, корундом; рудные минералы – магнетитом, ильменитом, пирротинном, халькопиритом, гематитом.

Плагиоклаз по составу отвечает высокотемпературному лабрадору № 55–65 со степенью упорядоченности кристаллической решетки 0,0–0,2 (диаграмма Ванде-Киркова); отмечены альбитовый и карлсбадский законы двойникования. Пироксены федоровским методом определены, как авгит ($cNg = 36–45^\circ$, $2VNg = 42–46^\circ$, $Ng-Np = 0,025–0,028$) и как пижонит ($cNg = 40^\circ$, $2VNg = 25^\circ$, $Ng-Np = 0,029$). Оливин – идиоморфный, по величине $2VNp = 70–85^\circ$ близок гиалосидериту.

Вторичные изменения обычно выражены слабо и проявляются в незначительной пелитизации плагиоклаза, хлоритизации пироксена и лейкоксенизации ильменита, по оливину развивается серпентино-хлорит или иддингсит. Сильно измененные долериты встречены на о. Утиный, п-ове Минина, правобережье пролива Ленинградцев. По плагиоклазам здесь развиваются альбит, кварц, каолин, реже – серицит; по пироксенам – карбонат, реже – хлорит; по оливину – тальк.

По содержанию MgO (5,7–8,2 %) долериты в одних случаях соответствуют базальтам, а в других – оливиновым базальтам. Они принадлежат к толеитовой серии, нормальной щелочности, умеренноглиноземистые ($al' = 0,8$), умеренножелезистые ($F = 58–73$), натриевые ($Na_2O/K_2O = 5,5$).

В долеритах угрюминского комплекса слабо повышены относительно кларка содержания Cs и понижены содержания Rb, Nb, Th. На графиках распределения нормированных по хондриту содержаний редких земель обнаруживается максимум на Tb, а Eu-аномалия не выражена.

Плотность долеритов (7 обр.) составляет 3 г/см^3 . Для свежих долеритов значения магнитной восприимчивости составляют $(100–120) \times 10^{-5}$ ед. СИ,

в лиственитизированных долеритах на п-ове Минина оно снижается до $(20-40) \times 10^{-5}$ ед. СИ, в измененных долеритах восточного побережья пролива Ленинградцев – до $2-6 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Формирование комплекса происходило в гипабиссальных условиях.

Долериты угрюминского комплекса сопоставляются с подобными образованиями быррангского комплекса толеит-долеритового Южно-Быррангского геологического района и катангского комплекса («сибирская трапповая формация») на северо-западе Сибирской платформы [23].

В ходе работ по подготовке к изданию листов ГК-1000/3 нами были опробованы несколько даек угрюминского комплекса.

На правом берегу *р. Гусиная* (т. н. 24) среди элювия гранитоидов гусинского комплекса непосредственно вдоль русла протягивается куполовидный выход темно-серо-зеленых слабо раскристаллизованных пород основного состава. Длина выхода – около 40 м, ширина – 10 м. Основные породообразующие минералы – плагиоклазы (40–45 %) и моноклинные пироксены (50–55 %). Плагиоклазы образуют призматические кристаллы, а также встречаются в виде крупных слабозональных грубосдвойникованных зерен и их агрегатов. Моноклинные пироксены частично замещаются агрегатом актинолит-хлорита. Отмечаются единичные крупные зерна решетчатого калиевого полевого шпата, составляющего до 5 % породы. Структура – долеритовая, с элементами порфириовидной за счет агрегатов плагиоклаза. Силикатный состав отвечает умереннокалиевому габбро с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 9). Магнитная восприимчивость, замеренная по двум образцам, колеблется около 2×10^{-5} ед. СИ. Изотопный ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) возраст, определенный по плагиоклазу, составляет 253 ± 13 млн лет (проба 24-1), что, с учетом ошибки определения, не противоречит раннетриасовому возрасту.

В приустьевой части *р. Хутудабига* (т.н. 254), на правом берегу отмечены две маломощные (0,2 и 0,4 м) дайки базальтов темно-зеленых скрытокристаллических. Сложены дайки мелкими лейстами плагиоклазов со слабо раскристаллизованным черным стеклом в интерстициях. Структура пород интерсертальная. Очевидно, имеем дело с апикальной частью даек (или одной дайки). По силикатному составу породы отвечают низкокалиевым нормальным базальтам с натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 9). Магнитная восприимчивость, замеренная по двум образцам, составляет 15×10^{-5} ед. СИ. Изотопный (Ar/Ar) возраст породы по валу составляет 254 ± 28 млн лет.

На юго-западе *о. Большой Гольцмана* береговой обрыв высотой около 5 м сложен крутопадающей согласной дайкой(?) темно-серых долеритов, внедренных в толщу песчаников и аргиллитов хутудинской толщи с азимутом падения контакта 350° под углом 75° . Вмещающие породы ороговикованы на расстоянии в несколько метров. На поверхности острова дайка имеет площадь 35×75 м. В эндоконтакте долериты черные тонко-мелкозернистые, в центральной части – крупнозернистые зеленовато-коричневые, с горошчатой отдельностью по зернам пироксена. Дайка зафиксирована на гидромагнитном профиле контрастным пиком к юго-западу от о. Гольцмана. По простиранию дайки на гидромагнитном профиле восточнее о. Гольцмана отмечается аналогичный пик. Магнитная восприимчивость пород в приконтактной части дайки составляет 24×10^{-5} ед. СИ, а в центральной части – 15×10^{-5} ед. СИ.

Силикатный состав и содержания редких земель сходны с таковыми для дайки на р. Хутудабига (прил. 11, табл. 9; прил. 12, рис. 3). Изотопный возраст (Ar/Ar , пироксен) пород значительно отличается от прочих и составляет 213 ± 13 млн лет.

Охарактеризованные интрузии угрюминского комплекса по химизму (прил. 11, табл. 9) и характеристике РЗЭ (прил. 12, рис. 3) сходны между собой и с пермо-триасовыми интрузиями основного состава Южно-Быррангского ГР.

Возраст принимается раннетриасовым.

Южно-Быррангский геологический район

Диксоновская геологическая площадь

Быррангский комплекс долеритовый гипабиссальный (βT_b) представлен интрузиями долеритов. Они наиболее широко распространены среди верхнепалеозойских отложений на площади гор Бырранга, где образуют многоярусные sill мощностью 5–80 м, чаще 15–20 м, длиной до 40 км и более. В западной части гор Бырранга единичные sill долеритов встречены среди вулканогенных образований (не выше верхнетамской свиты) нижнего триаса.

Преобладают однородные интрузии оливиновых, оливинсодержащих либо безоливиновых долеритов с пойкилоофитовой, долеритовой и микродолеритовой структурами. Иногда встречаются слаборасслоенные интрузии оливиновых долеритов со шпирами пегматоидных габбродолеритов. По соотношению основных петрохимических параметров все разновидности долеритов быррангского комплекса относятся к группе основных пород нормального ряда.

По петрохимическим и петрографическим признакам они комагматичны базальтам зверинской (лабакской) свиты и нижнебетлинской подсвиты нижнего триаса и характеризуются прямой намагниченностью, как и базальты. На основании этого быррангский комплекс датируется как раннетриасовый [111].

По данным А. П. Романова [120], интрузии долеритов четко выражаются в рельефе, образуя гряды, и в большинстве случаев прекрасно дешифрируются на АФС. Физические свойства, сильно отличающиеся от вмещающих пород, позволяют картировать их по геофизическим данным. В магнитном поле им отвечают линейные положительные аномалии интенсивностью до 800 нТл, сгруппированные в цепочки и подчеркивающие структурный план территории. В поле силы тяжести отдельные тела не выражены, но при высокой насыщенности интрузиями эффект от избыточной плотности позволяет проводить структурное районирование территории с выделением магмоактивных и амагматичных блоков. Гамма-фон интрузий не превышает 6–8 мкР/час.

К быррангскому комплексу отнесены sill средней и малой мощности (от 5 до 30 м). Маломощные sill слабо дифференцированы и сложены пойкилоофитовыми оливиновыми и оливинсодержащими долеритами. В более мощных sill различия приконтактных и центральных частей подчеркиваются изменением зернистости пород и пойкилоофитовыми структурами по

периферии. Наиболее распространенные породы – оливиновые долериты зеленовато-серые массивные, с пойкилоофитовой или долеритовой структурой. Сложены оливиновые долериты на 35–45 % плагиоклазом (№ 60–65), пижонитом (30–35 %), фаялитом (5–15 %) и мелкокристаллическими агрегатами пироксен-плагиоклазового состава. В породах отмечаются биотит, роговая обманка, рудные минералы и апатит в виде мелких игольчатых кристаллов. Оливинсодержащие долериты отличаются только меньшим содержанием оливина. Реже встречаются долериты, габбродолериты и кварцсодержащие габбродолериты, отличающиеся заметными изменениями пород – амфиболизация пироксенов, альбитизация и серицитизация плагиоклазов. Петрохимические параметры указывают на толеитовый состав исходной магмы. На TAS диаграммах породы располагаются в поле нормальных пород основного состава. Они характеризуются высоким коэффициентом фракционирования, низкой и умеренной глиноземистостью, калиево-натриевым типом щелочности. Содержания элементов-примесей близки к кларковым при нескольких повышенных количествах меди, никеля, кобальта, хрома, стронция и бария.

В ходе работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 большая часть изученных нами силлов и даек основного состава в соответствии с изложенными характеристиками могла бы быть отнесена к быррангскому комплексу, но по результатам изотопных определений среди пород присутствуют и раннепермские, и позднепермские и одна среднетриасовая. Наиболее молодая дайка (проба 106-11) зафиксирована в береговых обрывах р. Хариусовая, в 1,2 км от устья, где она образует мощное (40 м) тело, наклоненное к западу под углом 40°. Вмещающие породы – черные аргиллиты зелелевской толщи. Описываемые породы отличаются от более древних даек с этого участка повышенным значением магнитной восприимчивости (от 9 до 30×10^{-5} ед. СИ при 1,2 для более древних). Сложена дайка средне-крупнозернистыми серыми габбродолеритами, состоящими из крупных зерен моноклинных и ромбических пироксенов с пойкилитовыми включениями плагиоклаза, небольшого количества оливина (около 5 %) и калиевого полевого шпата. По силикатному составу (прил. 11, табл. 14) отвечает нормальному габбро с натриевым типом щелочности. Изотопный возраст, определенный Ag/Ag методом, составляет $234,3 \pm 4,2$ млн лет. Приведенное значение возраста согласуется с возрастом массивных базальтов верхнетамской свиты о. Крестовский (проба 101-4), составляющий 239 ± 15 млн лет (Ag/Ag по плагиоклазу).

В целом, по результатам проведенных нами работ, необходимо отметить значительные трудности при разбраковке интрузий тарисеймитаринского, быррангского и угрюминского комплексов, породы которых весьма сходны как по внешним характеристикам, так и по результатам аналитических исследований. Гораздо заметнее различия интрузий по их географическому расположению, хотя при этом на одном и том же участке присутствуют иногда разновозрастные тела. Поскольку датировать каждую интрузию для отнесения ее к определенному комплексу невозможно, на геологической карте нами оставлены индексы в соответствии с ГК-200, за исключением раннепермских тел, которые выделены с целью акцентирования их присутствия.

Бинюдинский комплекс плагиооливинитовый (σT_1bn) выделен И. И. Курбатовым, А. П. Романовым из состава гипербазит-базитовых

образований, ранее относимых к различным комплексам «трапповых интрузий» Горного Таймыра. В 1998 г. бинюдинский комплекс включен в легенды ГК-200 и ГК-1000/3. Комплекс представлен единственной интрузией, обнаруженной в 1992 г. геологами ПГО «Красноярскгеология» в районе р. Бинюда в 60 км выше ее устья. Интрузия вскрыта пятью скважинами, имеет пластобразную форму мощностью 350 м и приурочена к крылу антиклинальной складки в западной части Южнотаймырского инверсированного прогиба. Погружается интрузия на юг под углом 45°, пересекая угленосные отложения перми. Интрузия сложена в основном плагиооливинитами (до 75%), плагиоверлитами (15%), а также габбро (10%). По особенностям минерального и химического составов, а также характеру связанного с ней оруденения Бинюдинская интрузия сопоставима с интрузивными коматиитами (комплекс Камбалда) Западной Австралии, продуцирующими платиновые алмазодержащие россыпи. С интрузией бинюдинского комплекса связана сульфидная вкрапленность платиноидно-никелевого типа, отмеченная по всему разрезу интрузивного тела. Возраст принят условно раннетриасовым по аналогии с другими дифференцированными интрузиями [111].

Наиболее подробно характеристика петротипической интрузии, располагающейся в юго-восточной части описываемого района, приведена А. П. Романовым в договорном отчете по геологическому доизучению площади листов S-44,45 [120], по данным которого и приводится ниже в сжатом виде.

Выходы Бинюдинской интрузии представлены дресвяными элювиально-делювиальными развалами, реже – скальными выходами. На АФС массив дешифрируется плохо. В гравитационном поле ультрамафиты дают положительную аномалию, а в магнитном поле выражаются линейной магнитной аномалией интенсивностью до 1740 нТл, ограниченной по краям высокоградийными зонами. На площади интрузии выявлены контрастные вторичные ореолы Cu, Ni, и Cr, а также геофизические аномалии, которые могут быть вызваны сульфидными телами. Массив представляет собой серповидный гарполит, полого секущий терригенно-угленосные отложения убойнинской свиты нижней перми и силлы раннетриасовых долеритов быррангского комплекса. Контакт с интенсивно ороговикованными вмещающими породами и графитизированными углями интрузивный. Мощность эндоконтактных изменений – не менее 20–25 м. На восточном погружении Бинюдинского массива расположено месторождение графита Сэрэгэн, что свидетельствует о мощном тепловом потоке, связанном со становлением данного массива.

Снизу вверх в строении массива выделяются четыре горизонта:

- такситовые меланогаббронориты и плагиоверлиты мощностью 8–25 м с прожилково-вкрапленными сульфидными рудами;
- клинопироксеновые плагиоверлиты мощностью 20–50 м с более бедной сульфидной вкрапленностью;
- плагиооливиниты мощностью от 50 до 150 м с тонкой сульфидной вкрапленностью и повышенными содержаниями элементов платиновой группы;
- флогопит-пироксеновые плагиопикриты мощностью до 100 м с небольшими редкими шширами оливиновых габброидов и ксенолитами роговиков.

Такситовые меланогаббронориты и плагиоверлиты – плотные серые породы с такситовой текстурой, сложены оливином (20–45%), ксеноморфным

плагиоклазом (20–35 %) и клинопироксеном (15–20 %) и ортопироксеном (до 10 %). В плагиоверлитах повышено содержание плагиоклазов и понижено оливина.

Плагиооливиниты – мелкозернистые плотные свежие породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой, реже пойкилитовой и сидеронитовой структурой. Породы на 75–80 % состоят из фаялита, промежутки между которым заполнены агрегатом анортита, энстатит-диоксида, ортопироксена, хромита, флогопита и сульфидов, отмечаются хлоритизация и серпентинизация.

Клинопироксеновые плагиоверлиты – темно-серые плотные породы с флюктуационной текстурой и пойкилитовой структурой, состоящие из фаялита (60–70 %), анортита (10–15 %), моноклинного (10–15 %) и ромбического (5–7 %) пироксенов, хромита (1–2 %), сульфидов (2–5 %).

Флогопит-пироксеновые плагиопикриты – темно-серые породы с такситовой текстурой и офитовой, габбровой структурами состоят из оливина (50–60 %), плагиоклаза (20–25 %), клино- и ортопироксенов (10–15 % и 5–7 %), красно-бурого флогопита (3–5 %).

С Бинюдинским комплексом связаны первичные оксидная (хромит, магнетит, ильменит) и сульфидная (пентландит-пирротин-халькопиритовая) и вторичные (валериит-виоларит-бравойтовая, борнит-халькозин-ковеллиновая) рудные ассоциации. Минералы благородных металлов представлены сперрилитом с примесью родия и иридия, ферроплатиной с примесью родия и шендитом с содержанием иридия до 0,2 %.

Петрохимическими особенностями пород являются повышенная щелочность и титанистость по сравнению с основными и ультраосновными породами, в связи с чем относятся к семейству пикритов и субщелочных оливинитов. Породы интрузии по химизму относятся к коматиитовым сериям и не имеют аналогов ни в трапповой формации Сибирской платформы, ни среди гипербазитов расслоенных массивов дунит-пироксенит-габбровой и щелочно-ультраосновной формаций. Отмечается, что породы практически тождественны мантийным флогопитсодержащим плагиоперидотитам. Особенности составов оливина, флогопита и хромшпинелидов близки к минералам перидотитов, лампроитов и кимберлитов различных регионов. Комплекс рассматривается как субплатформенная формация перидотитовых коматиитов.

Породы Бинюдинского массива имеют однотипный фракционированный тренд распределения РЗЭ при субпараллельном увеличении суммы РЗЭ в ряду от наиболее меланократовых оливинитов до меланогабброидов. Для пород массива характерен фракционированный тренд распределения редких и редкоземельных элементов с обогащением легкими лантаноидами и крупноионными литофильными элементами. Деплетированность Th, U, Nb, Ta, Sm и обогащение Sr, Zr, Hf могут быть связаны с влиянием на состав родоначального расплава процессов контаминации вещества гетерогенной континентальной литосферы.

Изотопные (Sm-Nd) исследования также указывают на контаминацию магмы, возникшей при плавлении недеплетированного мантийного источника, с породами континентальной коры. Внедрение интрузии, вероятно, произошло в результате быстрого проникновения недифференцированного вы-

сокомагнезиального мантийного вещества по открывающимся трещинам отрыва. Близкие по составу к субщелочным перидотитам породы бинюдинского комплекса служат индикатором трансформированной проницаемости магмоподводящих структур и указывают на наличие мантийных комплексов на Таймыре в условиях континентального рифтогенеза.

Возраст бинюдинского комплекса, по геологическим данным, определяет нижнюю границу как раннетриасовую (прорыв раннепермской убойнинской свиты и раннетриасовых силлов быррангского комплекса). Нижняя возрастная граница определяется по изотопно-геохронологическим исследованиям цирконов из пород бинюдинского комплекса (обр. С-1–4), выполненных на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II в ЦИИ «ВСЕГЕИ», по данным которого возраст цирконов составляет $245,7 \pm 12$ млн лет. Изотопный (Re-Os) возраст прожилковых сульфидных руд из керна скв. С-2 составляет 251 ± 13 млн лет. Указанные изотопные возрасты не противоречат раннетриасовому возрасту бинюдинского массива, особенно если пересеченные им силлы были несколько древнее предполагаемого раннего триаса.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии данного возрастного диапазона представлены скоттгансеновским абсарокит-мелабазальтовым, рыбнинским гранодиоритовым комплексами, нерасчлененными триасовыми габброноритами в Карском ГР, а также левоубойнинским шонкинит-генсбергитовым, устьпьясинским гранит-гранодиорит-порфиоровым, моржово-убойнинским монионит-граносиенитовым и чичаговским лампроитовым комплексами – в Южно-Быррангском ГР.

Карский геологический район

Мининская геологическая площадь

Скотт-гансеновский комплекс абсарокит-мелабазальтовый вулканический ($\epsilon\beta T_{1-2}sg$) выделен А. Г. Коношенком, А. О. Соболевым, А. А. Устиновым в 1999 г. Название дается по группе островов Скотт-Гансена, которые расположены северо-северо-западнее п-ова Михайлова и являются петротипическим районом.

По данным незавершенной ГГС-200 [109], породы этого комплекса в других районах Таймырской складчатой области не известны. Острова Скотт-Гансена располагаются в южной части субширотной дугообразной положительной аномалии (ΔT)_a до 200–250 нТл, совпадающей с юго-западной частью региональной структуры, выделенной на акватории Карского моря по аномалии гравитационного поля.

В составе комплекса преобладают туфы мелабазальтов, пикробазальтов, абсарокитов. Они пересекаются дайками абсарокитов, шошонитов, меланефелинитов, фельдшпатоидных пикритов, трахиандезитов. Маломощные слои тефроидов, подушечных лав, кластолав, туффзитов распространены незначительно. Мощность даек не превышает первых десятков метров. Для них характерны ясно выраженные зоны закаливания мощностью до 1 м. От-

носителем последовательности формирования вулканитов комплекса известно, что туфы мела- и пикробазальтов пересекаются дайками абсарокитов и шошонитов. При этом мелабазальты и их туфы доминируют по объему. Соотношения комплекса с вмещающими породами не наблюдались.

Туфы мелабазальтов слагают покровы мощностью от первых метров до десятков метров и обычно окрашены в темно-зеленые цвета. Иногда большое количество литокластов красновато-коричневого цвета делает их пестроокрашенными. Структура пород – лито-кристаллокластическая, литовитрокристаллокластическая, от пеплово-лапиллевой до агломератовой в восточной части самого большого из островов. Для пород характерны миндалекаменные текстуры. Аксессуары представлены пиритом, ильменитом, гранатом, цирконом, апатитом, галенитом.

Шаровые лавы мелабазальтов залегают согласно с туфами мелабазальтов. Мощность их составляет десятки метров.

Туффизиты мелабазальтовые алевро-псаммитовые слагают дайки мощностью первые десятки сантиметров. Породы сильно эпидотизированы, альбитизированы.

Абсарокиты – наиболее распространенные породы даек. Они обладают плейстофировой до невадитовой структурами, основная масса – пилотакситовая, долеритовая, интерсертальная. Пироксен и оливин в фенокристаллах преобладают над плагиоклазом. Клиноэнстатит имеет зональное строение, иногда – структуру песочных часов. По фенокристаллам оливина развиваются серпентин и пренит, плагиоклаз замещается серицитом. Аксессуары представлены хромшпинелидом.

Меланефелиниты слагают дайки мощностью в первые метры, иногда сложные – вместе с абсарокитами. Структура пород – сериально-порфиновая до среднепорфировой, криптовая, структура основной массы – гиалопилитовая, бластодолеритовая. Фенокристаллы, составляющие до 60 % породы, представлены оливином и пироксенами. Клинопироксен отвечает составу, переходному от клиноэнстатита к диопсиду, иногда – клиноэнстатит-авгиту. Отмечены зерна со структурой песочных часов. По фенокристаллам оливина развивается серпентин. Аксессуары представлены хромитом, пиритом, гематитом, гранатом, магнетитом, цирконом.

Шошонит из дайки сложного строения мощностью 5 м имеет гломеро-порфиновую структуру. Структура основной массы – офитовая до гиалопилитовой. Мелкие зерна клинопироксена в основной массе этой породы отвечают переходному, клиноэнстатит-авгитовому. Оливин полностью замещен тонкочешуйчатым слюдистым минералом, плагиоклаз деанортизирован до олигоклаз-альбита, каолинизирован.

Породы изменены в пумпеллиит-пренитовой и эпидот-актинолитовой субфациях зеленокаменного метаморфизма. Породы скотт-гансеновского комплекса имеют кайнотипный облик и не бывают рассланцованными. Тем не менее встречаются участки пород, полностью замещенные хлоритом, а из первичных минералов хорошо сохранились только хромшпинелид и клинопироксен.

По химическому составу мелабазальты близки к бонибазальтам бонинитовых серий при несколько повышенных содержаниях Sr и некоторых других

микроэлементов. Породы умереннощелочного ряда наиболее близки к породам островодужных шошонитовых серий, отличаясь от них необычно высокими содержаниями MgO. По характеру щелочности большинство из них относится к калиево-натриевому типу умереннощелочного ряда, а фигуративные точки меланефелинитов попадают на края полей калиевого типа щелочности и щелочного ряда

Содержания Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Cu, Cs, Ta в мелабазальтах ниже кларков базитовых пород в 1,5–10 раз. Содержания этих элементов в абсарокитах ближе к кларковым (кроме Zr, Nb, Th, Cs, Ta), содержания которых ниже кларковых в 1,5–5 раз. На графике распределения нормированных по хондриту содержаний редких земель обнаруживается повышение их содержаний от мелабазальтов к умереннощелочным базальтоидам в среднем в 1,5 раза при субпараллельном расположении кривых. Среднее значение магнитной восприимчивости (31 обр.), составляет $4,9 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Скотт-гансеновский комплекс близок к островодужным шошонитовым сериям, породы которых образуются в тылу островных дуг, во внутренних морях. Это позволяет отнести скотт-гансеновский комплекс к надсубдукционным образованиям одного цикла Вильсона. Зона субдукции имела северное падение (в современных координатах). Структура, унаследовавшая залегание зоны субдукции, – это Главный Таймырский разлом. Располагавшаяся южнее океаническая кора субдуцирована и в пределах территории листа ее фрагментов нет.

Изотопное датирование комплекса выполнялось по пробе «меланефелинита». Рубидий-стронциевым методом получен возраст 510 ± 280 млн лет, а самарий-неодимовым – 873 ± 330 млн лет. Протерозойский возраст принимался условно, с учетом изотопной датировки и исходя из пространственной близости приметинской вулcano-плутонической ассоциации. При составлении ГК-1000/2 на островах Скотт-Гансена были отрисованы граниты коломейцевского комплекса, поскольку к тому времени острова геологами еще не посещались.

Новые данные по характеристике комплекса были получены в ходе работ по подготовке к изданию ГК-1000/3. В полевом сезоне 2015 г. были изучены породы покровных фаций комплекса. Описание проводилось с запада на восток по северному берегу островов. Было установлено, что в целом туфолововая толща слабо наклонена к западу. Это погружение подтверждается и погружением в том же направлении линейной аэромагнитной аномалии, протягивающейся от островов Скотт-Гансена к западу–северо-западу на несколько десятков километров.

С востока на запад (снизу вверх по разрезу) наблюдается изменение соотношений покровов и туфолов: на восточных островах преобладают покровы и дайки (нами не опробовались), а на самом крупном западном острове – в равных количествах присутствуют покровы и туфоловы при уменьшении мощности покровов.

По минералого-петрографической характеристике и особенностям химического состава (прил. 11, табл. 15) в составе пород, слагающих покровы, выделены:

– *пикробазальты* ультраосновные и основные пироксенофировые; вкрапленники сложены авгитом, хлоритизированным по трещинам; базис стекловатый или микрокристаллический непрозрачный с игольчатыми лейстами плагиоклаза и очень мелкими пироксенами; миндалины выполнены прени-том;

– *базальты* афировые и пироксенпорфировые, миндалекаменные отличаются от пикробазальтов присутствием темных порфировых выделений хлоритизированных плагиоклазов и интенсивной хлоритизацией основной ткани;

– *трахибазальты и трахиандезибазальты* полифировые, плагио- и пироксенофировые характеризуются частым присутствием оливина во вкрапленниках, гломеропорфировыми структурами с интерсертальной структурой основной массы;

– *андезибазальты* плагиопироксенофировые отличаются эпидотизацией основной массы, состоящей из игольчатых лейст плагиоклазов.

Туфолавы, содержащие обломки пузыристых лав, кристаллов плагиоклазов, пироксенов и их агрегатов, характерны для всех разновидностей пород, за исключением умереннощелочных. Отличительной чертой химического состава туфолав на западном острове является резко пониженное содержание щелочей, особенно калия (прил. 11, табл. 15).

Породы комплекса в основном относятся к известково-щелочным сериям, за исключением нескольких проб, которые приближаются к толеитовым сериям.

Спайдер-диаграммы нормированных по хондриту содержаний РЗЭ (прил. 12, рис. 9) в породах скотт-гансеновского комплекса близки между собой при невысоких содержаниях и отсутствии ярко выраженных минимумов или максимумов.

Для двух проб, отобранных в 2008 г. в ходе работ по листам Т-45–48, были выполнены изотопные исследования цирконов. Проба СК-(2+3) из туфолав западного острова была исследована в ГЕОХИ (U/Pb, LA-ICPMS). Изотопный возраст (11 конкордантных значений из 28 зерен) цирконов составил: 3 шт. – в инт. 229–231, 5 шт. – в инт. 235–237 (среднее для 8 зерен – $233,8 \pm 5,5$) и по одному зерну с возрастом 258, 261, 2489 млн лет. Проба СК-6 из эпидотизированных андезибазальтов была передана через ИМГРЭ в Австралию. Возраст всех 10 исследованных цирконов (SIMS) превышал 5 % дискордантность, но при этом 8 зерен отвечали по возрасту инт. 241–248 млн лет и еще 2 имели возрасты 836 и 2911 млн лет.

Результаты Ag/Ag (вал) исследований противоречивы и составляют $254 \pm 5,2$ (проба 258-1), 249 ± 56 (проба 257-2) и 300 ± 3 (проба 256-13) млн лет.

В районе *сопки Заозерная* (т.н. 190) нами были отобраны пробы из разного размера туфов и туфолав (190-1, 2, 3). Выделенные из проб цирконы были проанализированы (SIMS SHRIMP) в изотопном центре ВСЕГЕИ. Из 9 цирконов конкордантными оказались 4 шт., возрасты которых отвечают 236, 250, 252 и 1051 млн лет. В соответствии с полученными результатами, а также с учетом свежего облика пород и сходства их силикатного состава с триасовым скотт-гансеновским вулканогенным комплексом, образования сопки Заозерная переведены нами в указанный комплекс.

С учетом изотопных датировок, возраст скотт-гансеновского комплекса принимается ранне-среднетриасовым.

Рыбнинский комплекс гранодиоритовый гипабиссальный ($\gamma\delta T_{2-3f}$) выделен впервые в ходе работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 на листы S-44, 45. К комплексу отнесены массив п-ова Рыбный (петротипический) и массив островов Плавниковые, располагающиеся в южной части шхер Минина и локализованные в поле развития нерасчлененной ниже- и верхнехутудинской толщ.

Массив п-ова Рыбный в легенде описан и в мининском, и в более молодом оленьинском комплексах. На ГК-1000/2 данный массив также отнесен в оленьинский комплекс. В тексте Легенды присутствует еще и самостоятельный рыбнинский комплекс, что указывает на уже предпринимавшиеся попытки его выделения.

Рыбнинский массив, расположенный на востоке п-ова Рыбный, представляет собой шток размером около 8 км в поперечнике. Контакты массива с вмещающими его терригенно-осадочными толщами секущие. В экзоконтактах массива породы преобразованы в биотит-кордиеритовые роговики. Ширина зоны контактово-измененных пород составляет 1,5–2 км. Штокообразная форма Рыбнинского массива и характер околоинтрузивных изменений указывают на гипабиссальную фацию глубинности формирования гранитоидов рыбнинского комплекса.

В магнитном поле массив выражен изометричной положительной аномалией (ΔT)_a с интенсивностью по периферии до 600 нТл, а в центральной части – около 100 нТл. В гравиметрическом поле ему соответствует аномалия относительной интенсивностью около –10 мГал. Положительная аномалия (ΔT)_a, связанная с этим массивом, окаймляется цепочкой отрицательных аномалий интенсивностью от –100 до –250 нТл, которые обусловлены влиянием нижней кромки. Гранитоиды рыбнинского массива имеют довольно высокие значения магнитной восприимчивости, колеблющиеся от 12 до 20×10^{-5} ед. СИ.

Для изучения массива в 2015 г. был предпринят маршрут, пересекающий п-ов Рыбный от восточного берега до его водораздельной части. В т.н. 162, отвечающей восточной границе массива (судя по предыдущим геологическим картам), в 2,1 км от берега, на западном склоне мелкого ручья появились редкие глыбы крупнозернистых светло-серых биотитовых гранитов с редкими порфиоровыми вкрапленниками светлых полевых шпатов. Еще через 900 м на водоразделе оз. Рыбное и бух. Рыбная (т.н. 163) присутствуют многочисленные разрозненные (расстояния между глыбами от 0,5 до 3 м) глыбы аналогичных гранитов. Развалы однородных по составу глыб гранитов прослежены на площади около $0,5 \times 1$ км. Некоторые породы различаются только по содержанию биотита. Глыбы на данной площади равномерно опробованы. В породах не отмечены ни дайки, ни жили аплитов, ни кварцевые жилы. Изредка отмечаются мелкие ксенолиты биотитовых роговинок. На хорошо просматриваемом пространстве от водораздела до оз. Рыбное коренные скальные выходы гранитов не отмечены. Интенсивно ороговикованные в экзоконтакте коричнево-серые линзовиднослоистые породы с тонкими жилками аплитов прослеживаются от водораздела до уреза воды в бух. Рыбная (на 2 км от контакта).

Породы интрузии – массивные, крупнозернистые, с гипидиоморфнозернистой, иногда порфиroidной структурой. Лейкократовые минералы представлены плагиоклазами (30–35%), калиевыми полевыми шпатами (30–35%), кварцем (20–25%). Плагиоклазы образуют зональные вкрапленники в сравнении с нерешетчатый калиевый полевой шпатом. В основной массе присутствуют в равных соотношениях плагиоклазы размером до 3–5 мм и решетчатый калиевый полевой шпат, замещающий плагиоклазы или занимающий промежутки между зернами плагиоклазов. Кварц образует агрегаты изометричных зерен в интерстициях полевых шпатов. По контактам кварца с полевыми шпатами образуются мирмекиты. Цветные минералы представлены биотитом и амфиболом в равных соотношениях (по 4–6%). Амфибол образует удлинённые зерна или идиоморфные ромбовидные кристаллы зеленого–соломенно-желтого цветов. Биотит присутствует как в виде самостоятельных пластинок, так и развивается по амфиболу. В породе содержится много сфена (2–3%) в виде кристаллов, их сростков и выделений неправильной формы. Рудные минералы (до 1%) представлены табличками ильменита и зернами титаномагнетита неправильной и ромбовидной формы. Среди аксессуаров преобладает апатит (до 1%) размером от 0,1 до 0,6 мм. Циркон образует единичные мелкие овальные зерна, реже – короткопризматические с закругленными торцами.

По силикатному составу (прил. 11, табл. 16) породы являются переходными от гранодиоритов к граносиенитам с натриевым типом щелочности и располагаются в поле известково-щелочных серий. Породы отличаются высокими содержаниями легких лантанидов и на спайдер-диаграмме имеют сходство с дифференцированными породами верхней коры (прил. 12, рис. 9).

Изотопный (U/Pb) возраст цирконов (10 конкордантных значений из 15 зерен) в пробе 163-1 отвечает интервалам 227–228 млн лет (5 шт.), 231–234 ± 5,6 млн лет (4 шт.) и одно зерно имеет возраст 219 млн лет.

Массив островов Плавниковые (Круглый, север островов Подкова, Гусиные) на ГК-1000/2 был отнесен к оленьинскому комплексу позднепермского возраста [23].

По нашим данным, слагающие массив породы очень однородны, представлены светлыми среднезернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, сопровождаются дайками аплитов (0,4–2 м, одна – до 30 м), субпараллельных контактам массива и секущими (0,3–1,5 м) дайками гранодиорит-порфиоров. Контакт с вмещающими породами зафиксирован на севере о. Круглый (т.н. 170), где вмещающие песчаники и алевролиты мининской толщи, превращены соответственно в роговики и узловатые сланцы на расстоянии до 0,5 км. В эндоконтакте присутствуют эруптивные брекчии и жилки гранитов с пегматоидным строением. На о. Подкова (т.н. 172) непосредственный контакт задернован, идет по долине ручья. Песчаники мининской толщи ороговикованы на расстоянии более 300 м, а конкреции карбонатного состава и известковистые прослои эпидотизированы. Острова Гусиные (т.н. 171) целиком сложены светло-серыми крупнозернистыми гранитами. В западной части о. Круглый (т.н. 173) на поверхности гранитов зафиксирована физическая кора выветривания с охристым наполнителем, а также фрагменты каолиновой коры выветривания.

В отличие от Рыбнинского массива, интрузия островов Плавниковые слабо выражена в магнитном поле. Породы массива характеризуются невысокими значениями магнитной восприимчивости, колеблющимися от 6 до 8×10^{-5} ед. СИ.

По петрографической характеристике гранитоиды массива сходны с петротипическими, отличаясь несколько повышенным (до 10 %) количеством кварца. Химический состав пород массива также близок, но на островах Плавниковые он не достигает умереннощелочных значений и породы остаются в поле гранодиоритов (прил. 11, табл. 16). Заметно различаются массивы по содержаниям РЗЭ, пониженным в гранодиоритах о. Круглый, что приближает их к аплитам оленьинского комплекса (прил. 12, рис. 9). Изотопный конкордантный возраст цирконов (10 зерен из 15) в пробе 170-7 отвечает 227, 232–243 (8 шт.), 247 млн лет (среднее $237,7 \pm 6$).

Дайки гранодиорит-порфиоров ($\gamma\delta\Gamma_{2-3f}$) сложены мелкозернистой массой, состоящей из кварца (5 %), биотита (15 %), плагиоклаза и калиевого полевого шпата (по 40 %) с мирмекитами по контактам зерен. Акцессорные минералы представлены агрегатами эпидота, единичными турмалином (в плагиоклазах) и цирконом (в биотите). По химическому составу отвечает гранодиориту с натриевым типом щелочности. Возраст даек гранодиорит-порфиоров, определенный по изотопным (U/Pb) исследованиям 15 акцессорных цирконов (проба 170-2), колеблется в инт. 231–241 (среднее $236,1 \pm 6$) млн лет.

Дайки аплитов сложены микропегматитом (85–90 %), кварцем (5–7 %), биотитом (около 1 %), реликтами крупных зерен калиевого полевого шпата (3–5 %). Структура пород графическая, аллотриоморфнозернистая, участками криптовая (скопления мелких зерен кварца и полевых шпатов между крупными калиевыми полевыми шпатами с микропегматитовым строением). Породы образовались скорее всего за счет перекристаллизации, поскольку в калиевом полевым шпате видны пойкилитовые включения и теневые границы зерен. Химический состав отвечает умереннощелочным лейкогранитам ($\epsilon\gamma\Gamma_{2-3f}$) с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 16).

Массив включен в рыбнинский комплекс условно, поскольку имеет черты сходства как с рыбнинским массивом, так и с породами михайловского комплекса.

К рыбнинскому комплексу отнесена дайка лампрофиоров ($\chi\Gamma_{2-3f}$) на мысе Начальный (бух. Рыбная), имеющая высокую магнитную восприимчивость ($120\text{--}130 \times 10^{-5}$ ед. СИ), высокое содержание РЗЭ и отвечающая по химизму умереннощелочным породам среднего состава (проба 166-1 из прил. 11, табл. 9). Изотопный (Ar-Ar) возраст пород по пироксену составляет $232,4 \pm 3,5$ млн лет.

В соответствии с определениями изотопного возраста рыбнинский комплекс датируется границей среднего–позднего триаса (ладинский–карнийский века).

Нерасчлененные оливиновые габбронориты ($\nu\Gamma?$) триасового возраста. К данному подразделению отнесены породы, слагающие *иток горы Приметная* на правом берегу в нижнем течении р. Гусиная. В ходе ра-

бот по подготовке к изданию листов ГК-1000/3 строение штока было изучено от подножия до вершины горы Приметная по ее северо-западному склону.

Нижняя часть склона бронирована субвертикальной стенкой западно-северо-западного простирания, сложенной среднезернистыми темно-серыми очень однородными и плотными сульфидизированными *габбро* с мелкоглыбовой отдельностью. Породы сложены крупными, иногда таблитчатыми зернами моноклинного пироксена (55–60%), частично амфиболизованного и средне-мелкозернистыми призматическими плагиоклазами (30–35%), образующими агрегаты в интерстициях между пироксенами. Отмечается присутствие реликтов серпентинизированного ромбического пироксена (около 5%), единичных зерен нацело замещенного оливина и до 1–3% зерен кварца. Структура пород габбровая. По особенностям минерального и силикатного состава (прил. 11, табл. 16) породы относятся к нормальному габбро с натриевым типом щелочности.

Среди элювия вышеописанных пород отмечаются высыпки *такситового габбро* с тонкими жилками розового полевого шпата. Такситовая структура определяется крупными (до 1–15 см) выделениями агрегатов ромбического пироксена, нацело замещенных эпидот-цоизитом и тальком и составляющими до 40% породы. В основной массе присутствуют незначительно амфиболизованные моноклинные пироксены (до 30%) и плагиоклазы неправильной формы (30%). Характерно наличие новообразованного калиевого полевого шпата, как в виде отдельных зерен, так и в виде тонких прожилков. По силикатному составу породы относятся к нормальному габбро с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 17), а на диаграмме AFM располагаются в поле известково-щелочных серий. Конкордантный изотопный (U/Pb) возраст из 13 выделенных цирконов (проба 130-2) имеют только два зерна – 309 и 672 млн лет. Прочие значения при коэффициенте дискордантности более 10 отвечают интервалам 280–300 и 679–711 млн лет.

Вверх по склону практически до вершины прослежены однородные темно-серые среднезернистые породы с мелкоглыбовой отдельностью (около 70 м по мощности). Породы сложены агрегатами ромбического и моноклинного пироксенов (до 40%), крупными таблитчатыми и призматическими плагиоклазами (45–50%), оливином (более 5%) как в виде самостоятельных зерен, так и в виде включений в ромбических пироксенах. Отмечается присутствие решетчатого микроклина. По петрографическим особенностям и силикатному составу породы относятся к *оливиновым габброноритам* нормально ряда с натриевым типом щелочности.

Вершина горы Приметная сложена среднезернистыми, очень плотными массивными породами с крупно- до гиганто-глыбовой отдельностью. Породы имеют кайнотипный облик, сложены моноклинным пироксеном (20–25%), включающим более ранние оливин (10–15%) и ромбические пироксены (15–20%). Плагиоклазы составляют 40–45% породы. Как и в описанных ранее породах, в количестве до 2–3% присутствует калиевый полевой шпат. Силикатный состав отвечает ультраосновным нормальным породам с натриевым типом щелочности. В соответствии с приведенной характеристикой породы относятся к *оливиновым габброноритам*. Конкордантный изотопный (U/Pb) возраст из 15 выделенных (проба 130-5) цирконов имеют только два зерна –

308 и 1152 млн лет. Прочие значения при коэффициенте дискордантности более 10 отвечают значениям 332, 694 и 299–306 (11 шт.) млн лет.

Возрастные спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, полученные для проб 130-1 и 130-5, оказались дискордантными, характеризуются низким процентом выделения ^{40}Ar , неоднозначностью и большими ошибками значений возраста, в связи с чем их использование затруднено. Так, проба 130-5 с вершины горы Приметная по амфиболу датирована 219 ± 54 млн лет, а по биотиту – 550 ± 11 млн лет. По содержаниям РЗЭ, нормированным по хондриту, породы близки к мантийным (La – 1,43, Ce – 3,23, Pr – 0,49, Nd – 2–47, Sm – 0,73, Eu – 0,3, Gd – 0,71, Tb – 0,12, Dy – 0,73, Ho – 0,2, Er – 0,43, Tm – 0,057, Yb – 0,34, Lu – 0,076).

Необходимо отметить, что основные–ультраосновные породы штока горы Приметная резко отличаются от пород гусинского комплекса, как по степени измененности, так и по прочим характеристикам. По мнению самих авторов отчета по незавершенной ГГС-200, породы штока правильнее было бы отнести к отдельному комплексу, что и было сделано нами на ГК-1000/3.

К данному подразделению также условно отнесена секущая дайка на п-ове Соревнований (проба 189-4), изотопный (Ar/Ar, амфибол) возраст которой составляет 227 ± 18 млн лет.

Южно-Быррангский геологический район

Диксоновская геологическая площадь

Левобойнинский комплекс ($E\xi T_{2-3}lu$) шонкинит-тенсбергитовый гипабиссальный выделен Н. Н. Нагайцевой при составлении Госгеолкарты-1000/2. Он представлен мелкими лакколитовыми телами в районе р. Левая Убойная, где и расположен его петротип. Площади выходов среди вмещающих отложений нижней перми не превышают $1,4 \text{ км}^2$. В строении этих тел участвуют шонкиниты, щелочные меласиениты и щелочные сиениты (тенсбергиты). Дайки щелочных сиенит-порфиров ($\xi\pi T_{2-3}lu$) мощностью 1–2 м и длиной в десятки метров обнаружены в среднем течении р. Убойная.

По химическому составу породы относятся к щелочным габброидам. По общему количеству K_2O (7,67–9,36%), соотношению калия с натрием и коэффициенту аргайтности (0,7–0,96) они сравнимы с фергуситами. М. Г. Равич и Л. А. Чайка отмечали в этих породах присутствие меланита и эвколита [111].

Возраст принят как средне-позднетриасовый по аналогии с устьясинским комплексом малых интрузий. На ГК-1000/2 комплекс датируется поздним триасом–ранней юрой [23], в то время как на ГК-200 комплекс назывался базовским средне-позднетриасовым, а дайки щелочных сиенит-порфиров относились к другому комплексу [30].

На площади листов S-44, 45 левобойнинский комплекс представлен небольшим лакколитоподобным массивом горы Базовая в междуречье Базовая–Левая Убойная, а также группой Левобойнинских интрузий щелочных сиенитов. Комплекс двухфазный. В первую фазу произошло внедрение шонкинитов, во вторую – щелочных сиенитов. Интрузии комплекса прорывают от-

ложения убойнинской и ефремовской свит нижней перми, контролируясь Убойнинской зоной нарушений северо-западного простирания.

Шонкиниты и щелочные сиениты на горе Базовая картируются по элювиальным развалам и редким коренным выходам и образуют там изометричное тело площадью около 1 км². Среднекристаллические породы имеют темно-розовато-серую окраску, пойкилитовую и порфириковую структуру. Призматические и таблитчатые кристаллы олигоклаз-альбита и андезина составляют 10–15 %, ортоклаз – до 20 %. Полевые шпаты альбитизированы. Меланократовые минералы представлены диопсид-авгитом, диопсидом (45–50 %), биотитом и единичными кристаллами оливина. По пироксенам развиваются роговая обманка, биотит, эгирин-авгит. По калишпатам или нефелину развивается серицит-цеолит-карбонатный агрегат. Акцессорные минералы представлены сфеном, эвколитом, крупными (до 2,5 мм) кристаллами апатита.

Щелочные сиениты слагают также три изолированных участка в районе р. Левая Убойная площадью от 0,7 до 2 км² и ряд даек в бассейне р. Убойная. Это розовато-серые средне-крупнокристаллические порфиридные, реже – трахитоидные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Полевые шпаты представлены интенсивно альбитизированным ортоклаз-пертитом (75–80 %), слагающим удлиненно-призматические и таблитчатые зерна размером до 3,5 мм. Пироксен (от 5–10 до 20 %) представлен эгирином, эгирин-авгитом. Роговая обманка щелочного ряда (гастингсит) составляет до 3–5 %. Присутствует примесь биотита (1–2 %) и кварца (2–3 %). Акцессории представлены обычно апатитом и сфеном, реже – флюоритом и цирконом.

По химическому составу породы преимущественно относятся к щелочным сиенитам (тенсбергитам), имеют калиево-натриевый тип щелочности и повышенные содержания окиси титана и глинозема. Породы отличаются повышенными содержаниями Ba, Be, Sr, Zr, Nb.

К левоубойнинскому комплексу на ГК-1000/2 относятся также массивы на островах *Западный Каменный* и *Восточный Каменный*, сходные по минералого-петрографической характеристике и силикатному составу петротипическим массивом. В полевом сезоне 2014 г. нами был подробно исследован массив о. Западный Каменный с пересечением от подножия до вершины острова. Исследованные породы по химическому составу (прил. 11, табл. 18) относятся к щелочным сиенитам и сиенитам по периферии массива, сменяясь граносиенитами на водоразделе. Щелочные сиениты отличаются высокими содержаниями R₃O с резким преобладанием легких лантанидов, но без ярко выраженных максимумов или минимумов (прил. 12, рис. 9, проба 111-1).

Изотопный (U/Pb) возраст акцессорных цирконов из щелочных сиенитов колеблется в инт. 233–235 млн лет (16 зерен из 20) с единичными значениями 229, 231, 237, 249 млн лет в пробе 111-1 и 229–231 (6 шт.), 233–236 (12 шт.) млн лет в пробе 213-1 из обрывов западного берега. Определения Ar-Ar методом по слюдам дают возраст 227 ± 9 млн лет и 206 ± 32 млн лет.

Граносиениты из привершинной части массива (проба 112-3) имеют возраст цирконов 232–234 (17 шт. из 20) с единичными 236, 239, 240 млн лет. Изотопный (Ar/Ar) возраст по амфиболу – 206 ± 24 млн лет.

Интрузии левоубойнинского комплекса на горе Базовая прорываются лампроитами чичаговского комплекса. Возраст принимается средне-поздне-триасовым.

Устьпясинский комплекс ($\gamma\tau T_{2-3}up$) гранит-гранодиорит-порфировый. Впервые интрузии комплекса были выделены и описаны в 1953–1955 гг. М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой по результатам специальных геолого-петрологических исследований. Непосредственно на площади листов S-44, 45 комплекс был описан Г. Н. Старицыной в 1975 г., С. А. Гулиным в 1977 г., Л. П. Никуловым в 1990 г. В строении массивов преобладают гранит-порфиры, сменяемые к периферии гранодиорит-порфирами и амфиболовыми диорит-порфиритами. Жильный комплекс представлен многочисленными жилами гранитовых аплитов и единичными лампрофиров ($\chi T_{2-3}up$) (главным образом, керсантитов), а также дайками гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\tau T_{2-3}up$) [111].

На ГК-1000/2 комплекс назван нижнепясинским и датируется поздним триасом–ранней юрой. На геологических картах масштаба 1 : 200 000 вместо устьпясинского комплекса выделены гранодиоритовый нижнепясинский и пясинский комплексы калиевых лампрофиров. Описание комплекса приводится по данным А. П. Романова [120].

Породы устьпясинского комплекса образуют самостоятельные тела – лакколлит в районе горы Чёрная (30 км²) и шток сопки Оленья (2 км²) в низовьях р. Пясины. Еще одно лакколитообразное тело размером 5 × 6 км, прорывающее слабо ороговикованные породы ефремовской свиты, вскрыто скв. НТ-12 в пределах лабакской антиклинали в интервале глубин 208,8–330 м. Мощность зоны контактовых изменений составляет 15–20 м. Интрузии приурочены к Пясино-Макаровской и Убойнинской зонам сквозных разломов северо-западного простирания.

Массив горы Чёрная, являющийся петротипическим, сечет отложения верхней перми и выражен изометрической куполовидной возвышенностью диаметром 5,5 км в долине р. Демсалер. По данным Ю. Е. Погребицкого (1971 г.), интрузив представляет собой лакколитообразное тело, так же как и массив сопки Оленья, расположенный севернее. В строении массивов преобладают *гранит-порфиры, сменяемые к периферии гранодиорит-порфирами и амфиболовыми диорит-порфиритами*. В физических полях интрузии не выражаются.

Дайки, сложенные гранит (гранодиорит)-порфирами, формируют линейные кулисообразные ареалы. В районе руч. Обер на правом берегу Пясины юго-восточнее р. Демсалер в субширотной полосе протяженностью до 2,5 км обнаружено семь сближенных вертикальных тел гранит-порфиров мощностью до 50–300 м и длиной 0,5–1,5 км, прорывающих терригенные и вулканогенные пермские образования. Изотопный (U/Pb) возраст цирконов из гранодиорит-порфиров (пробы PS-9-2 и PS-9-4 А. П. Романова) входит в инт. 226–242 млн лет (среднее 235,2 ± 5,3).

Интрузия горы Чёрная сложена однообразными гранит-порфирами светлорозовато-серых оттенков. Структура порфировая с микрогранитовой, фельзитовой в основной массе. Порфиновые вкрапленники, представленные кварцем, зональным андезином, биотитом, ортоклазом, слагают до 10–15 % объема

породы. Основная масса сложена кварцем (30–40 %), калиевым полевым шпатом (25–30 %), плагиоклазом (25–30 %), биотитом (до 5 %)

Шток на горе Оленья сложен кремгово-розовато-серыми мелко-тонкокристаллическими гранодиоритами с микропйкилитовой гипидиоморфнозернистой основной массой. В порфириковых выделениях присутствуют олигоклаз-альбит, измененный темноцветный минерал, кварц. По плагиоклазам развивается альбит-серицитовый агрегат. В основной массе присутствуют биотит, амфибол, плагиоклазы, калиевый полевой шпат, кварц. Рудные минералы представлены ильменитом и пиритом, акцессорные – апатитом, сфеном, ортитом. По таблитчатым выделениям биотита развит хлорит-карбонатный агрегат с примесью эпидота. Отмечаются реликты хлорититизированных призматических кристаллов роговой обманки.

По химическому составу породы относятся к переходным от нормально- к умереннощелочным гранитам с калиево-натриевым типом щелочности (прил. 11, табл. 18).

Лампрофиры, отнесенные в Легенде ТСЗ к устьепясинскому комплексу, на листах ГК-200 выделены в пясинский калиево-лампрофировый комплекс. Описание приводится в соответствии с обобщающей работой А. П. Романова [120]. Дайки лампрофиров распространены весьма неравномерно и на описываемой площади наиболее часто наблюдаются в бассейне р. Убойная. На аэрофотоматериалах и в геофизических полях тела не отражаются в силу их малой величины. Мощность даек – от 0,3 до 1,5 м, протяженность – до 150–200 м, падение крутое, простирание северо-восточное. Единичные дайки встречаются в бассейне рек Холодная, Правая Убойная, Сырадасай, Новоморжово, Талая, а также в пределах интрузии Убойной. Обычно это жиллообразные тела, сложенные минетта-керсантитовыми разностями лампрофиров. В пределах тел интрузий дайки по составу приближаются к сиенитам, сохраняя структурные признаки лампрофиров. Породы в разной степени автотематоморфизованы.

Лампрофиры представляют собой порфириковые мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета и содержат 25–35 % вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена, биотита. Структура пород – лампрофировая, основной массы – гипидиоморфнозернистая. Состоит основная масса из плагиоклаза-калишпата с примесью кварца. Темноцветные минералы представлены биотитом, иногда амфиболом. Акцессории – апатит, сфен. Полевые шпаты серицитизированы, карбонатизированы, пелитизированы; пироксены хлоритизированы и амфиболитизированы. Наличие плагиоклазов отличает лампрофиры устьепясинского комплекса от лампроитов чичаговского.

По химическому составу лампрофиры отвечают основным породам, переходным от щелочных к умереннощелочным с ярко выраженным калиевым типом щелочности. Для пород характерны повышенные содержания Ва, Ве, Sr, Zr, Nb.

Абсолютный возраст пород по определениям К-Аг методом составляет 226–242 млн лет. Выполненные в ЦИИ «ВСЕГЕИ» изотопные определения цирконов из пород гор Чёрная и Оленья дали определения в рамках $230,2 \pm 3,6$ – $232,3 \pm 4,5$ млн лет. В одной из выборок цирконов присутствуют зерна с возрастом 603 ± 14 млн лет (проба D-12).

Моржово-убойнинский комплекс монцонит-граносиенитовый ($\chi T_{2-3}mu$) выделен Ю. Е. Погребницким и представлен тремя массивами на островах Моржово и Расторгуева, Убойнинским массивом в среднем течении р. Убойная (петротип), интрузией оз. Сырута. Интрузии островной группы и Убойнинский массив прорывают терригенные отложения палеозоя. Интрузия оз. Сырута сечет вулканиты нижнего триаса. Галька сиенитов отмечена в нижнемеловых конгломератах о. Расторгуева.

Массивы имеют близкие к изометричным очертания с площадью выходов от 5–10 до 30 км² (Убойнинский массив). Различаются массивы однородного (Убойнинский) и сложного (островные массивы) строения с несколькими фазами внедрения.

В строении сложных массивов участвуют сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, гранодиориты и монцониты. Преобладающие кварцевые сиениты ($\xi T_{2-3}mu$) слагают массивы простого строения и внутренние зоны сложных тел. Сопровождающие дайковые образования (мощностью 1–2 м и длиной в десятки метров) представлены лампрофирами, граносиенитами и сиенит-порфирами ($\gamma \xi T_{2-3}mu$). Они иногда формируют самостоятельные линейные ареалы (среднее течение р. Убойная).

С Убойнинским массивом связано медно-молибден-порфировое оруденение, а молибден-порфировое оруденение отмечено в связи с кварцевыми сиенитами одного из массивов о. Расторгуева. Шеелит-молибденитовая минерализация выявлена в скарнах экзоконтакта массива сиенитов на о. Моржово.

Возраст пород по аналогии с беспаятнинским комплексом принят как средне-позднетриасовый. На ГК-1000/2 комплекс называется моржово-убойнинским и датируется поздним триасом – ранней юрой. На геологических картах масштаба 1:200 000 комплекс называется моржово-убойнинским, расчленен на три фазы и датирован ранним–средним триасом [111].

Интрузии комплекса были опробованы нами в 2014–2015 гг. на островах Моржово и Расторгуева. Силикатный состав пород отвечает сиенитам, граносиенитам и монцонитам (прил. 11, табл. 18). Изотопный возраст сиенит-порфиров (проба 273-1) из интрузии о. Моржово отвечает инт. 225–235 млн лет. Возраст массивных сиенитов (проба 273-3) более пестрый, с небольшим количеством конкордантных значений (6 зерен из 15), отвечающим 227, 233, 234 (2 шт.), 237 (2 шт.) млн лет. Возраст пробы 273-10 по аргон-аргону (амфибол) составляет 247 ± 14 млн лет.

Возраст сиенитов (проба 108-1а) из глыб с о. Расторгуева, определенный Ar-Ar методом по амфиболу, составляет $226 \pm 5,6$ млн лет.

Лампрофиры отмечены на восточном побережье о. Расторгуева в ходе наших работ по подготовке к изданию ГК-1000/3 (проба 109-4). Маломощные дайки пересекают аргиллиты и фтаниты каменноугольного возраста, по минералогическому составу отвечают минеттам, а по силикатному – высококалийевым умереннощелочным основным породам (SiO_2 – 50 %, Na_2O – 1,12 %, K_2O – 6,56%). Изотопный (Ar-Ar) возраст по амфиболу составляет $235 \pm 6,5$ млн лет, а по биотиту – $242,1 \pm 5,2$ млн лет (проба 109-4).

Чичаговский комплекс лампроитовый (χT_3c) впервые выделен А. П. Романовым. К комплексу условно отнесены лейцитсодержащие высокомагнезиальные и высококалийевые породы, рассматривавшиеся ранее

в качестве оливиновых разностей лампрофиров. Основная группа жильных тел лампроитов мощностью 0,15–2,4 м и длиной в десятки метров, сосредоточена в линейном ареале длиной до 7 км в нижнем течении Убойной, пространственно тяготеющей к левоубойнинской группе интрузий шонкинитов и щелочных сиенитов. Отдельные тела наблюдались в районе рек Холодная, Макарова и Дюндака. Тела лампроитов пересекают верхнепалеозойские отложения, а также силлы долеритов раннего триаса (р. Холодная). Отдельные тела прорывают лавы лабакской и верхнетамской свит, а также щелочные сиениты на о. Западный Каменный.

По химическому составу породы соответствуют щелочным ультраосновным образованиям калиевой серии. Они характеризуются повышенными содержаниями окислов магния, калия и фосфора при низком количестве глинозема и натрия. Предварительно эти породы отнесены А. П. Романовым к оливин-диопсидовым лампроитам миаскитового типа. Как большинство комплексов малых интрузий, комплекс связывается с поздне триасовой активизацией.

Описание комплекса приводится в сжатом виде по материалам А. П. Романова, обобщившего все имеющиеся данные [120].

Чичаговский комплекс лампроитовый назван по Берегу Петра Чичагова на побережье Пясинского залива, где широкое развитие лампроитов выявлено при проведении ГС-200 в 1986–1990 гг. Предыдущие исследователи магматизма Таймыра относили дайки лампроитов к лампрофирмам минеттакерсантитового ряда. Первыми на сходство химического состава меланократовых сиенитов горы Базовая с лапроитами, по П. Ниггли, указали М. Г. Равич и Л. А. Чайка.

На территории листа S-44,45 обнаружено 30 даек и девять трубок взрыва лампроитов, неравномерно распространенных по площади. Пояс даек закартирован в среднем течении р. Убойная (ниже устья р. Обрывистая), прослеживаясь на 7 км вдоль долины реки среди пород эвенкской свиты. В пределах этого пояса, на водоразделе рек Базовая и Левая Убойная выявлено девять тел трубчатого типа. Интрузии лампроитов контролируются Убойнинской и Пясино-Макаровской зонами разломов северо-западного простирания. Редкие дайки отмечены в долинах рек Новоморжово, Правая Лемберова, Макарова, Холодная, Дюндака, Тамы-Яха, Малая Убойная.

Дайки обычно имеют северо-западное простирание, крутое падение, малую мощность (0,1–3,5 м) и протяженность (от 20 до 150 м). Трубки взрыва наблюдаются в виде останцов высотой 2–4 м, имеют овальные очертания и размеры от 15 × 20 до 50 × 130 м. Лампроиты резко выделяются среди других пород по высокой магнитной восприимчивости и гамма-активности (20–25 мкР/час). Контакты с вмещающими породами ровные, приконтактные изменения незначительны в связи с малыми мощностями тел.

Состав лампроитов в дайках и трубках почти одинаковый. Породы зеленовато-коричневато-серые мелкокристаллические до афанитовых, порфиоровые. Центральные части трубок сложены обычно массивными, реже – миндалекаменными лампроитами. Структура – порфиоровая, лампрофировая, в основной массе – микролитовая, пойкилитовая. Количество фенокристаллов, представленных флогопитом, оливином, диопсидом, лейцитом в разных соотношениях

составляет от 20 до 50 % объема породы. Основная масса состоит из ортоклаза, лейцита, флогопита, пироксена, амфибола и, иногда, стекловатого мезостазиса. Флогопиты лампроитов Таймыра имеют промежуточный состав между слюдами кимберлитов и лампроитов. Среди акцессорных минералов преобладают хромшпинелиды и апатит, отмечаются магнетит, ильменит, перовскит, корунд, циркон и рутил. В трубках, кроме того, встречаются альмандин, гроссуляр, андрадит, сфен, анатаз, муассанит, барит, флюорит, хромпикотит, пикроильменит, голубая шпинель. Характерно широкое развитие вторичных минералов: по оливину – тальк и серпентин; по лейциту – ортоклаз, цеолиты, карбонат; по основной массе – ортоклаз, цеолиты, карбонат, хлорит, халцедон, кварц, рудные. В трубках отмечаются темные ксенообломки размером до 5 см, реже – до 10–20 см.

Представительное опробование лампроитов и кимберлитов Таймыра на алмазы не проводилось. Были отобраны пять проб общим объемом 0,35 м³, в которых алмазы не были обнаружены.

Sm-Nd изотопные исследования указывают на участие в процессах магмогенерации вещества обогащенной литосферной мантии типа EM I и EM II. Модельные датировки T(Nd)_{DM} (млн лет) составляют 1340,5 и 1367,9 млн лет. Геохронологические датировки даек, определенные K-Ar методом, отвечают 248 ± 1 (проба КЛТ-1) и 245 ± 1 (проба КЛТ-2) млн лет, а Rb-Sr – 257 ± 1 (проба КЛТ-3) и 230 ± 2 (проба КЛТ-4) млн лет.

В пробе У-21 из лампроитов на левобережье р. Убойная возраст (U/Pb) двух зерен цирконов составляет 654 и 1819 млн лет (очевидно, ксеногенные). Возраст (Ar/Ar) слюды из этой же пробы уверенно (96 % выделившегося аргона) отвечает значению 244,3 ± 3,3 млн лет.

Возраст (Ar/Ar) дайки в нижнем течении р. Хариусовая (левый приток р. Убойная), обозначенной на ГК-1000/2 и ГК-200 как лампроиты чичаговского комплекса, составляет 247 ± 2,7 млн лет по биотиту и 240 ± 9,8 млн лет – по амфиболу (проба 106-9).

По совокупности приведенных данных сделаны выводы [120].

Лампроиты Западного Таймыра (лист S-44,45) принадлежат к обширной провинции щелочно-ультраосновных пород и относятся к низкотитанистым агапайтовым разновидностям семейства орендитов.

Интрузии близки по вещественному составу к лампроитам Испании, Алдана, Костомукши. Достаточно сходны с североамериканскими (Прери-Крик и Лейцит-Хилл), выборочно приближаясь к австралийским лампроитам (Эллендейл, Аргайл, Лиссадел-Роуд), отличаясь от классических более низкой титанистостью.

Типоморфизм флогопита и хромшпинелидов указывает на их сходство с минералами алмазоносных лампроитов, а в отдельных случаях – на сходство с промежуточными между кимберлитами и лампроитами архангельскими породами.

Лампроиты Западного Таймыра в геологической истории связаны с мезозойской активизацией Таймыра, выразившейся в широком проявлении щелочно-кислого магматизма со значительной долей собственно щелочной серии пород.

Находки даек и трубок лампроитов позволяют считать этот регион перспективным на возможное открытие алмазонасных лампроитов, для чего целесообразна постановка специализированных тематических работ по изучению всего комплекса пород лампроитового ряда.

ВЫВОДЫ

Рассмотрение состава, площадей распространения, возраста, формационной принадлежности интрузивных комплексов и вулканогенных толщ позволяет сделать некоторые обобщения по эволюции магматизма.

Наблюдается отчетливое омоложение комплексов с северо-востока к юго-западу. В тектоническом плане это изменение может рассматриваться как удаление от жесткого рифейского блока, сложенного метаморфическими образованиями тревожнинского и интрузиями гусинского комплексов.

Магматические породы сформированы в результате нескольких тектономагматических этапов – байкальского, каледонского, герцинского и, возможно, раннекиммерийского.

В течение *байкальского этапа* сформированы гусинский габбро-диорит-гранитовый (конец позднего рифея – 680–700 млн лет), приметнинская толща метавулканитов среднего–основного состава, чугуновский умереннощелочногранитовый ранневендский (580–590 млн лет) комплексы и раннекембрийские нерасчлененные умереннощелочные лейкограниты, завершающие цикл. Каждый из комплексов отвечает отдельным, дискретным фазам.

Каледонский этап представлен единственным дивнинским габбродолеритовым комплексом позднедевонского возраста. Судя по имеющимся редким ордовикским и силурийским датировкам аксессуарных и детритовых (в вулканитах) цирконов, на описываемой площади могли иметь место и раннекаледонские события.

Герцинский этап характеризуется мощной активизацией, охватившей промежуток времени от карбона до триаса. Становление магматических комплексов, отвечающих фазам магматизма, проходило по-разному в северной и южной частях Таймыро-Североземельской складчатой области. На севере интрузии гранитоидов внедрялись либо в консолидированные образования рифея–венда, формируя мигматит-гранитовые комплексы либо в полого-складчатые толщи нижнего палеозоя, вызывая их ороговикование. На юге, в пределах Диксоновского геологического района, преобладали соскладчатые интрузии основного состава пермского возраста, сменившиеся излияниями раннетриасовых базальтов и внедрением разновозрастных комагматичных с базальтами интрузий.

На заключительном этапе, который можно, предположительно, отнести к началу киммерийских событий, произошло внедрение малых интрузий щелочного и умереннощелочного состава средне-позднетриасового возраста.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Разнообразие геодинамических условий формирования, широкий возрастной интервал образования геологических тел, разнородность строения разрезов и набора магматических формаций обусловили и разнообразие причин полихронных и полифациальных изменений исходных пород. Наиболее значимыми являются региональный (прогрессивный и регрессивный) и контактовый классы метаморфизма, реже дислокационный. Наряду с перечисленными видами метаморфизма в районе имеют место и метасоматические изменения исходных пород. Кроме метаморфических и метасоматических образований, на отдельных участках установлено наличие мигматитов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Регионально-метаморфические горные породы

Процессы регионального (динамотермального) метаморфизма широко развиты на площади Таймыро-Североземельской складчатой области. Наиболее полно вопросы метаморфизма рассмотрены М. Г. Равичем в монографии «Докембрий Таймыра», в тематических работах А. И. Забияки [46] и в последующих работах В. А. Верниковского, обобщенных в монографии «Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области» [10].

М. Г. Равич в составе докембрийских кристаллических и метаморфических сланцев выделял гнейсовую, зеленосланцевую и филлитовую формации. По данным А. И. Забияки (КО СНИИГГИМС), метаморфические образования Северного Таймыра были расчленены на три комплекса – тревожнинский, челюскинско-харитоновский, шренковский.

В пределах нашего района наиболее глубокие преобразования исходные породы претерпели на северо-востоке, где они выделены в самостоятельный тревожнинский метаморфический комплекс, и на площади от северной части шхер Минина до бух. Воскресенского, где зонально метаморфизованные терригенные флишвидные отложения объединены в ленивенскую серию. Два указанных очага пространственно сближены, что осложняет четкое выделение границ древнего комплекса и более молодых метаморфизованных пород.

Тревожнинский метаморфический комплекс (аgRF_{3tr})

Тревожнинский комплекс в качестве древнейших архейских образований был выделен А. И. Забиякой в ранге стратифицированной метаморфической серии из состава архейско-раннепротерозойских фаддеевской, нижней и верхней карской свит М. Г. Равича, Ю. Е. Погребицкого. Геологами НИИГА гнейсовый комплекс рассматривался в составе зонально метаморфизованных флишоидных отложений медвежьей свиты и каменной серии нижнего протерозоя, геологами ПГО «Красноярскгеология» – в составе ленивеновской серии венда.

Анализ общего тектонического плана района позволил А. И. Забияке предположить в строении берега Харитона Лаптева наличие структур типа окаймленных гнейсовых куполов. Выходы на дневную поверхность пород тревожнинского комплекса приурочены к ядрам этих куполов, где они ассоциируют с гранитоидами разновозрастных этапов, катаклазированными, метаморфизованными и в значительной степени реоморфизованными позднепалеозойскими процессами.

Согласно данным А. И. Забияки и Ю. И. Захарова, тревожнинский комплекс имеет двучленное строение и представлен внизу подкомплексом плагиогнейсов и амфиболитов, а сверху – подкомплексом кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Породы обоих подкомплексов характеризуются высокой степенью метаморфизма, соответствующей в целом амфиболитовой фации. В этом составе породы комплекса (в ранге тревожнинской толщи) включены в региональные стратиграфические схемы и серийную Легенду.

В пределах листов S-44,45 условно выделяется Тревожнинско-Ленивеновский гранито-гнейсовый купол, площадь которого совпадает с полем развития наиболее древних образований описываемого района. На рассматриваемой площади нижняя часть тревожнинского комплекса не обнажена и комплекс представлен только верхней частью в виде фрагментов среди интрузивных пород гусинского комплекса (изотопный возраст цирконов из интрузий – 680–700 млн лет при полном отсутствии других возрастов).

На р. Тревожная в 10 км от устья на правом берегу в урзе воды обнажены тонкослоистые послойно инъецированные гранитным материалом слюдитые кварциты с реликтами песчаных и гравийных структур. Среди кварцитов в верхней части разреза отмечаются единичные прослои кварц-эпидот-альбитовых сланцев. Видимая мощность обнажения – около 100 м. Попытка определить возраст детритовых цирконов закончилась неудачей, поскольку из сводной пробы весом 1,5 кг были выделены всего два циркона. По силикатному составу породы относятся к надотряду кислых, отряду недосыщенных глиноземом и подотряду низко-нормальнощелочных. На диаграммах Предовского уверенно располагаются в поле аркозов.

Выше по течению (12,5 км от устья) кварциты сменяются неравномерно-линзовиднослоистыми биотит-эпидот-альбит-кварцевыми сланцами с наложенным серицитом. Возраст извлеченных из пород 12 цирконов оказался дискордантным для 11 зерен (значения 249, 299–306, 670–700 млн лет) и только одно зерно дало возраст 706 млн лет. Возраст по биотиту (Ar/Ar) составляет $289 \pm 3,1$ млн лет. Возраст гранодиоритов гусинского комплекса, пе-

ресекающих сланцы, колеблется от 672 до 737 млн лет при максимуме в инт. 685–693 млн лет. С учетом изложенных данных, возраст кристаллических сланцев тревожнинского комплекса на исследованных участках не может быть моложе конца позднего рифея, а возраст метаморфизма может отвечать границе карбона и перми.

В районе бух. Воскресенского, где на мысе Пацинко предполагался выход гнейсов и амфиболитов тревожнинского комплекса, по наличию детритовых цирконов поздневендского и раннекембрийского возрастов в отчетливо слоистых породах с обилием скарнированных конкреций приходится, видимо, отказаться от тревожнинского комплекса (во всяком случае, для опробованных нами пород).

Общая мощность тревожнинского комплекса, согласно серийной легенде, превышает 4200 м, хотя на нашей площади, в связи с присутствием только верхней части комплекса, мощность может быть ниже.

Зонально-метаморфизованные породы ленивенской серии

Регионально метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации породы не выделены в отдельный метаморфический комплекс и рассматриваются как продукт зонального метаморфизма флишоидных пород поздневендского возраста. Указанные образования развиты у нас на двух участках – в бух. Воскресенского и в северной части шхер Минина.

Метаморфизм в описываемых отложениях изменяется от низких ступеней зеленосланцевой фации (реки Ленивая, Широкая) до амфиболитовой фации умеренных давлений. В условиях амфиболитовой фации на небольших участках метаморфизм сопровождается мигматизацией и гранитизацией. Крупные массивы позднепалеозойских двуслюдяных и биотитовых гранитов имеют, как правило, изометричную форму, размещены среди метаморфитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и формируют роговиковые ореолы, наложенные на регионально-метаморфическую зональность.

Участок бух. Воскресенского. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации на площади менее 10×10 км. Выделяются сланцы, кристаллические сланцы и гнейсы различного состава. Основными минералами сланцев являются кварц (50–70 %), ставролит (10–20 %), биотит (от 1–2 до 40 %) и мусковит (от 5 до 30 %). В качестве второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют гранат, эпидот, цирконы. Гнейсы состоят из калиевого полевого шпата (20 %), кварца (20 %), биотита (40 %) и амфибола (от 5 до 10 %). По химическому составу породы относятся к надотрядам кислых и средних пород, отряду насыщенных глиноземом и подотряду умереннощелочных.

Значительная часть метаморфических пород имеет признаки первичных пород и может относиться к парапородам. На диаграммах реконструкции первичного состава, по А. В. Неелову и А. А. Предовскому, породы попадают в поле терригенных образований.

Для определения возраста субстрата в ходе работ по составлению ГК-1000/3 были проведены изотопные (U/Pb) исследования цирконов из трех

проб общим объемом выборки 50 зерен с конкордантными значениями. В возрастных группах резко преобладают цирконы поздневендского возраста (550–600 млн лет). Отмечаются единичные зерна с возрастом 1158, 1201, 490, 1574, 1739, 1815, 1847, 1917, 1948, 1984 и даже 2716 млн лет.

На севере шхер Минина преобладают кварц-двуполешпатовые биотит-амфиболовые гнейсы. Реже отмечаются биотит-кварцевые кристаллические сланцы. По химическому составу породы относятся к надотрядам средних и кислых, отряду насыщенных глиноземом, подотрядам нормально и умереннощелочных. На диаграммах реконструкции первичного состава большинство проб относится к первично-осадочным терригенным породам, преимущественно – к грауваккам.

Сравнение пород двух участков показывает, что породы шхер Минина отличаются меньшими количествами железа, темноцветных минералов и сильнее изменены (карбонатизированы, хлоритизированы, серицитизированы).

Контактово-метаморфические породы

Контактовый метаморфизм широко развит на площади листов в связи с интрузиями гранитоидов позднепалеозойского возраста, в то время как триасовые интрузии сопровождаются мигматизацией.

Позднепалеозойские и раннемезозойские интрузии гранитов сопровождаются незначительными по площади зонами ороговикования, что, скорее всего, связано с крутым залеганием кровли массивов. На контакте с *интрузиями рыбнинского* комплекса на о. Круглый ороговикование проявлено на расстоянии до 0,5 км. Породы вблизи контакта изменены в биотит-роговиковой фации. На удалении алевролиты и аргиллиты превращены в биотит-кордиеритовые или пятнистые роговики.

Характерной особенностью контактовых пород является зависимость их состава от степени предшествующего регионального метаморфизма.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Специальные исследования процессов метасоматоза не проводились и представленные ниже материалы являются краткой сводкой имеющихся сведений о распространении классов и отрядов метасоматических образований.

На площади листа преобладают контактово-метасоматические классы пород.

Контактово-метасоматические породы сопровождают интрузивные массивы и представлены отрядами щелочных, кислых и основных образований. Щелочные отряды представлены калишпатизированными или альбитизированными породами. Особенно ярко указанные процессы проявлены в связи с гранитами позднепермского оленьинского комплекса, которые сопровождаются альбититами, микроклиновыми жилами. Процессы альбитизации характерны для каменноугольных гранитоидов и связанных с ними пегматитов. Калишпатизация сопровождает массивы умереннощелочных гранитоидов триасового возраста. Кислые образования представлены преимущественно

но окварцеванием, а основные – карбонатизацией и, реже, скарнированием карбонатных прослоев и конкреций.

Кварцевожилные образования развиты довольно сильно в шхерах Минина на фоне общей метасоматической измененности пород. Отмечаются кварц-сидеритовые, кварц-хлоритовые и чисто кварцевые жилы и прожилки, с которыми связано золотое оруденение.

МИГМАТИТЫ

Процессы мигматизации широко развиты в междуречье Тревожная–Ленивая и в северной части шхер Минина. В пределах тревожнинского метаморфического комплекса наиболее характерна послойная мигматизация (инъекционные гнейсы), связанная, очевидно, с внедрением интрузий гусинского комплекса. Соответственно, возраст мигматизации – поздний рифей.

Мигматизация пород ленивенской серии в северной части шхер Минина, очевидно, была двухэтапной. Первый этап относится к времени формирования вендских и раннекембрийских гранитоид и подчеркнут наличием мигматитов инъекционно-магматического генезиса. Второй этап соответствует раннетриасовому магматизму, когда были сформированы преимущественно инъекционно-метасоматические текстурно разнообразные мигматиты (глыбовые, плейчатые, слоистые и др.). На отдельных участках мигматиты приобретают облик гранитогнейсов и даже гранитоидов с триасовым возрастом. В дальнейшем эти образования, сейчас условно отнесенные к оленьинскому комплексу, могут быть выделены в самостоятельный мигматит-гранитовый комплекс триасового возраста.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение района определяется его расположением в пределах сочленения двух планетарных структур – Арктического геосинклинального пояса (далее – АГП) и гипотетической Гиперборейской континентальной платформы (Арктиды).

АГП – подвижный пояс земной коры, опоясывающий впадину Северного Ледовитого океана. Наиболее отчетливо выраженными звеньями АГП являются среднепалеозойская (раннегерцинская) система Канадского Арктического архипелага и раннепалеозойская (каледонская) система Северной Гренландии (Земля Пири и др.). В пределы АГП входят палеозойско-мезозойская система хр. Брукса на Аляске и Новосибирско-Чукотская мезозойская система. В домезозойский период АГП обрамлял Гиперборейскую континентальную платформу, которая в раннемезозойскую эпоху испытала погружение и деструкцию (Хаин, 1984).

Между Северо-Восточной Гренландией и северной частью арх. Северная Земля происходит сочленение Арктического и Урало-Монгольского складчатых поясов. К области этого сочленения относятся складчатые структуры архипелагов Новая Земля, Северная Земля и северной части п-ова Таймыр, выделяемые в качестве Северо-Сибирского порога (субширотная часть пояса между Уралом и Сибирской платформами). Начиная с юры, данный отрезок пояса был втянут в опускания с образованием Западно-Сибирской плиты.

Район располагается на сочленении двух надпорядковых структур – Западно-Сибирской плиты на западе и Таймыро-Североземельской складчатой области на северо-востоке. С юга район оконтурен Енисей-Хатангским региональным прогибом. Структурами первого порядка в пределах Западно-Сибирской плиты являются фрагменты Южно-Карской синеклизы и Северо-Сибирского порога [119], а также Северотаймыро-Североземельская и Таймырская складчатые системы в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области [111].

Первые представления о тектоническом строении и развитии региона были разработаны геологами НИИГА Н. Н. Урванцевым, М. Г. Равичем, Ф. Г. Марковым, В. А. Вакаром, П. С. Вороновым и др. по результатам проведения геологических съемок масштаба 1 : 1 000 000 – 1 : 200 000 и тематических исследований, выполненных в регионе с конца 1940-х до середины 1960-х годов. По их представлениям, структуры были сформированы в результате длительного развития геосинклинали, завершившей свое развитие в

каледонскую эпоху тектогенеза. Начиная с раннего ордовика, формирование отложений происходило в платформенных условиях.

Совершенно иная трактовка развития тектонических структур Таймыра и Северной Земли дана И. П. Атласовым и Ю. Е. Погребницким. Согласно их представлениям, начиная с позднего протерозоя (рифей), указанные регионы развивались в платформенных условиях и не испытывали каледонской складчатости. Важным этапом для Таймыра и Северной Земли явилась активизация, начавшаяся в середине каменноугольного периода и охватившая по времени поздний палеозой и триас. Таким образом, по мнению указанных авторов, формирование основных структур Таймыра и Северной Земли происходило в позднегерцинскую–киммерийскую эпохи складчатости.

Представления о тектоническом развитии Таймыра сибирской школы геологов были изложены В. В. Безубцевым в 1986 г. в Объяснительной записке к геологической карте Горного Таймыра масштаба 1:500 000 [6], А. И. Забиякой, И. Д. Забиякой и др. в 1986 г. в монографии «Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра» [47]. В. В. Безубцев в целом принимал точку зрения Ю. Е. Погребницкого с некоторыми дополнениями и изменениями. На Таймыре им выделялись две складчатые структурно-формационные зоны: Ленивенско-Челюскинская и Шренк-Ленинградская. В пределах последней развит Быррангский позднекарбонный–позднетриасовый авлакоген, который, согласно Ю. Е. Погребницкому, является ветвью Верхояно-Чукотской складчатой системы (геосинклинали) [76].

А. И. Забияка, И. Д. Забияка в результате многолетних исследований Северо-Восточного Таймыра (1972–1984 гг.) в его пределах выделяют структурно-вещественные комплексы: докарельский, карельский, байкальский, каледонский и альпийский, которые по времени их формирования отвечают соответствующим тектоническим циклам (эпохам). Все вышеперечисленные авторы придерживались позиций теории геосинклиналей.

Впервые тектоническое строение Таймыро-Североземельского региона с позиции тектоники плит было рассмотрено В. Е. Хаиным в 1979 г. в монографии «Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия». По мнению автора, в раннем–среднем рифее районы современного Таймыра и Северной Земли подверглись деструкции континентальной коры и вошли в состав подвижного пояса, окружающего Сибирский кратон. Было высказано предположение, что наличие офиолитовой ассоциации на Северном Таймыре связано, возможно, с формированием океанической коры, а излияния вулканитов позднерифейского возраста – на существование в это время островной дуги, к концу позднего рифейя примкнувшей к континенту. Впоследствии эти предположения В. Е. Хаина были более подробно обоснованы А. К. Уфляндом, Л. М. Натаповым и др. в 1991 г. в статье «О тектонической природе Таймыра». Авторы рассматривают историю тектонического развития Таймыра и северной части Сибирской платформы от раннего рифейя до юрского времени исключительно с позиции движения литосферных плит. Дальнейшее развитие геотектонические взгляды вышеуказанных авторов получили в работах В. А. Верниковского, где приводятся результаты современных петро-

химических и геохимических методов, выявляющих связь магматизма и тектоники [10].

Исследования тектонического строения акватории связаны преимущественно с применением геофизических методов, особенно сейсмических. Для Карского моря следует указать монографию, выпущенную в 1991 г. Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта, «Глубинное строение территории СССР» под редакцией В. В. Белоусова, Н. И. Павленкова, Г. Н. Клятковской. В монографии, в разд. 3 приводятся краткие данные о строении земной коры акватории Карского моря по данным зондирования КМПВ и сейсмического профилирования МОГТ. Приведены основные сейсмические скорости (V_T) для метаморфических пород фундамента (верхний карелий-рифей) и осадочных отложений платформенного чехла.

Опорным для интерпретации геологического и тектонического строения северо-восточной части акватории являются материалы регионального сейсмического профиля 4-АР [122].

Проведенные ОАО «Севморнефтегеофизика» (далее – «СМНГ») в 2004–2007 гг. довольно большие объемы профильных сейсмических работ МОГТ в восточной части Карского моря позволили существенно уточнить геологическое и тектоническое строение акватории и в пределах листов S-44, 45 [119].

Значительное уточнение геологического строения региона по результатам выполненных геолого-геофизических и аналитических исследований в рамках работ по настоящему объекту (особенно гидромагнитного профилирования, выполненного в рамках настоящих работ и определения и уточнения изотопного возраста горных пород) позволяет переосмыслить и тектоническое строение.

Границы надпорядковых структур на площади работ в целом соответствуют Легенде Таймырско-Североземельской (2008 г.) серии листов ГК-1000/3, за исключением границ Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, уточненных по сейсмическим данным, результатам гидромагнитного профилирования и исследования донных отложений. Как показала обработка геофизических материалов, границы современных главных тектонических структур являются унаследованными и классифицируются как региональные тектонические долгоживущие нарушения.

Материалы рассмотрены с позиции теории геосинклиналей.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Представления о глубинном строении рассматриваемого района приводятся по данным исследований на опорных профилях Государственной сети (3-АР, 4-АР), геологическим и геофизическим материалам предыдущих исследователей, отчета (ФГУНПП «Севморгео») «Создание единой модели глубинного строения Карско-Баренцевского мегабассейна на основе каркасной государственной сети опорных профилей» [102], опережающей геофизической основы (ГФО) к листам S-44, 45 и собственным материалам ГДП-1000 (2014–2016 гг.).

Сейсмическими работами охвачена акватория Карского моря (в западной части листов S-44, 45), акватория Енисейского залива и суша на юго-западе п-ова Таймыр.

Использование перечисленных выше материалов позволило составить схему глубинного строения рассматриваемой площади и вертикальный модельный разрез (рис. 10) земной коры до глубины порядка 40 км с обоснованием тектонического районирования.

Земная кора на всей площади является корой континентального типа мощностью от 33 до 39 км. Мощности земной коры отражены на схеме глубинного строения изогипсами поверхности «М». Картина изменения мощности земной коры хорошо согласуется с характером аномального гравитационного поля в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$. В соответствии с данными обработки гравиметрического поля выделены относительно поднятые и относительно опущенные блоки. Для опущенных блоков характерны изогипсы поверхности «М» более 38 км, для поднятых – от 33–34 км и менее. Амплитуды смещения блоков, в соответствии с этими данными, невелики (не более 4 км), что говорит о сравнительно спокойном характере рельефа глубинных структур.

Характеризуя в целом глубинное разломно-блоковое строение территории в соответствии с характером аномального магнитного и гравитационного полей, можно констатировать наличие тектонических структур преимущественно дугообразно – субширотного направления. На востоке площади это северо-восточное направление, на западе – северо-западное. Северо-восточное направление является более выраженным, поскольку с ним совпадает ориентировка зон градиентов основных магнитных и гравитационных аномалий площади. Северо-западное направление является подчиненным и более молодым, так как картируется преимущественно по торцевым сочленениям этих аномалий.

Разломы в наиболее молодых комплексах платформенного чехла, трассируемые по данным сейсмических работ, имеют также преимущественно субширотное направление.

Строение земной коры в разрезе приводится по данным сейсмических геотраверсов 3-АР и 4-АР в акватории Карского моря, моделирования по расчетам аномальных составляющих гравитационного и магнитного полей, а также с учетом наиболее устойчивых характеристик по региональным обобщениям, иллюстрируется глубинным геолого-геофизическим разрезом, совмещенным с кривыми значений ΔG и $(\Delta T)_a$. В соответствии с этими данными, в вертикальном разрезе можно выделить девять слоев. Их параметры приведены ниже (рис. 11).

1. Для верхней мантии (слой 1) принято значение плотности $3,3 \text{ г/см}^3$, магнитной восприимчивости – 0.

Выше верхней мантии в разрезе континентальной коры снизу вверх выделяются следующие слои.

2. «Нижняя часть консолидированной коры» – промежуточный слой, выделенный по данным работ на опорных профилях ГСЗ в Баренцево-Карском регионе. Слой имеет габбро-гипербазитовый состав под океанами, серпентинит-гипербазитовый под древними платформами или гранулит-эклогитовый

под геосинклинальными поясами. Граница «М» проходит внутри слоя и в нем же происходит резкий скачок скоростей продольных сейсмических волн: от 6,7–7,6 до 7,9–8,2 км/с.

3. «Магнитоактивная часть верхней коры» – магнитоактивный слой с высокой магнитной восприимчивостью ($S = 5000 \times 10^{-5}$), отвечающий основным породам (базальтовый слой).

Слои 2 и 3 объединяются в состав «нижней коры».

4. «Гранитогнейсовый слой», являющийся неотъемлемой частью коры континентального типа, объединяет гранитоиды, гнейсы и другие относительно слабомангнитные метаморфические образования, входящие на платформенной части в состав архейско-раннепротерозойского(?) кристаллического фундамента. Плотность пород слоя оценивается в $2,8 \text{ г/см}^3$. На площади Таймыро-Североземельской складчатой области слой может занимать близповерхностное (~1–0,5 км) положение.

5. Слой, отвечающий, предположительно, зеленокаменным рифейским вулканогенно-осадочным, карбонатным и кварцитовым дислоцированным толщам с реликтами верхнепротерозойских образований амфиболитовой стадии метаморфизма.

6. Условно выделенный слой, отвечающий рифей-вендским полигенным образованиям в пределах складчатой области, имеющий повышенную намагниченность.

7. Венд-кембрийские дислоцированные терригенные отложения, метаморфизованные, также с повышенной магнитной восприимчивостью.

8. Кембрий-раннетриасовые дислоцированные осадочные терригенные отложения немагнитные.

9. Слаболитифицированные осадочные отложения плитного чехла юрско-мелового возраста.

Среди образований складчатой области картируются близповерхностные высокомагнитные тела с магнитной восприимчивостью до $1000\text{--}2000 \times 10^{-5}$ ед. СИ, отвечающей основным вулканогенным породам пермо-триаса (траппы).

Характеризуя разрез в целом, можно констатировать: слой 4 образует «кристаллический фундамент», слои 5–7 – верхне-протерозойские дислоцированные образования («складчатый фундамент?»), слой 8 отвечает дислоцированным образованиям палеозойско-мезозойского возраста, слой 9 – типично выраженный слой плитного осадочного чехла.

Геологические образования, соответствующие слоям 1–4, выделены только на основе данных по глубинным сейсмическим разрезам (геотрансекты 3-АР и 4-АР) и проинтерполированы на площадь листов S-44, 45 путем модельных построений по данным гравитационной и аэромагнитной съемки. Образования, соответствующие слоям 5–7, по данным сейсмической съемки МОВ ОГТ, отмечаются лишь по положению своей кровли, но изучены непосредственными геологическими наблюдениями в пределах суши. Дислоцированные образования палеозоя изучены сейсмическими работами в пределах акватории Енисейского залива (ОАО «Южморгеология») и сухопутной части Юго-Западного Таймыра работами (ОАО «Таймыргеофизика»). Расчленение плитного чехла в пределах акватории произведено в основном по данным сейсмических работ ОАО «СМНГ».

По каждому слою на схеме показана их плотность, магнитная восприимчивость и скорость сейсмоволн, использованные при моделировании. В целом модельный глубинный разрез (рис. 10) вполне удовлетворительно сопоставляется с имеющимися геологическими представлениями и материалами геофизических съемок.

Обращает на себя внимание, что положительные аномалии поля силы тяжести обусловлены поднятиями преимущественно гранито-гнейсового слоя. На юго-западе Таймыра в пределах площади работ ОАО «Таймыргеофизика» была выявлена высокая корреляционная связь (0,7–0,9) между рельефом сейсмической поверхности VIб (эродированная поверхность архея–нижнего протерозоя) и характером гравитационного поля в редукции Буге $2,67 \text{ г/см}^3$. Это послужило основанием для использования данных гравиразведки для картирования рельефа поверхности кристаллического фундамента (слой 4) по всей площади листа. Для этой цели была выведена эмпирическая формула для пересчета цифровых данных гравиразведки в значения рельефа поверхности фундамента, с помощью которой была пересчитана матрица ΔG_a . В результате, на площади листов S-44, 45 была создана схема, отражающая характер рельефа поверхности кристаллического фундамента (рис. 11).

Тектоническое районирование, выполненное по характеру гравитационного и магнитного полей, позволило уточнить глубинные границы главных тектонических структур, а сами границы классифицировать как региональные тектонические нарушения.

Основной тектонической границей площади является граница между Южно-Карской синеклизой Западно-Сибирской плиты и складчатыми системами: Таймыро-Североземельской, Таймырской и Быррангской.

Данная граница уверенно трассируется на юго-восточных концах сейсмических профилей СМНГ характерным резким уступом отражающей границы А, которая интерпретируется как подошва слаболитифицированного осадочного чехла и складчатых образований верхнего протерозоя – палеозоя. В гравиметрическом поле эта граница также отслеживается по торцевым сочленениям интенсивных положительных и отрицательных локальных аномалий складчатых областей с относительно монотонным полем Южно-Карской синеклизы (рис. 11).

В пределах листов S-44, 45 данная граница проходит между островами Известий ЦИК и Арктического Института. Далее на юг граница плиты огибает замыкая интенсивной гравиметрической аномалии, вызванной поднятием древних отложений приметнинской и тревожинской толщ протерозоя, картируемых в пределах суши в районе п-ова Михайлова. В магнитном поле эта граница также соответствует замыканию интенсивных локальных близповерхностных (~1 км) аномалий, зафиксированных на акватории гидромагнитной съемкой. Очевидно, именно эти положительные структуры, фиксируемые в гравиметрическом и магнитном полях, некоторые исследователи связывают с наличием здесь Северо-Сибирского порога, разделяющего Северо-и Южно-Карскую синеклизы.

Южнее граница плиты картируется в меридиональном направлении по данным сейсмической съемки СМНГ характерными взбросами и уступами отражающей границы А. На юге листа на акватории Енисейского залива гра-

нища плиты проходит вблизи побережья Юго-Западного Таймыра и западного побережья о. Сибирякова. В пределах Южно-Карской синеклизы на площади листа по характерным особенностям гравитационного поля в рельефе кристаллического фундамента выделяются локальные впадины Утешения и Свердрупа.

В отличие от структур Западно-Сибирской плиты, складчатые области характеризуются наличием ярко выраженных гравитационных аномалий.

На севере площади листа в пределах Таймыро-Североземельской складчатой системы гравитационной съемкой картируется интенсивная отрицательная гравитационная (до 80 мГал) аномалия, связанная с локальным прогибом коры и развитием в средней части разреза мощной пачки (7–8 км) пород палеозоя. В тектоническом плане эта аномалия соответствует Северо-Михайловской впадине, выделяемой также сейсмической (площадные работы СМНГ и профиль 4-АР) съемкой. По данным интерпретации СМНГ, впадина отнесена к юго-восточной периферии Северо-Карской синеклизы. Однако по комплексу наших данных, в соответствии с тектоническим районированием смежных листов Т-45–48, впадина отнесена к Таймыро-Североземельской складчатой области. Соответственно, граница Северо-Карской синеклизы и Северо-Таймырской складчатой области проходит западнее и севернее по отношению к тектоническим построениям СМНГ.

К югу от данной впадины картируется группа из трех структур, соответствующих интенсивной положительной гравитационной зоне, разветвляющейся с востока на запад на три фрагмента: северную, центральную и южную.

В тектоническом плане северная ветвь соответствует своду Известий ЦИК, географически соответствующему на севере островам Известий ЦИК.

Центральная часть зоны является наиболее интенсивной (до +50 мГал), простирается на суше от п-ова Михайлова, в акватории замыкается южнее островов Арктического Института и соответствует Мининскому блоку (северный и южный фрагменты). Как указывалось выше, зона обусловлена близповерхностным залеганием древних пород складчатого и кристаллического фундамента Северотаймыро-Североземельской складчатой системы. Это наиболее рельефно проявленные положительные структуры. В интерпретации ОАО «СМНГ» свод Известий ЦИК и Мининский блок пространственно соответствуют Северо-Сибирскому порогу.

Границей раздела Свода Известий ЦИК и Мининского блока является Главный Таймырский разлом (ГТ). На смежных листах Т-44–48 ГТ выделяется как единый, на листах S-44, 45, в соответствии с морфологией гравитационного поля, разделяется на две ветви: непосредственно Главный Таймырский разлом, дугообразно меняющий свое направление на север и его южную ветвь, имеющую субширотное направление и разделяющую Мининский блок на северную и южную части.

Южнее, по характеру магнитного поля (узколокальная протяженная аномалия дайкового типа) уверенно выделяется Диабазовый (Д) разлом, который, по всей вероятности, на площади листов S-44, 45 является границей, разделяющей Северотаймыро-Североземельскую и Таймырскую складчатые системы.

Южная ветвь описываемой положительной гравитационной зоны с аномалией до +30 мГал расположена несколько автономно, пространственно соот-

ветствует Каменным и Плавниковым островам. Границей этой ветви на севере является указанный Диабазовый разлом.

Вся юго-восточная часть листа представляет собой обширную отрицательную в гравитационном поле область (до -20 МГал), географически соответствует Диксоновскому уступу Западного Таймыра. Отделяется от расположенной к северу гравитационной аномалии резкими градиентами аномального магнитного поля и поля силы тяжести. Очевидно, по линии наибольшего градиента проходит серия тектонических нарушений, наиболее значимым из которых является Пясино-Фадеевский разлом (рис. 11).

На юге площади картируются структуры Быррангской складчатой системы, в составе которой по морфологии гравитационного поля выделяются Лескинское и Тетояхское поднятия, разделенные Пуринским прогибом. В целом эти структуры подтверждаются данными сейсмической съемки ОАО «Таймыргеофизика» [100], отражены на их структурной карте подошвы нижнерифейского комплекса (горизонт VIБ). Амплитуда поднятия этих структур по отношению к расположенному к северу Усть-Пясинского прогибу (в интерпретации В. Б. Бурдина – Западно-Таймырская мульда), по данным сейсмической съемки, составляет 6 км. В современном тектоническом районировании группа этих структур выделена как фрагмент Енисей-Хатангского прогиба, формирование которого началось с юрского времени. В составе прогиба проявлена мощная толща слаболитифицированных пород осадочного чехла юрско-мелового возраста, выделенные на глубинном разрезе как слой 9.

Тектонические границы указанных выше структур уверенно картируются по градиентам аномального гравитационного и магнитного полей, среди которых наиболее значимыми являются: Главный Таймырский, Диабазовый, Пясино-Фадеевский, Пуринский и Пограничный. Все разломы имеют дугообразное субширотное северо-восточное и юго-западное направление.

В соответствии с тектоническими построениями ОАО «СМНГ», выполненными в процессе сейсмических работ в акватории Карского моря в центральной и северной частях листа, охарактеризован «Нижний структурный этаж со структурными планами по отражающим горизонтам А(PR–PZ), IV(O–S), III(D₁) и IIIЗ(D₃). Отражающий горизонт А(PR–PZ) определен как подошва осадочного чехла – граница регулярной и хаотической записи. Минимальные глубины залегания подошвы осадочного чехла отмечены на Северо-Сибирском пороге и вблизи п-ова Таймыр (около 500–1000 м).

Отражающий горизонт А(PZ–PR) затронут многочисленными дизъюнктивными нарушениями: сбросами, взбросами и сбросо-сдвигами с амплитудами до 3–5 км и более. Сбросы и сбросо-сдвиги осложняют строение всех антиклинальных структур района, расположенных на выступах складчатого основания и представленных чаще всего в виде горстов или полугорстов».

Отражающие горизонты IV(O–S), III(D₁) и IIIЗ(D₃) в этой части площади отсутствуют. Нижележащие отложения, проявленные как «хаотическая сейсмическая запись», в соответствии с данными по скв. Свердруп определяются как верхнепротерозойско-нижнепалеозойские складчатые образования.

На рис. 12 показана привязка горизонта А к данным бурения по фрагменту профиля 019129, проходящему вблизи о. Свердруп.

На схеме глубинного строения положение горизонта А показано в виде стратоизогипс подошвы осадочного чехла и по возрасту соответствует подошве юрских образований.

Для акватории листов S-44, 45 зона структурного поднятия, в пределах которого наблюдается размыв этой значительной части палеозойских образований, находится вблизи границы двух сейсмических съемок, выполненных ОАО «СМНГ» и ОАО «Южморгео» и тектонически соответствует Диабазовому разлому.

В процессе построения схемы глубинного строения для определения положения указанной тектонической границы в области перекрытия съемок были рассмотрены и проинтерпретированы близкорасположенные два первичных временных разреза СМНГ 130716 (Севморнефтегеофизика), 020601 (Таймыргеофизика) (рис. 13) и один разрез Южморгео 240706 (рис. 14).

На волновых картинах всех маршрутов однозначно отделяется граница «осадочного плитного чехла мезо-кайнозоя» и «акустического фундамента (верхнего палеозоя – протерозоя)».

На рис. 13 показано два сейсмических разреза – 130716 (ОАО «СМНГ») и 020601 (ОАО «Таймыргеофизика»), которые иллюстрируют вышеизложенные положения контакта двух областей: северной, в которой породы верхнего протерозоя – кембрия перекрыты мезозойским плитным чехлом, и южной, в которой развиты отсутствующие в северной части складчатые отложения палеозоя от силура до перми.

На рис. 14 показан разрез 240706, проходящий по акватории Енисейского залива, на котором показана интерпретация первичной сейсмической записи, наглядно иллюстрирующей наличие в разрезе складчатых образований фундамента (AR-PR₂), складчатых образований палеозоя и мезозойского плитного чехла.

Граница складчатых венд-кембрийских и вышележащих палеозойских образований в волновой картине профилей 019126 и 019117 (СМНГ) практически не просматривается. Условно эта граница может быть намечена лишь по тектоническим нарушениям, картируемым в частности по уступам и резкому изменению рельефа на контакте плитных и складчатых образований. На профиле 240706 (Южморгео) выделяется граница относительно пологих и интенсивных складок. В частности, это может быть связано с прохождением профиля по простирианию (Южно-Карская синеклиза) и вкрест простириания (Таймырская складчатость) складчатых образований.

Положение глубинного тектонического нарушения, разделяющего тектоническое поднятие (область размыва пород силура–перми) и область, где эти отложения в разрезе присутствуют в пределах акватории, очевидно, проходит вблизи стыка площадей двух сейсмических съемок.

Достаточно уверенно эта тектоническая граница (надвиг Диабазовый) определяется по гравитационной съемке по резкому градиенту АГП. На карте полного горизонтального градиента АГП значения этого градиента достигают 3 мГал/км. В пределах суши этот разлом закартирован геологической съемкой. На схеме глубинного строения область южнее Диабазового разлома в пределах акватории может быть охарактеризована как область, в пределах которой проявляются складчатые образования нижнего и верхнего палеозоя.

По данным аэромагнитной съемки, выполненной в пределах суши в масштабе 1 : 200 000 и гидромагнитной маршрутной съемки (2014 г.), на акватории зафиксированы многочисленные магнитные аномалии различного спектра, обусловленные как глубоко залегающими, так и приповерхностными магнитовозмущающими объектами, обозначенными на схеме как ареалы пород различного состава. Практически по всем магнитным аномалиям выполнены расчеты глубин залегания магнитовозмущающих объектов (МВО).

Наиболее глубоко залегающими (5–10 км) являются магнитные аномалии в северо-западном, юго-западном и юго-восточном углах листа. По морфологии эти аномалии не коррелируются с гравитационными, но соответствуют глубинам залегания кристаллического фундамента. Очевидно, это вызвано значительными изменениями вещественного состава пород кристаллического фундамента. В пределах указанных площадей могут иметь распространение габбро-диабазы, амфиболиты, амфиболовые сланцы, фельзиты, спилиты, магнитная восприимчивость которых составляет от 300 до 4000×10^{-5} ед СИ. На схеме эти области показаны как ареалы магнитоактивных глубоко залегающих тел основного состава.

В центральной и южной частях площади в пределах Усть-Пясинского прогиба, а также в акватории Енисейского залива имеют широкое распространение близповерхностные (менее 1 км) магнитные аномалии, однозначно связанные с интрузиями и породами трапповой формации мезозоя. В разрезе этой вулканогенно-осадочной толщи широко распространены покровные и интрузивные формы базальтоидов.

Наиболее интенсивными являются узкие и протяженные аномальные зоны, что, очевидно, вызвано положением тектонических нарушений, по которым изливались базальтоиды, и корням их широкого распространения по площади, что подтверждается геологической съемкой. На севере граница распространения эффузивов трапповой формации прерывается Пясино-Фадеевским разломом. Южнее Пограничного разлома, по данным аэромагнитной съемки, аномалии трапповой формации также фиксируются, но морфология их иная, более соответствует покровным линзообразным телам с глубинами залегания 1–2 км. Очевидно, это может быть связано с увеличением мощности перекрывающих отложений осадочных пород мезозоя.

На юго-западе территории листа, в акватории Енисейского залива по характерным аномалиям, зафиксированным гидромагнитной съемкой, область распространения траппов фиксируется вплоть до восточной части о. Сибирякова. На западном побережье о. Сибирякова, по данным гидромагнитной съемки «Южморгео», породы трапповой формации отсутствуют. Очевидно, по этому критерию в западной части о. Сибирякова можно предположить положение зоны сочленения Таймырской складчатой системы и Южно-Карской синеклизы. На схеме эти ареалы показаны как магнитоактивные близповерхностные тела.

В центральной части площади листа, по данным гидромагнитной съемки (ПМГРЭ, 2014 г.), от Плавниковых островов и п-ова Рыбный до о. Свердруп фиксируется группа локальных изометричных и кольцеобразных аномалий. Аномалии зафиксированы также во время полевых работ (2014–2015 гг.) наземной съемкой (на о. Нерпичий интенсивностью до 1000 нТл) и в проли-

вах между островами в шхерах Минина магнитной съемкой с СВП «Хивус-10». По данным измерений физических свойств образцов, отобранных в данном районе, во время этих полевых работ было выявлено, что высокой магнитной восприимчивостью обладают сиениты и граносиениты триасового возраста. Соответственно, выявленные аномалии могут быть обусловлены как этими интрузиями, так и зонами их контактов с вмещающими породами. Учитывая, что расстояния между маршрутами гидромагнитной съемки составляло 25–30 км, объединять все эти аномалии в единую зону не представляется возможным. На схеме показаны контуры интрузий в пределах суши по данным геологической съемки и в пределах акватории по данным магнитометрической съемки.

В районе п-ова Михайлова на схеме показана единая интенсивная (до 400 нТл и более) зона магнитных аномалий, которая распространяется на северо-восток вплоть до п-ова Челюскин. Магнитные аномалии могут быть связаны как с древними метаморфическими породами верхнего протерозоя, так и с молодыми (вплоть до триаса) интрузиями гранитоидов и основных пород. Аномальная магнитная зона имеет пространственное совпадение с аномальной гравитационной зоной, что подтверждает ее приуроченность к области приповерхностного залегания плотных древних пород фундамента. По данным по смежным листам Т-45–48 [24], «...зона охватывает восточную часть о. Большевик, западную часть п-ова Челюскин и южную часть арх. Норденшельда, характеризуется повышенными значениями гравитационного поля и дифференцированным магнитным полем».

В северо-восточном углу листа на схеме выделена зона близко расположенных интенсивных локальных аномалий АМП, которая была зафиксирована гидромагнитной съемкой 2014 г. с борта СВП «Хивус-10». Детализация одной из аномалий этой группы (рис. 15) с борта СВП «Хивус-10» позволила определить, что аномальная зона имеет субширотное северо-западное простирание, вызвана близповерхностными (не более 200–500 м) крутопадающими объектами с высокой магнитной восприимчивостью (по расчетным данным до 100×10^{-3} ед. СИ). Следует сделать вывод о наличии в этом районе интрузий основного состава палеозойского возраста в их близповерхностном залегании, т. к., по данным полевых работ, гранитные интрузии этого района практически немагнитны. Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 500 000 1981 г. эти аномалии не были зафиксированы. Учитывая, что полеты выполнялась на высоте 300 м, то, по всей вероятности, на данной высоте близповерхностные локальные аномалии, имеющие высокий вертикальный градиент затухания, не выявляются.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Западно-Сибирская плита

Западно-Сибирская плита представлена фрагментом Северо-Сибирского порога и восточным замыканием Южно-Карской синеклизы. Раздробленное гетерогенное основание плиты покрыто чехлом юрско-меловых и кайнозойских отложений.

Северо-Сибирский порог

Данная структура разделяет Карскую и Западно-Сибирскую плиты. Объем структуры на нашей площади трактуется неоднозначно. На тектонической схеме ГК-1000/2 [23] к Северо-Сибирскому порогу относилась площадь, включающая всю северную часть листов S-44, 45, включая острова Известий ЦИК, Арктического Института и часть Западного Таймыра к северу от Пясинского залива. По материалам СМНГ [119], на тектонической схеме Северо-Карского шельфа по подошве осадочного чехла к Северо-Сибирскому порогу относится только северо-западный угол нашей площади – от рамки листа до границы Северо-Михайловской впадины. Острова Известий ЦИК указанными авторами относятся к Северо-Сибирскому порогу. По нашим данным, интерпретация магнитометрической и гравиметрической характеристик земной коры, а также геологическое строение островов Известий ЦИК сближает их с Таймыро-Североземельской складчатой областью.

Тектоническая принадлежность Северо-Сибирского порога также неоднозначна – его относят к обрамлению либо Карской, либо Западно-Таймырской плиты. В настоящей работе мы присоединились к интерпретации, предлагаемой на листах S-41–43 [22], к которой присоединились и авторы отчета по результатам глубинного сейсмического профилирования [119], а именно отнесли Северо-Сибирский порог к структурам Западно-Сибирской плиты.

На тектонической схеме ГК-1000/3 фрагмент Северо-Сибирского порога занимает незначительную площадь на крайнем северо-западе, отделяясь от Таймыро-Североземельской складчатой области Сейсмической седловиной неопределенной принадлежности. Характер границы иллюстрируется сейсмическим профилем (рис. 13), на котором видна малая мощность отложений на дислоцированной поднятой относительно соседней впадины поверхности фундамента.

В структурно-вещественном составе выделяются два яруса, отвечающие нижнемеловому угленосно-терригенному СВК (не выходит на поверхность в пределах структуры) и преимущественно терригенному с прослоями углей нижне-среднемеловому СВК. Мощность меловых отложений, по данным СМНГ, достигает 350 м.

Южно-Карская синеклиза

Фрагмент Южно-Карской синеклизы, в соответствии с районированием СМНГ по глубинной сейсмике [119], представлен впадиной Утешения и восточной частью мегавала Вилькицкого, иначе именуемого Пограничной гемиянтеклизой [22].

Впадина Утешения располагается в северо-западной части района, охватывающей острова Свердруп и Арктического Института. Структура вдается в Таймыро-Североземельскую складчатую область, выклиниваясь к востоку. Протяженность с запада на восток – около 200 км, с севера на юг (у западной рамки листа) – около 75 км. Границы впадины определяются приблизительно по изогипсе фундамента 0,5 км и на отдельных участках являются тектониче-

скими со значительными амплитудами смещения. Южная граница впадины практически совпадает с Осевым разломом, протягивающимся с запада и выделенного на листах S-41–43.

Строение синеклизы с запада на восток прослежено несколькими субмеридиональными глубинными сейсмическими профилями, выполненными ОАО «Севморнефтегеофизика». По их данным, мощность плитного чехла на расстоянии в 150 км постепенно уменьшается с запада на восток от 2,5 км у западной рамки листа до 300–400 м к востоку от островов Арктического Института. Поперечный профиль синеклизы асимметричный – северный борт выше и круче, а южный – более пологий и осложнен несколькими ступенями. Между островами Известий ЦИК и Арктического Института сочленение впадины с Западной ветвью Таймыро-Североземельской складчатой областью попадает в зону Главного Таймырского разлома и является тектоническим со смещением до 1 км.

По данным бурения скв. Свердруп-1, фундамент представлен нерасчлененными сланцами позднепротерозойского–раннепалеозойского возраста, а плитный чехол – терригенными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Мощность плитного комплекса на о. Свердрупа составляет 1,8 км. Между складчатым основанием и собственно чехлом фиксируются маломощные (от 50 до 300 м) нерасчлененные пермо-триасовые терригенные отложения, хорошо согласующиеся с сейсмокомплексом ($^{\circ}P-T$), выделяемым по сейсмоакустическим данным.

Отложения плитного мегакомплекса представлены нерасчлененными юрскими (сейсмокомплекс ($^{\circ}J$), не выходит на поверхность) песчано-алевритоглинистыми отложениями, на которых с размывом залегают мел-нижнепалеогеновая трансгрессивная толща. Нижняя часть разреза – угленосно-терригенная (СВК K_{1-2}), верхняя – песчано-глинистая (СВК K_2-P_1).

Мегавал Вилькицкого (пограничная гемиантеклиза) является меридиональной структурой, разделяющей Таймыро-Североземельскую складчатую область и Западно-Сибирскую плиту. На смежных листах S-41–43 разделен Пуринским разломом на Свердрупскую и Сибиряковскую ступени с различным строением складчатого фундамента, который сложен протерозойско-нижнепалеозойскими сланцами на Свердрупской ступени и палеозойско-мезозойскими образованиями – на Сибиряковской. Вдоль оси вала протягивается Притаймырский разлом, прослеженный и на листах S-41–43.

Разрез плитного мегакомплекса аналогичен разрезу во впадине Утешения, отличаясь общим уменьшением мощностей СВК.

Таймыро-Североземельская складчатая область

Таймыро-Североземельская складчатая область разделяется на Северо-таймыро-Североземельскую и Таймырскую складчатые системы, последовательно сменяющие друг друга и разделенные Диабазовым глубинным разломом.

Северотаймыро-Североземельская складчатая система (Карское сводовое поднятие)

Данная складчатая система охватывает восточную часть арх. Северная Земля, западную часть п-ова Челюскин, арх. Норденшельда и северную часть Западного Таймыра (от Нижнетаймырского до Пясинского залива). По возрасту наиболее древних из выходящих на поверхность образований, степени метаморфизма, характеру пликативных и дизъюнктивных структур с севера на юг выделяются Известинско-Тревожнинская и Мининско-Хутудинская складчатые зоны.

Известинско-Тревожнинская складчатая зона выделена из состава складчатой системы по характеру гравиметрической аномалии, в виде дуги протягивающейся от побережья Западного Таймыра (севернее п-ова Михайлов) до островов Известий ЦИК с отчетливым погружением к западу. С юга зона ограничена Главным Таймырским разломом, который традиционно считают надвигом. Аномалия имеет неравномерное, цепочечное строение, где в качестве звеньев выделяются несколько блоков. На севере в пределах зоны присутствует фрагмент Северо-Михайловской впадины.

Юго-восточная часть зоны (Тревожнинская складчатая подзона) представляет собой жесткое сооружение типа срединного массива, центральная часть которого сложена позднерифейскими кварцито-гнейсами тревожнинского метаморфического комплекса и позднерифейскими интрузиями гусинского комплекса. Ядро с северо-запада окаймлено позднерифейскими породами вулканогенно-осадочной приметнинской толщи. Перечисленные образования выделены в позднерифейский мигматит-гранито-гнейсовый СВК позднерифейского возраста. К северу позднерифейский СВК перекрывается флишоидными образованиями черно-сероцветной терригенной ленивенской серии, выделенной в отдельный СВК мощностью до 3000 м. На участке бух. Воскресенского породы интенсивно метаморфизованы. Результаты определений изотопного возраста детритовых и магматических цирконов приведены ранее в главах «Стратиграфия» и «Магматизм», отвечая концу позднего рифея для гранитов, гнейсов и вулканитов, и позднерифейско-вендскому возрасту для ленивенской серии. Важной особенностью возрастного набора цирконов из туфов приметнинской толщи является наличие раннепротерозойских и карельских возрастов, что может указывать на неглубоко залегающие древние образования.

Северо-западная, относительно погруженная часть зоны (Известинская складчатая подзона), на островах Известий ЦИК сложена терригенными (песчано-алевролитовыми) практически неизменными серо-пестроцветными породами, выделенными в ниже-среднекембрийский СВК. В обломочной части пород характерно присутствие большого количества обломков гранитов, в связи с чем песчаники относятся к аркозовым. В южной части островов выделяется Известинская антиклиналь западно-северо-западного простирания, на крыльях которой породы залегают с углами падения от 40 до 75°.

Мининско-Хутудинская субширотная складчатая тектоническая зона занимает площадь от п-ова Михайлова до Пясинского залива и ограничена с юга Диабазовым разломом. В северной части зоны фиксируются интенсивно

мигматизированные и метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации образования ленивенской серии (поздневендский флишоидный СВК). Южнее ленивенская серия несогласно перекрыта в целом пологозалегающими серозелено-пестроцветными мелководными флишоидными отложениями кембрийско-ордовикского СВК. На участках алевролит-аргиллитового состава породы смяты в мелкие разноориентированные складки.

В данной тектонической зоне сконцентрировано большинство гранитоидных интрузий каменноугольно-пермской и триасовой фаз герцинской тектоно-магматической активизации.

Таймырская складчатая система

Таймырская складчатая система занимает площадь от Пясинского залива до Енисей-Хатангского прогиба, разделяясь Пясино-Фаддеевским глубинным разломом на Центрально-Таймырскую и Диксоновско-Северобыррангскую складчатые зоны.

Центрально-Таймырская складчатая зона располагается между Диабазовым и Пясино-Фаддеевским глубинными разломами, охватывая острова и акваторию Пясинского залива, а также северное побережье к востоку от Диксона.

В строении зоны участвуют выходящие на дневную поверхность ордовикско-девонский СВК, охватывающий ордовик-силурийские, силурийско-девонские (устыпясинская свита) и позднедевонские (домбинская толща) морские глубоководные отложения карбонат-фтанит-аргиллитового состава общей мощностью до 1,5 км, а также фрагменты регрессивного терригенного СВК каменноугольно-раннепермского возраста (от зелеевской толщи до эвенкской свиты), выходящие в ядрах синклиналей. Породы смяты в пологие складки с углами падения от 15–20 до 40–50°.

Характерной особенностью зоны является дайково-силловый пояс метагаббро, предположительно, девонского возраста, маркирующий ее северную границу. К северной части зоны также приурочены средне-позднетриасовые мелкие интрузии сиенитов и умереннощелочных гранитов завершающей фазы активизации.

Главными пликративными структурами, выделяемыми в пределах зоны, являются Прибрежная антиклиналь и Спокойнинская синклиналь. Зона пересечена магмоконтролирующими разломами северо-западного простирания.

Диксоновско-Северобыррангская складчатая зона охватывает наиболее молодые образования Западного Таймыра в пределах описываемой зоны, развитые к югу от Пясино-Фаддеевского разлома вплоть до границы Енисей-Хатангского прогиба. Выходящие на поверхность отложения и вулканогенные образования выделены в эвенкско-бражниковский терригенно-угленосный СВК межгорных впадин позднекаменноугольного–позднепермского возраста и сырадасайско-верхнетамский туфогенно-базальтовый позднепермский–раннетриасовый СВК.

Магматические образования представлены обилием субсогласных силлов и даек, локализованных в пермских отложениях, а также единичными мелкими штоками средне-позднетриасовыми щелочносиенит-сиенитовых интрузий.

На участках с обнаженными карбон-пермскими породами выделяются синклинали (Убойнинская, Дюмталейская, Сырадасайская) и антиклинали (Ефремовская, Крестовская). Разрывные нарушения представлены протяженными субширотными дислокациями (Красносочинский, Пуринский) и сдвигающимися их разномасштабными и разноориентированными разломами трещинного типа.

Енисей-Хатангский региональный прогиб

Енисей-Хатангский прогиб отделяет Таймыро-Североземельскую складчатую область от древней Сибирской платформы. Его строение определяется развитием пермско-триасовых рифтовых желобов, перекрытых юрско-кайнозойским плитным комплексом.

На нашей площади данная структура ограничена *Предтаймырским передовым прогибом*, занимающим всю южную часть листов S-44, 45 и осложненным валами и прогибами (мульдами). Северная граница структуры отвечает границе развития плитного мегакомплекса. Описание дается по материалам ГК-1000/2 [23], где оно сделано в наиболее систематизированном виде.

Предтаймырский передовой прогиб имеет ширину около 100–125 км. В его пределах плитный комплекс трансгрессивно перекрывает пологие складки приплатформенного крыла Таймыро-Североземельской складчатой области. Над складчатым фундаментом рифейской консолидации выделяются венд-раннетриасовый промежуточный этаж и плитный мегакомплекс.

По глубине залегания фундамента и строению плитного комплекса выделяются Южно-Таймырская моноклираль и Центрально-Таймырский прогиб.

Выходящими на поверхность СВК плитного мегакомплекса являются яковлевско-долганский терригенно-угленосный ранне-среднемеловой и дорожковско-танамский терригенный верхнемеловой фосфоритоносный. Сводная мощность плитного комплекса колеблется от 500 до 1500 м.

На площади листа осложняющими структурами II, III порядков являются (с запада на восток): Корсаковское поднятие, Нижнепуринский, Тетояхский, Тарейский валы и северная часть Центрально-Таймырского прогиба. Нарушения, смещающие выходящие на дневную поверхность комплексы, не фиксируются.

ПЛИКАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Описание выделенных пликтивных частных структур производится с севера на юг в соответствии с тектонической схемой.

Северотаймыро-Североземельская складчатая система разделяется на две складчатые зоны – Известинско-Тревожнинскую и Мининско-Хутудинскую. В составе Известинско-Тревожнинской зоны выделены Известинская и Ленинская антиклинали и фрагмент Северо-Михайловской впадины. Мининско-Хутудинская зона рассматривается как одноименная моноклиза.

Известинская антиклиналь установлена при полевых работах 2014 г. Северной партии ПМГРЭ и прослежена в субширотном направлении (запад–северо-запад–восток–юго-восток) на расстоянии 68 км. Центральная

часть антиклинали на о. Пологий-Сергеева сложена терригенными, преимущественно песчаниковыми отложениями сергеевской толщи условно раннекембрийского возраста. Северное крыло антиклинали прослежено по островам Хлебникова, Тройной и сформировано среднекембрийскими(?) пестроцветными аргиллит-алевролит-песчаниковыми отложениями известинской толщи.

Породы сергеевской и известинской толщ смяты в изоклиальные складки запад-северо-западного ($280\text{--}290^\circ$) простирания с размахом крыльев 150–200 м. Углы падения на крыльях складок колеблются от 40 до 75° .

Ю. Е. Погребницкий относил острова Известий ЦИК к Северо-Сибирскому порогу [23]. По мнению авторов настоящей записки, по литологическому составу пород, характеру ритмичности, амагматичности острова Известий ЦИК сходны с участком горы Базарная на северо-востоке о. Октябрьской Революции (арх. Северная Земля), где установлены фаунистически обоснованные среднекембрийские отложения. Возможно, острова Известий ЦИК следует отнести к южной периферической части Карской плиты.

Ленивенская антиклиналь в пределах площади работ прослеживается от северной части Берега Харитона Лаптева (бух. Воскресенского) в западном направлении до островов Скотт-Гансена, охватывая мелкие острова Карского моря и п-ов Михайлова. Центральная часть антиклинали выполнена позднерифейскими метаморфическими образованиями тревожнинского комплекса, гранитоидами гусинского комплекса и метавулканитами приметнинской толщи, которые в совокупности отвечают срединному массиву, сформированному в ходе раннего этапа (поздний рифей – ранний венд) байкальской складчатости.

Складчатое обрамление срединного массива наиболее детально изучено по северному побережью Берега Харитона Лаптева от устьев рек Гусиная, Ленивая на западе до верховьев рек Гусиная, Толевая на востоке (лист S-46). В 2015 г. в ходе полевых работ Северной партии ФГУНПП «ПМГРЭ», в нижнем течении р. Ленивая (25 км от устья) был составлен опорный разрез верхневендской стерлеговской толщи. На протяжении 600 м установлено в целом моноклиальное залегание с общим простиранием $250\text{--}285^\circ$ и углами падения от 25 до 75° . Сходные элементы залегания (азимут падения 350° , угол 75°) характерны для песчаников стерлеговской толщи непосредственно на мысе Стерлегова. В устье р. Ленивая практически неизменные терригенные породы стерлеговской толщи падают к востоку–северо-востоку под углом 25° .

На участке бух. Воскресенского первичные складчатые структуры затушеваны интенсивной рассланцованностью и высокой степенью метаморфизма пород. Тем не менее выделены мелкие фрагменты антиклиналей и синклиналей на мысах Белужий, Улитка, Пасть, Южный, Высокий с простиранием осей складок от 280 до 315° . Углы падения на крыльях колеблются от 60 до 80° , вплоть до вертикального залегания.

Южное крыло Ленивенской антиклинали в виде широтной полосы прослеживается к югу от п-ова Михайлова, охватывая северную часть шхер Мина и нижнее течение рек Диоритовая и Широкая, сужаясь к востоку до 10–15 км. Крыло сложено породами ленивенской серии верхнего венда – пре-

имущественно слабо метаморфизованной стерлеговской толщи. Отложения смяты в изоклиналильные складки с размахом крыльев от первых сотен метров до 1 км. По юго-востоку о. Колосовых простирание осей складок изменяется от 240–250° до 280–290° с углами падения на крыльях от 35 до 75°. В нижнем течении р. Широкая при тех же углах падения оси изоклиналильных складок ориентированы на север–северо-восток, что может указывать на разворот или замыкание структуры.

В целом складчатые структуры в породах ленивенской серии обрамляют выступы срединного массива.

Формирование структур складчатого обрамления срединного массива проходило в несколько этапов. Начало формирования структур можно связать с завершающей (салаирской) фазой байкальской складчатости, которая проявилась внедрением раннекембрийских (516–530 млн лет) лейкогранитов. Дальнейшее преобразование происходило, очевидно, в герцинскую эпоху (уральская фаза) складчатости, интенсивно проявившуюся в краевых частях Ленивенской антиклинали массовым внедрением гранитоидных интрузий мининского позднекаменноугольного–раннепермского комплекса. Завершающий этап формирования складчатых структур можно соотнести с киммерийской эпохой складчатости, которая на площади Ленивенской антиклинали проявлена формированием туфов и вулканитов скотт-гансеновского триасового комплекса на островах Скотт-Гансена и в восточной части п-ова Михайлова (сопка Заозёрная).

Мининско-Хутудинская моноклиза прослежена от шхер Минина на западе (с севера на юг от о. Колосовых до о. Зверобой) до приустьевой части рек Скалистая и Грустная на востоке. Протяженность моноклизы с запада на восток составляет 170–175 км при ширине от 65–70 км на западе до 40 км на востоке. Моноклиза сформирована терригенными отложениями раннекембрийского–среднеордовикского возраста общей мощностью 2100–3400 м.

По данным С. В. Кулакова и Л. П. Никулова [109, 115], ниже-среднекембрийские отложения смяты в изоклиналильные складки с общим субширотным простиранием осей от 285 до 20° и размахом крыльев от первых сотен метров до 2–3 км. Углы падения на крыльях складок меняются от 50–75° до запорокинутого залегания.

В пределах моноклизы зеркало складчатости полого погружается на юго-восток под углом 8–10°. Формирование складчатых структур связано, очевидно, с позднебайкальской и раннекаледонской фазами складчатости. Герцинская и киммерийская эпохи складчатости на площади моноклизы фиксируются сводово-глыбовыми движениями и внедрением гранитоидных интрузий каменноугольно-пермского и триасового возрастов.

Таймырская складчатая система разделяется на Диксоновско-Северобыррангскую и Центрально-Таймырскую зоны, разделенные Пясино-Фадеевским разломом. Частными структурами Центрально-Таймырской зоны являются Спокойнинская синклинали и Прибрежнинская антиклиналь.

Спокойнинская синклинали протяженностью 150–160 км прослежена от островов Долгие (Пясинский залив) на западе до верхнего течения р. Спокойная и истоков р. Хутудабига на востоке. Ширина синклинали достигает 30–35 км.

Периферическая часть синклинали сформирована терригенно-карбонатными нерасчлененными отложениями нижнего ордовика – нижнего силура, а центральная – доломитами, углеродистыми сланцами, фтанитами, алевролитами и песчаниками устьпясинской свиты верхнего силура – среднего девона. Северной границей синклинали служит разлом Диабазовый, отделяющий ее от Мининско-Хутудинской моноклизы. Южной границей служит Северо-Пясинский разлом. Отложения усть-пясинской свиты смяты в изоклинальные складки с размахом крыльев 1–2 км и общим восток-северо-восточным простиранием осей складок с углами падения на крыльях от 40–60°. В северной части синклинали, в зоне влияния Диабазового разлома углы увеличиваются до 70–80°, а в породах наблюдаются массовые внедрения согласных даек и пластовых интрузий основного состава угрюминского позднепермского (дивнинского позднедевонского?) комплекса. Исходя из общего геологического строения Западного Таймыра, можно предполагать, что начальный этап формирования складчатых структур спокойнинской синклинали происходил в уральскую фазу (поздний карбон – ранняя пермь) герцинской эпохи складчатости, а окончательный – в пфальцскую фазу (поздняя пермь – ранний триас) герцинской эпохи.

Прибрежная антиклиналь прослежена вдоль северного побережья Пясинского залива от нижнего течения р. Убойная в восток-северо-восточном направлении до мыса Входной в устье р. Пясины на расстояние 160 км при максимальной ширине до 40 км (район южного обрамления о. Расторгуева). Антиклиналь имеет асимметричное строение с пологим северным крылом и крутопадающим южным. К центральной части антиклинали приурочены выходы нерасчлененных отложений нижнего ордовика – нижнего силура и глинисто-карбонатные отложения верхнесилурийской – среднедевонской устьпясинской свиты. Краевые части антиклинали сформированы карбонатными отложениями верхнедевонской домбинской, нижнекаменноугольной зелеевской толщ и терригенными породами среднекаменноугольной макаровской свиты. Прибрежная антиклиналь осложнена мелкими линейными структурами высоких порядков шириной 5–10 км и протяженностью от 25 до 100 км.

Отсутствие в геологическом разрезе достоверно фаунистически обоснованных отложений серпуховского яруса нижнего карбона, наличие длительного перерыва между зелеевской толщей и макаровской свитой указывает на наличие поднятия в пределах антиклинали в серпуховскую эпоху. Очевидно, поднятие было связано с проявлением свальбардской фазы складчатости герцинской эпохи, характерной для западного сектора Арктики. Окончательное формирование структур антиклинали происходило в ранние фазы киммерийской эпохи складчатости (граница среднего–позднего траса), что подчеркивается многочисленными средне-позднетриасовыми гранитоидными интрузиями по северному обрамлению антиклинали (острова Каменные, Расторгуева).

Убойнинская синклиналь разделяет Прибрежную и Ефремовскую антиклинали и прослежена от северной части мыса Исаченко в Енисейском заливе в восток–северо-восточном направлении до среднего течения р. Левая Убойная – истоки р. Новоморжово – истоки р. Озёрная (левый приток в устьевой части р. Пясины) на расстоянии 135–140 км. Ширина синклинали

в западной части, на участке рек Левая Убойная–Базовая составляет 40 км, уменьшаясь к востоку – в районе р. Озёрная – до 10–12 км.

Центральная часть синклинали сформирована раннепермскими черно- и сероцветными терригенно-угленосными отложениями ефремовской и убойнинской свит с массовым внедрением субсогласных силлов и даек долеритов ранне-среднетриасового быррангского комплекса. Отложения смяты в изоклиналильные складки с размахом крыльев 0,6–1 км и углами падения 40–60°. В зонах разломов отмечается увеличение углов падения до 70–80° вплоть до запрокинутого залегания. Северной и южной границами синклинали служат, соответственно, Пясино-Фаддеевский и Красносопочинский разломы.

Формирование структур Убойнинской синклинали происходило в уральскую фазу герцинской складчатости, о чем свидетельствует внедрение соскладчатых интрузий трахидолеритов позднепермского тарисеймитаринского комплекса. Окончательное формирование структур завершилось, очевидно, в ранние фазы киммерийской эпохи складчатости.

Дюмталейская синклинали является, возможно, восточным продолжением Убойнинской синклинали, осевая линия которой сдвинута к югу на 18–20 км. Синклинали прослежена на расстоянии 140 км от истоков р. Малая Пура через нижнее течение рек Пясины и Дюмталей до верхнего течения р. Ланта. Максимальная ширина синклинали – 25–30 км. Центральная часть структуры сформирована нижнетриасовыми вулканитами верхнетамской и лабакской свит, а краевые части – позднепермскими вулканитами сырадасайской свиты. Для центральных частей синклинали характерны пологоволнистые складки шириной в первые километры субширотного простирания с углами падения 5–15°. В краевых частях углы падения пород увеличиваются до 35–40°.

Формирование структур Дюмталейской синклинали происходило в ранние фазы киммерийской эпохи складчатости (поздний триас – ранняя юра), хотя начало формирования может быть связано с завершающим этапом герцинской эпохи (пфальцская фаза). Последнее предположение подтверждается наличием в основании сырадасайской свиты туфоконгломератов, туфогравелитов, лавобрекчий мощностью 25–45 м (участки истоков р. Толбато – левобережья р. Бинюда на смежном листе S-46).

Северной границей синклинали служит Красносопочинский разлом, а южная граница условно проводится по серии субширотных нарушений, разделяющих ее с Ефремовской антиклиналью.

Ефремовская антиклинали прослежена от восточного борта Енисейского залива (бух. Ефремова) к востоку через истоки рек Левая и Правая Убойная, Малая Пура до левобережья нижнего течения р. Пясины на 180–190 км при максимальной ширине на западе до 40 км. В восточной части антиклинали постепенно выклинивается до 15 км. На участке рек Ефремова–Левая Убойная к центральной части антиклинали приурочены выходы карбонатных пород вернедевовской домбинской толщи, а краевые части сформированы нижнекаменноугольными–нижнепермскими карбонатно-терригенно-угленосными отложениями зелдеевской, макаровской, эвенкской и ефремовской свит. Центральная и восточная части антиклинали сложены терригенно-угленосными отложениями убойнинской, крестьянской, макаревичско-браж-

никовской свит пермского возраста. Породы смяты в изоклиналильные складки с размахом крыльев от сотен метров до первых км с углами падения 50–60°, а на участках нарушений – до запрокинутого залегания.

Характерной особенностью пермских отложений является их насыщенность складчатými мощными (от 50 до 200 м) интрузиями трахидолеритов позднепермского тарисеймитаринского комплекса, образующими поля, прослеживаемые на расстояния от 10–15 до 35 км.

Начало формирования Ефремовской антиклинали связано с серпуховским этапом свальбардской фазы герцинской складчатости. Окончательное формирование происходило в ранние фазы киммерийской эпохи складчатости (граница среднего – позднего триаса) одновременно с внедрением среднетриасовых сиенитов и гранодиоритов левоубойнинского и устьясинского интрузивных комплексов.

Продолжением ефремовской антиклинали к западу, возможно, является Пограничное поднятие, установленное по профилю 240707, пройденному от о. Вилькицкого (лист S-43) до бух. Ефремова (ФГУП «Южморгеология, 2009 г.). В переходной зоне от Южно-Карской синеклизы к Таймырской складчатой системе в инт. 55–70 км (граница листов S-43 и S-44) отмечается поднятие кровли фундамента (отражающий горизонт А) с глубины 5 км до глубины 1 км. Характерной особенностью поднятия является резкое уменьшение мощности позднедевонских–раннекаменноугольных отложений до 500–600 м и отсутствие в разрезе позднепермских–триасовых отложений, видимо, уничтоженных предъюрской эрозией [112].

Сырадасайская синклиналь служит пограничной структурой, отделяющей Таймырскую складчатую систему от Енисей-Хатангского прогиба. Синклиналь протягивается от устья р. Рогозинка в широтном направлении через устьевую часть р. Оленья (правый приток р. Сырадасай), северную часть оз. Надудотурку и затем постепенно разворачивается к северо-востоку в истоки р. Малая Пура, нижнее течение р. Ленва, истоки р. Сюбя. Протяженность синклинали составляет 270–280 км при максимальной ширине в 40 км на западе и до 50 км на востоке, являясь наиболее крупной структурой в пределах Диксоновско-Северобыррангской складчатой зоны.

В пределах синклинали отмечаются более мелкие складки, сложенные раннетриасовыми вулканитами лабакской и верхнетамской свит. На левобережье оз. Надудотурку отмечаются горст-антиклинали, ограниченные разломами и сложенные отложениями эвенкской, убойнинской, крестьянской, а в единичном случае – даже макаревичской и бражниковской свит. Предположительно, на данном участке в позднепермскую–раннетриасовую эпохи существовала горная страна, в пониженные участки которой изливались базальты.

На западе продолжением Сырадасайской синклинали является Олений прогиб, выделенный на акватории Енисейского залива по профилю 240704 [112], пройденному от пос. Диксон на севере до северо-восточного берега Гыданского полуострова на юге. На указанном профиле в инт. 75–100 км отмечается резкое изменение глубины (с 1,2 до 3,5 км) залегания подошвы позднепермских–раннетриасовых вулканитов с увеличением их мощности до 2 км. Плитная часть чехла, по данным Л. Б. Мейснера, на участке прогиба

представлена меловыми отложениями мощностью до 200–250 м. С юга и севера прогиб ограничен субширотными вертикальными нарушениями домелового заложения.

К востоку, по данным В. Б. Бурдина (профиль 0409206, пройденный от устья р. Рогозинка к востоку до нижнего течения р. Пура), глубинное строение структуры осложнено мелкими тектоническими блоками со значительным вертикальным смещением. По представлениям В. Б. Бурдина, на участке от среднего течения р. Сырадасай до южной оконечности оз. Надудотурку (интервал профиля 46–70 км) присутствует серия надвигов, сформированных в позднепермскую–раннетриасовую эпохи одновременно с начальным этапом заложения рифтогенного Енисей-Хатангского прогиба. По данным ГГС-200, к фронтальной части предполагаемого надвига приурочены выходы позднепермских макаревичско-бражниковской и сырадасайской свит, на которых со стратиграфическим несогласием залегают раннетриасовые вулканиты. Фактически возможное вертикальное смещение по зоне надвига не превышает первых сотен метров. Приведенный пример показывает всю сложность интерпретации сейсмических данных в складчатых областях и спорность построения на их основе каких-либо тектонических схем.

Необходимо отметить, что Ю. Е. Погребницкий под названием «Сырадасайская» выделял антиклиналь. В. Б. Бурдин также считает структуру антиклиналью, очевидно, имея в виду южную краевую часть Сырадасайской синклинали.

К восточному окончанию Сырадасайской синклинали условно отнесены позднепермские–раннетриасовые отложения крестьянской–верхнетамской свит на правом берегу р. Пясины (верховья рек Сюбя, Бинюда).

Начальный этап формирования структур сырадасайской синклинали связан с древнекиммерийской фазой складчатости (поздний триас – ранняя юра), а завершающий – с новокиммерийской фазой (поздняя юра – ранний мел). Подтверждением этого служит наличие единичных интрузий субщелочных гранитоидов средне-позднетриасового возраста в районе оз. Сыруто, а также отсутствие средне-верхнетриасовых, юрских и верхнеюрских–нижнемеловых отложений в разрезе скв. Гольчихинская-1 (лист R-45).

Крестовская антиклиналь установлена в юго-восточной части Енисейского залива и прослежена фрагментарно от мыса Крестовский на западе до среднего течения р. Глубокая на востоке на расстоянии 60–65 км при максимальной ширине до 10–12 км. Центральная часть антиклинали сформирована верхнепермскими терригенными угленосными породами макаревичской и бражниковской свит, а краевые части – позднепермскими вулканитами сырадасайской свиты с углами падения пород на крыльях складок 15–20°. Крестовская антиклиналь является пограничной структурой, разделяющей Диксоновско-Северобыррангскую складчатую зону и Предтаймырский мегапрогиб Енисей-Хатангского регионального прогиба.

На акватории правобережья Енисейского залива Крестовская антиклиналь фиксируется Варзухинским и Крестовским поднятиями [62].

Возможным продолжением Крестовской антиклинали к западу являются поднятия Сибирякова и Предтаймырское [112, 119]. Поднятия установлены по сейсмическим работам ОАО «Южморгеология», выполненным в 2009 г.

по профилю 240706, пройденному от пос. Троицк на р. Енисей через Енисейский залив через прол. Овцына до восточной оконечности о. Неупокоева. Поднятия прослежены в интервалах 175–195 и 215–230 км соответственно. Характерной чертой Предтаймырского поднятия является обилие домезозойских субвертикальных нарушений и выклинивание пермско-триасовых образований. Плитная часть чехла представлена юрскими– меловыми отложениями мощностью до 1300 м.

Енисей-Хатангский региональный прогиб на площади листа представлен преимущественно Пуринской моноклиной, осложненной с запада на восток Лескинским, Нижнепуринским, Тетояхским и Тарейским валами. Формирование частных структур Енисей-Хатангского прогиба увязывают с кровлей доюрской поверхности, глубина залегания которой варьирует по площади Нарушений, смещающих выходящие на дневную поверхность комплексы, не фиксируется. За основу выделения частных структур в пределах описываемой площади взята обобщающая работа АО «Таймыргеофизика» по глубинному геологическому строению Приенисейской полосы Таймыра и Гыдана [62].

Лескинский вал выделяется в восточной части Гыданского полуострова и прослеживается в северо-западном направлении от мыса Песчаный до бывшей полярной станции Лескино.

Расположение структуры по-разному трактуется разными авторами. Д. Г. Кушнир именует структуру валом, помещает ее в восточной части Гыданского полуострова вдоль побережья с протяженностью 50–60 км. В. Б. Бурдин ориентирует Лескинский вал от одноименной полярной станции в субширотном (восток–юго-восток) направлении к островам Большой и Малый Корсаковский. На схеме структурно-тектонического районирования, составленной по материалам «Южморгеология» [112], выделяется Лескинское поднятие к западу от мыса Песчаный, ориентированное в субмеридиональном направлении, до о. Большой Корсаковский. В работе Ивановой [119] выделяется группа локальных поднятий, расположенных в совокупности так же, как и на схеме Мейснера. Авторами листов расположение Лескинского вала принято в соответствии с точкой зрения Д. Г. Кушнира с включением в его пределы поднятий на прилегающей акватории Енисейского залива.

На участке от мыса Песчаный до полярной станции Лескино плитная часть платформенного чехла представлена ниже-верхнемеловыми отложениями долганской и дорожковской свит (альб–сеноман), а в верхней части – континентальными отложениями среднего звена неоплейстоцена (Лескинская толща), смятыми в изоклиналиные складки (гляциодислокации?). Общая мощность плитных отложений на этом участке резко уменьшается до 0,5–1 км при полном отсутствии в разрезе юрских отложений. По данным В. Б. Бурдина, глубинное строение Лескинского вала практически идентично Сибиряковскому поднятию. В геологическом разрезе отсутствуют рифей-венд-среднекембрийские образования и верхнекембрийские–ордовикские породы с размывом ложатся на незначительно приподнятую кровлю метаморфических пород кристаллического фундамента. Мощность в целом платформенного чехла уменьшается до 6,5 км [62, 100].

В районе островов Большой и Малый Корсаковский поднятие сложено вендскими–нижнетриасовыми образованиями. Верхняя часть поднятия представлена позднепермскими–раннетриасовыми вулканитами, мощность которых резко увеличивается в юго-восточном направлении от 1 до 2 км. Плитный чехол на поднятии практически отсутствует, нарастая к юго-востоку до 1 км мощности, где сложен рыхлыми ниже-верхнемеловыми (валанжин–сеноман) отложениями яковлевской–дорожковской свит. Протяженность поднятия по сейсмическому профилю 240706 составляет 50 км в инт. 90–140 км профиля [112]. Отнесение данного поднятия к Лескинскому валу является условным, поскольку оно может являться южным фрагментом Крестовской антиклинали.

Нижнепури́нский в а л располагается по восточному борту Енисейского залива. В пределах вала выделяются два поднятия – Шайтанское (у Д. Г. Кушнера – без названия) на акватории Енисейского залива и Нижнепури́нское на суше.

По сейсмическому профилю 240706 в инт. 60–43 км, начиная с мыса Шайтанский и до пос. Сопкарга (лист R-44), резко меняется характер геологического разреза – исчезают (выклиниваются) терригенные отложения среднего девона – нижней перми, а мощность силурийских–нижнедевонских сокращается с 1,4 до 0,8–0,4 км. Отмеченный факт указывает на воздымание Шайтанского поднятия. Верхняя часть разреза общей мощностью до 3 км представлена позднепермскими–раннетриасовыми терригенными и вулканогенными породами, которые с резко выраженным стратиграфическим и угловым несогласием залегают на отложениях силура – нижнего девона [112]. Плитная часть представлена отложениями яковлевской и долганской свит, мощность которых постепенно возрастает до 1 км в южном направлении. К северо-северо-востоку (инт. 0–40 км профиля 6209210 ОАО «Таймыргеофизика», 2009 г.) Шайтанское поднятие ограничено Чайкинской впадиной.

Нижнепури́нское поднятие прослеживается от коленообразного поворота р. Быстрая (устье р. Чулюю) в северо-восточном направлении до истоков р. Санафлянка (правый приток р. Пура). Протяженность поднятия составляет 70–75 км при максимальной ширине в западной части до 25 км. Следует отметить, что выделение частных структур в северной части Енисей-Хатангского прогиба проводится по глубине залегания кровли раннетриасовых вулканитов. По данным В. Б. Бурдина, кровля вулканитов в пределах нижнепури́нского поднятия залегает на глубинах 0,5–1,2 км, а в западной части поднятия (профиль 6209208 «Таймыргеофизика») уменьшается до 0,1–0,2 км. Плитный чехол представлен преимущественно ниже-верхнемеловой долганской свитой (альб–сеноман) и только в западной части, в районе р. Чулюю, установлены выходы нижележащей яковлевской свиты апт-альбского возраста [62, 100]. Юрско-меловые отложения волжского регионаруса в пределах поднятия отсутствуют.

На участке низнего течения рек Быстрая, Шоку, Наркай-Тарлая меловые отложения с разрывом залегают на нерасчлененных верхнекаменноугольных–нижнепермских отложениях звенской–убойнинской свит. От истоков р. Чилкуяха до среднего течения р. Быстрая (профиль 6209210, инт. 45–72 км) отмечается резкое поднятие силурийско-нижнекаменноугольных пород с 4

до 2 км глубины при сокращении мощности среднекаменноугольных–нижнепермских отложений вплоть до выклинивания (размыва?) в западной части поднятия.

Начальный этап формирования структур связан с позднедевонской, свальбардской фазой каледонской эпохи складчатости, характерной для западного сектора Арктики. Дальнейшее формирование поднятий происходило в позднекаменноугольную–раннепермскую уральскую фазу герцинской эпохи складчатости, а завершение формирования структур, очевидно, в ранние фазы киммерийской эпохи складчатости (поздний триас – ранняя юра).

Тетояхский вал на описываемой площади представлен северо-восточной частью, располагаясь преимущественно на площади смежного листа R-45. Вал выделен по результатам бурения параметрической скв. Гольчихинская-1 (Гл-1) глубиной 3100 м (1979 г.), расположенной в северо-западной части территории листа R-45. Вал прослежен от верхнего течения р. Малая Гольчиха до верхнего течения р. Пура (устьевая часть р. Моховая) на участке резкого изменения направления русла реки с субширотного на меридиональное. Протяженность вала составляет 55–60 км при максимальной ширине в 25–30 км. По скв. Гл-1 кровля позднепермских–раннетриасовых вулканитов нижнегольчихинской подсветы установлена на глубине 1555 м; выше с резким стратиграфическим и угловым несогласием залегают меловые отложения валанжинского–сеноманского ярусов. Отложения волжского региона (титонский–берриасский ярусы) в разрезе скважины отсутствуют, а мощность четвертичных отложений достигает 100 м.

В пределах листов S-44, 45 фрагмент Тетояхского вала зафиксирован от пос. Сопкура до среднего течения р. Пура на профиле 6209212 (ОАО «Таймыргеофизика», 2009 г.). На участке рек Медвежья–Малая Гольчиха (инт. 40–60 км) отмечается незначительное (с 1300 до 1100 м) поднятие кровли вулканогенных пород нижнегольчихинской подсветы, перекрытых нижне-среднемеловыми отложениями с выдержанной мощностью около 1000 м. Северная граница Тетояхского вала зафиксирована на левобережье р. Пура (инт. 95–105 км), где отмечается резкое поднятие кровли верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений с 3,6 до 2,4 км глубины с одновременным увеличением мощности меловых отложений до 1400 м.

Геологическое строение разреза центральной части Тетояхского вала к югу от описываемой площади резко отличается выходом на доюрскую поверхность метаморфических пород раннепротерозойского–рифейского возраста. В составе плитных комплексов мощностью до 2,4–3 км наряду с нижне-верхнемеловыми отложениями присутствуют и породы волжского региона [100].

К центральной части Тетояхского вала приурочены выходы нижнемеловой (апт-альбской) яковлевской свиты, а краевые части сложены верхне-нижнемеловыми отложениями долганской и дорожковской свит. С учетом того, что на Мессояхской площади к долганской свите приурочены промышленные месторождения газа и конденсата, восточная часть вала на участке рек Пура–Быстрая–Моховая является перспективной площадью для поисков газовых месторождений.

Тарейский вал выделен в юго-восточной части листа S-45 и прослеживается на 170 км от приустьевой части р. Лыдинка (правый приток в среднем течении р. Пура) в северо-восточном направлении через оз. Нагаме до приустьевой части р. Тарая, где его ширина является максимальной и составляет 30–35 км. На площади работ вал является наиболее крупной структурой второго порядка, но, к сожалению, не изученной бурением и глубинным сейсмическим профилированием.

По данным Д. Г. Кушнера, в пределах вала выделяется ряд локальных мелких поднятий – Лыдикское, Нагамское, Северное и Южное Тарейское. По данным В. Б. Бурдина, подошва плитного чехла (кровля вулканитов поздней перми – раннего триаса) на участке среднего течения р. Пура–устье р. Тарая залегает на глубинах 2,5–1 км, постепенно повышаясь в северо-восточном направлении. В пределах Лыдикского поднятия на дочетвертичной поверхности преобладают терригенные отложения (глины, алевроиты с прослоями фосфоритов) верхнемеловой дорожковской свиты. На участке оз. Нагаме–устье р. Тарая закартированы верхнемеловые отложения вышележащей насоновской свиты. Анализ мощностей меловых отложений на участке Лыдикского поднятия указывает на возможное наличие в основании плитного чехла ниже-верхнеюрских отложений мощностью до 1,5 км, что увеличивает его перспективы на возможное обнаружение газовых месторождений.

Агапский прогиб на площади работ присутствует незначительным фрагментом на крайнем юго-востоке и на тектонической схеме не показан.

По данным Ларичева и ГК-1000/3 листа S-46, глубина залегания подошвы плитного чехла (доюрской поверхности) составляет 7–7,5 км. Верхняя часть плитного чехла на этом участке представлена верхнемеловыми отложениями танамской, салпадаяхской и насоновской свит (маастрихтский–сантонский ярусы) общей мощностью до 900 м. Основная часть прогиба расположена в северо-восточной части листа R-45 в верхнем течении р. Пяпина (район р. Агапа). Максимальная глубина залегания доюрской поверхности в центре прогиба достигает 6 км. Граница между Агапским прогибом и расположенным к югу от него Рассохинским валом проводится по изогипсе доюрской поверхности 4 км. Геологическое строение краевых частей Агапского прогиба можно представить по разрезу скв. Джангодская-2, пробуренной в юго-западной части Рассохинского вала. Общая мощность плитного чехла по скважине составляет 3 км, в том числе (сверху вниз): верхний–нижний мел (туронский–сантонский ярусы) – 1300 м; верхняя–средняя юра (титонский–ааленский ярусы) – 1500 м; нижняя юра (тоарский–плинсбахский ярусы) – 200 м.

Материалы по листу R-45 можно считать достоверными, поскольку они увязаны с большим объемом фактического материала по скважинам параметрического бурения, выполненного на площади листа. Расчетные материалы А. И. Ларичева с глубинами залегания доюрской поверхности 6,5–7,5 км в краевой части Агапского прогиба противоречат фактическим материалам по листу R-45 [131].

Поскольку формирование локальных структур северной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (валов, поднятий, прогибов, мульд) увязывают с кровлей доюрской поверхности, различной на каждой конкретной

площади, то и возраст формирования структур может быть различным. Для северной части прогиба в пределах листов S-44, 45 кровлей платформенного чехла (доюрской поверхности) приняты позднепермские–раннетриасовые вулканиты сырадасайской–верхнетамской свит. Очевидно, к этому возрастному позднепермскому–раннеюрскому интервалу, то есть раннекиммерийской фазе складчатости и приурочено начало формирования структур, которое потом продолжалось до конца киммерийской эпохи (включая поздний мел). Практически все авторы, которые занимались геологией Таймыра, увязывают возрастную границу поздняя пермь – ранний триас с формированием в Енисей-Хатангском прогибе континентального рифта, аналогичного с Западно-Сибирской плитой (А. Э. Канторович, Ю. Е. Погребницкий, В. Е. Хаин). Окончательное формирование структур плитного чехла происходило в начальные фазы альпийской эпохи складчатости (эоцен–олигоцен).

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Геологическое строение описываемой площади, особенно в пределах Таймырско-Североземельской складчатой области, осложнено многочисленными дизъюнктивными дислокациями разного ранга, возраста, амплитуды и морфологии. Значительная часть дислокаций относится к разрывным нарушениям, установленным либо предполагаемым по геолого-геофизическим данным. В отдельных случаях морфокинематические особенности разрывных нарушений не выяснены либо являются спорными. На акватории Карского моря, а также Енисей-Хатангского прогиба разрывные нарушения прослежены по геофизическим (сейсмическим) данным.

На тектонической схеме показаны главные (Главный Таймырский, Диабазовый, Пясино-Фаддеевский, Пуринский, Пограничный, Притаймырский), разделяющие крупные структуры, и некоторые из второстепенных разрывных нарушений (Осевой, Западно-Мининский, Северо-Пясинский, Убойнинский, Краснопопчинский, Корсаковско-Нижепуринский), имеющих важное значение при формировании частных структур. Практически все перечисленные разрывные нарушения являются долгоживущими зонами разломов и описание их как разломов является упрощением.

Разрывная тектоника определяется сочетанием более древних (досреднетриасовых) субширотных и относительно более молодых северо-северо-западных (послетриасовых) нарушений.

Главный Таймырский разлом является южной границей долгоживущей глубинной зоны разломов, представляющей собой серию сближенных нарушений общей шириной 50–80 км к югу от Северомихайловской впадины. Зона разломов осложнена многочисленными мелкими секущими и субсогласными нарушениями, иногда образующими структуры типа «конский хвост».

В районе работ непосредственно Главный Таймырский разлом прослежен как продолжение с площади листа Т-44 к юго-востоку от островов Известий ЦИК, где по нему проходит граница северо-восточного замыкания Западно-Сибирской плиты (Южно-Карская синеклиза) и Таймыро-Североземельской складчатой области. Далее, разворачиваясь в широтном направлении, он про-

ходит вдоль южного берега п-ова Михайлова через нижнее течение р. Гусиная к среднему течению р. Ленивая, разделяя Известинско-Тревожнинскую и Мининско-Хутудинскую складчатые зоны. За пределами описываемой площади разлом через листы S-46, S-47 прослеживается в северо-восточном направлении и далее на листе T-47 – практически субмеридионально – через западную часть п-ова Челюскин и восточный берег о. Большевик до котловины Нансена. Морфология и амплитуды смещения по разлому изменчивы. У островов Известий ЦИК (профиль 130818 ОАО «Севморнефтегеофизика») северный блок поднят по вертикальному нарушению на 1 км относительно южного, что не позволяет интерпретировать нарушение как надвиг. На Шренковской площади северный блок также поднят по взбросу (у авторов листа S-46 – по надвигу) неустановленной амплитуды. На п-ове Челюскин (листы T-45–48) по геолого-геофизическим данным фиксируется сброс с амплитудой до 800 м при опущенном северо-западном крыле.

Зона Главного Таймырского разлома (и сам разлом) является наиболее древней и долгоживущей в описываемом районе. Начальный этап ее формирования отвечает времени становления срединного массива (поздний рифей) в пределах Известинско-Тревожнинской складчатой зоны и связан с поздней фазой проявления байкальской эпохи складчатости. Последующая активизация происходила в салаирскую фазу каледонской складчатости, в уральскую фазу герцинской складчатости (внедрение гранитоидных интрузий каменноугольного–пермского возраста), а также в поздние фазы герцинской складчатости (ранний–средний триас). Окончательное формирование зоны связано с начальным этапом киммерийской складчатости, когда на рубеже позднего триаса – ранней юры произошло общее поднятие п-ова Таймыр при одновременном прогибании восточного замыкания (впадина Уединения) Южно-Карской синеклизы. Об интенсивной тектонической активности в течение киммерийской эпохи складчатости свидетельствуют также многочисленные нарушения доюрского и домелового заложения, отмеченные на сейсмических профилях ОАО «СМНГ» к северу от побережья Западного Таймыра до островов Известий ЦИК.

Глубинность заложения зоны разломов подтверждается наличием детритовых цирконов с возрастом 2,5–2,9 млрд лет в пробах из туфолов триасового скотт-гансеновского комплекса, приуроченных к Главному Таймырскому разлому.

Осевой разлом осложняет центральную часть Мининско-Хутудинской складчатой зоны и прослеживается от среднего течения р. Ленивая на востоке до южного берега о. Колосовых и далее на акватории севернее островов Бардровер и Свердруп, хорошо сочленяясь с нарушением на смежном листе S-43. Зона разлома в шхерах Минина представляет собой мелкоблоковое сооружение с амплитудами вертикального смещения от десятков до первых сотен метров.

На акватории Карского моря разлом достоверно установлен по сейсмопрофилю 130716 (ОАО «СМНГ»), пройденному от северной рамки листов S-44,45 (79°10' в. д.) к юг-юго-востоку до островов Каменные. В интервале 16 800–18 000 (140–175 км от северной рамки листов S-44, 45) профиля установлено резкое поднятие отражающего горизонта А на 600–650 м и приуро-

ченные к нему вертикальные нарушения доюрского заложения. К зоне разлома приурочены мелкие тела основного состава, залегающие на глубинах около 1 км. В материалах СМНГ северная граница зоны частично интерпретируется как сброс с наклоном сместителя к северу. Далее к западу Осевой разлом разворачивается в западно-северо-западном направлении, контролируя южный борт впадины Утешения.

Диабазовый разлом разделяет Северотаймыро-Североземельскую и Таймырскую складчатые системы, являясь южной границей Карского сводового поднятия. Зона разлома прослеживается от верхнего течения р. Хутудабига на востоке до северного побережья островов Каменные на западе и далее к западу–северо-западу (в 20 км южнее о. Свердруп) до пересечения с При-таймырским разломом. Предполагается [23], что на отрезке от островов Каменные до р. Хутудабига и на смежном листе S-46 разлом является надвигом (на наш взгляд, сбросом) с опущенным южным крылом.

На акватории зона Диабазового разлома прослеживается в южной части профиля 019130 (ОАО «СМНГ»), пройденного от северо-западного угла территории листов S-44, 45 в субмеридиональном направлении к устью р. Убойная. В инт. 2200–2550 профиля (60–65 км от южного конца профиля) отмечаются четыре сближенных нарушения дораннемелового заложения. Ширина зоны Диабазового разлома составляет 9–10 км.

Южная часть зоны разлома контролируется массовым внедрением согласных тел основного состава, которые визуальны прослежены в поле нижнеордовикских – нижнесилурийских образований на суше от р. Хутудабига до островов Долгие и далее на акватории, по геофизическим данным. Очевидно, внедрение даек свидетельствует о начальном этапе формирования Диабазового разлома. К сожалению, данные о возрасте даек противоречивы (от девона до поздней перми) и, по геологическим данным, можно говорить только о послесилурийском заложении зоны разлома.

Северо-Пясинский разлом выделен по геологическим данным и прослежен в субширотном направлении от пересечения с Диабазовым разломом у островов Долгие (Пясинский залив), далее к востоку через Пясинский залив до пересечения с Пясино-Фаддеевским разломом. У западного окончания по разлому приведены в соприкосновение нерасчлененные ордовик-нижнесилурийские (к северу от разлома) и позднекаменноугольно-нижнепермские (к югу от разлома) отложения с амплитудой смещения до 1,5 км. На восточном окончании разлома – ордовик-силурийские и верхнедевонские отложения со смещением около 400 м. Морфология и возраст разлома не установлены и по аналогии с Пясино-Фаддеевским условно трактуются как надвиг конца герцинской эпохи складчатости.

Пясино-Фаддеевский разлом разделяет Центрально-Таймырскую и Диксоновско-Бырангскую складчатые зоны Таймырской складчатой области. Зона разлома прослежена от истоков р. Хутудабига на востоке до устья р. Пясины и далее через верховья рек Новоморжово, Зелеева к нижнему течению р. Убойная.

Положение западной части разлома неоднозначно. По рисовке ГК-1000/2, сохраненной нами на ГК-1000/3, разлом уходит к северо-западу, на акваторию, немного западнее устья р. Убойная. Аналогичное положение приводит-

ся в материалах по сейсмическим исследованиям «Таймыргеофизика» [100]. На ГК-200 разлом располагается почти на 40 км южнее (далее у нас описан как Красносопочинский), прослеживаясь от р. Пясины через верховья р. Убойная к западу. Наконец, по аэромагнитным данным, западное окончание разлома на суше фиксируется у пос. Диксон.

Морфологически Пясино-Фаддеевский разлом традиционно считается надвигом, как показано и у нас на ГК-1000/3, хотя на всем своем протяжении это скорее система взбросов с поднятым северным крылом, наклон сместителя которых увеличивается с глубиной. Амплитуда смещения колеблется от десятков метров на западе до сотен метров – на востоке.

Красносопочинский разлом (Пясино-Фаддеевский на ГК-200) приурочен к северной части Диксоновско-Северобыррангской складчатой зоны и прослежен от приустьевой части р. Пясины в западно-юго-западном направлении до истоков рек Домба, Новоморжово, Убойная и далее к западу до мыса Исаченко на берегу Енисейского залива. Красносопочинский разлом является в целом северной границей толщи раннетриасовых траппов.

В западной части п-ова Таймыр зона Красносопочинского разлома представляет собой серию сближенных нарушений в полосе шириной 10–12 км, локализованной в раннепермских угленосных отложениях. Характерно массовое внедрение даек и силлов позднепермских–раннетриасовых габбродолеритов мощностью до 40–50 м.

На сейсмических профилях, пройденных «Таймыргеофизика» в западной части п-ова Таймыр (в частности, использованный для геологического разреза профиль 0409209), разлом отчетливо фиксируется как надвиг (в верхней части – взброс), по которому северное крыло надвинуто на южное.

На акватории северной части Енисейского залива по профилям 240704 (Южморгеология) и 019126 (СМНГ) установлены нарушения на продолжении Красносопочинской зоны разломов. По субмеридиональному профилю 240704 в инт. 17–18 км отмечено субвертикальное нарушение докаменноугольного заложения, к которому приурочена впадина, выполненная среднекаменноугольно-нижнепермскими отложениями. На южном окончании профиля 019126 установлена зона нарушений шириной до 20 км, сформированная пятью сближенными раннемеловыми нарушениями и пространственно соотносимая с северным крылом Красносопочинского разлома. На данном участке Красносопочинский разлом пересечен более молодым субмеридиональным Притаймырским разломом.

Заложение Пясино-Фаддеевского и Красносопочинского разломов, очевидно, происходило одновременно с внедрением пермско-триасовых интрузий основного состава в завершающий этап герцинской эпохи складчатости. Омоложение разломов происходило на протяжении всей киммерийской эпохи складчатости вплоть до завершающей колымской фазы.

Пуринский разлом в восточной части листа (от границы с листом S-46) прослеживается от истоков р. Толбато к юго-западу до нижнего течения р. Пура. Затем, разворачиваясь в субширотном направлении, установлен по южному берегу оз. Надудотурку и далее – к северо-западу до восточного борта Енисейского залива (в 10 км южнее мыса Макаревича). На акватории раз-

лом проходит через северную часть о. Носок до пересечения с Притаймырским разломом. Ширина зоны разлома достигает 10 км.

В западной части п-ова Таймыр разлом установлен по сейсмическим профилям (с запада на восток – 020602, 6209205, 020601, 0409209) субмеридионального направления, выполненным ОАО «Таймыргеофизика» в 2006–2009 гг. На профиле 6209205 разлом зафиксирован на расстоянии 48 км от южного конца профиля, где южный блок опущен со смещением приблизительно 1 км. Наклон сместителя – к северу. По профилю 0409209 также наблюдается опускание южного блока под северный, но амплитуда не превышает 300 м. В 10 км к северу от Пуринского разлома на участке профиля 0409209 по данным бурения установлена интрузия гранитного состава. Повсеместно разлом сопровождается субвертикальными оперяющими нарушениями.

В восточной части разлома, на участке междуречья верховьев р. Толбато – среднего течения р. Бинюда по геологическим данным наблюдается тектонический контакт девонских отложений (южный блок) и нижнепермских угленосных отложений (северный блок) с амплитудой вертикального смещения 1200–1400 м. Морфология нарушения не установлена. Интерпретация геологических данных неоднозначна в связи с плохой обнаженностью данного участка и требует заверки геофизическими методами.

На акватории по меридиональному профилю 240704 (ФГУП «Южморгеология») на продолжении Пуринского разлома установлено субвертикальное нарушение без смещения.

Таким образом, для зоны Пуринского разлома характерна невыдержанность по наклону сместителя, амплитуде и направлению смещения, что может объясняться наложенными молодыми движениями. На ГК-1000/2 Пуринский разлом по морфологии отнесен к взбросам [23]. Возраст заложения разлома, предположительно, отвечает пфальской фазе герцинской эпохи складчатости, что соответствует начальному этапу заложения регионального Енисей-Хатангского прогиба. Омоложение зоны разлома происходило в завершающие фазы киммерийской эпохи складчатости.

Корсаковско-Нижнепуринский разлом (зона разломов) установлен по сейсмическим данным в южной части Енисейского залива (острова Малый и Большой Корсаковский) и далее к востоку через устье р. Глубокая до устьевой части р. Чулюю с последующим разворотом к северо-востоку через нижнее течение р. Пура до р. Пясины, где срезается(?) Пуринским разломом. Наличие разлома подтверждается по сейсмическим профилям 240706 («Южморгеология», 2010) и 6209205, 6209205, 020601, 0409209.

В юго-западной части площади разлом, предположительно, проходит по северной части Гыданского полуострова – от Енисейского залива через нижнее течение р. Монгочейха, впадающей в пролив Олений Карского моря. Данных о характере разлома на этом участке нет в связи с отсутствием сейсмических профилей.

В Енисейском заливе на профиле 240706 разлом фиксируется в инт. 110–115 км от западного конца профиля (острова Корсаковские). По данным Л. Б. Мейснера, зона разлома шириной до 5 км сформирована двумя верти-

кальными нарушениями: допозднепермского и позднепермского – раннетриасового заложения.

На профиле 020601 (ОАО «Таймыргеофизика», 2009 г.) в южной части инт. 130 000–145 000 (участок оз. Алфеевское) установлено вертикальное нарушение домелового заложения, южнее которого мощность меловых отложений начинает резко возрастать.

Восточная часть Корсаковско-Нижнепуринского разлома прослежена на профиле 0409209 (ОАО «Таймыргеофизика», 2009 г.), по которому в инт. 86000 установлено субвертикальное нарушение домелового заложения с поднятым южным крылом на 700–800 м. К югу от разлома наблюдается резкое увеличение мощности позднепермских–раннетриасовых вулканитов.

Возраст разлома, предположительно, позднепермский–раннетриасовый, связанный с завершающими этапами пфальской фазы герцинской эпохи складчатости. В восточной части возможно омоложение разлома в новокимерийскую фазу складчатости.

Пограничный разлом, установленный по гравимагнитным данным, прослеживается под толщей меловых отложений от верхнего течения р. Пура к север-северо-востоку до границы со смежным листом S-46. Показанный на карте отрезок разлома соответствует северо-восточному окончанию Ладыгинского разлома, интерпретированному на ГК-1000/2 как «глубинный разлом-раздвиг» [23], продолжением которого к северо-востоку, на листе S-46, является собственно Пограничный разлом, прослеженный от устья р. Тарей до верхнего течения рек Верхняя Таймыра и Фадьюкуда [35].

По мнению авторов листа S-46, на их площади Пограничный разлом трактуется как надвиг, в котором северное крыло, сложенное терригенно-карбонатными отложениями ордовика–девона, надвинуту на раннетриасовые вулканиты. На смежном к югу листе R-45 Пограничный разлом не показан, а на его продолжении зафиксирована зона потери корреляции по геофизическим данным.

Возраст заложения Пограничного разлома (как и Пуринского), видимо, определяется начальным этапом заложения Енисей-Хатангского прогиба, а именно – пфальской фазой герцинской складчатости.

НЕОТЕКТОНИКА

Неотектоническое развитие региона значительным образом контролировалось процессом формирования бассейна Северного Ледовитого океана, начало которого предполагается в конце мела – начале палеогена. Этот процесс коренным образом повлиял на кайнозойскую историю развития как шельфа, так и континентальной части региона.

Начало активизации тектонических движений, отразившееся в регрессии морского бассейна, проявилось в позднем палеоцене. Начиная с олигоцена, происходило воздымание всей территории Таймыра и прилегающего шельфа.

На данном этапе выделяется два основных типа тектонических движений: вертикальные относительно уровня океана и унаследованные движения блоков вдоль тектонических нарушений.

В результате движений первого типа сформировались разновысотные геоморфологические структуры на суше и поверхности различного батиметрического уровня на шельфе, более отчетливо выраженные в центральной и северной частях Карского бассейна. Рельеф становится более контрастным.

Второй тип тектонических движений наиболее характерен для наземной части площади и выражается в связи различных орографических элементов с тектоническими нарушениями. Закладающаяся в это время гидрографическая сеть, а также зоны линейно-грядового рельефа, отражают тектоническую трещиноватость, связанную с новейшими подвижками по разломам. Разрывными нарушениями контролируются и границы морфоструктур, как на п-ове Таймыр, так и на акваториальной части листа.

В среднем олигоцене и начале миоцена в регионе устанавливается обстановка сжатия с частыми перерывами в осадконакоплении, чередующиеся с погружениями земной поверхности [22].

В среднем миоцене активизировались тектонические процессы на шельфе, определившие возникновение серии мелких нарушений, проявившихся в сдвиге ранее отложившихся осадков. В миоцене активизировались и поднятия на континенте, сопровождающиеся интенсивным размывом приподнятых участков и формированием песчаных толщ с линзами галечников в понижениях рельефа.

На шельфе со второй половины миоцена формируется преимущественно покровный комплекс, в котором постепенно затухают тектонические подвижки. Этот средне-позднемиоценовый комплекс практически полностью компенсирует грабены последней генерации.

Конец миоцена знаменуется этапом глобальной (мессинской) регрессии Мирового океана. Обнажаются комплексы осадков вплоть до выступов складчатого основания бассейна [24].

В плиоцене происходит медленное погружение территории (повышение морского уровня), низменности покрываются водами неглубоких бассейнов.

Оживление тектонических движений в раннеплейстоценовое время привело к общему подъему территории, море отступает, преобладающим процессом рельефообразования является глубинная эрозия. К этому времени относится заложение основных форм современного рельефа и речных долин, многие из которых унаследованы современными реками.

На протяжении всего неоплейстоценового этапа развития региона происходит чередование трансгрессивно-регрессивных циклов, определяемых колебаниями уровня Мирового океана. Последнее значительное понижение уровня моря происходило в предголоценовое время. А. Н. Ласточкин определяет его доходящим до 120 м [63], часть геологов указывают меньшие амплитуды, но не менее 30 м. Тектоническая активность проявляется в форме нарушений, выраженных в рельефе в виде линейных элементов – прямолинейных участков речных долин, обрывов, береговых склонов.

В голоценовое время наблюдается в целом повышение уровня моря как под воздействием эвстатических колебаний, так и в результате интенсивного таяния ледников. Однако отмечаются и разнонаправленные вертикальные перемещения отдельных структур, как прогибания в пределах Северо-Сибирской низменности, так и воздымания, примером чего является западная

оконечность Северо-Бырангского нагорья в пределах описываемого листа. На воздымание этой структуры указывает характерный центробежный рисунок речной сети, глубокие врезы долин и наличие фрагментов морских современных террас у его подножия на высотах до 25 м.

Таким образом, развитие океанических бассейнов протекало в неразрывном тектоническом взаимодействии с обрамляющими континентальными окраинами, на описываемой территории – бассейна Карского моря и структур Западного Таймыра.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическая карта листов S-44, 45 составлена в соответствии с проектом в масштабе 1 : 1 000 000.

Исходными материалами для создания карты на акваторию послужили: топографическая и батиметрическая основы масштаба 1 : 1 000 000, составленные в цифровом варианте на Картфабрике ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2008 г., навигационные карты масштаба 1 : 500 000 и крупнее (издания ГУНиО МО РФ 1996 г., редакция 2008 г.), данные сейсмоакустического зондирования и эхолотирования, полученные в рейсах НИС «Фричьф Нансен» в 2014–2015 гг., результаты донного опробования. При составлении карты на территорию суши использовались материалы предшествующих съемок и собственных наземных маршрутов (главным образом по прибрежной части п-ова Таймыр и островам).

В процессе камеральных работ была составлена новая исправленная батиметрическая основа на акваторию в пределах листов S-44, 45 с привлечением всего имеющегося картографического материала и новых данных, полученных в рейсах НИС «Фричьф Нансен» в 2014–2015 гг., (сейсмоакустического зондирования и эхолотирования).

В основу составления геоморфологической карты на дно акватории заложен морфогенетический принцип в соответствии с данными [63]. На первом этапе работ была создана предварительная геоморфологическая карта (карта-основа), на которую выносились все каркасные элементы рельефа, ограничивающие морфологически однородные поверхности, на следующем этапе выделенным поверхностям придавалось генетическое и возрастное значение. Предварительная карта легла в основу построения итоговой геоморфологической карты, а также использовалась при создании других карт комплекта.

Геоморфологические карты суши предыдущих исследователей, на которых базировались наши построения, составлены на основе выделения генетически однородных поверхностей. По этому же принципу, с учетом ярусности рельефа, составлена геоморфологическая карта суши на представляемом листе.

Ввиду значительного различия характера рельефа суши и морского дна, легенда к геоморфологической карте представлена отдельно для суши и моря.

При описании морфогенетических типов поверхностей были использованы «Требования по созданию геоморфологических карт и схем...» [89], а для акватории – «Требования...» и «Методические указания по составлению геоморфологических карт...» [70].

Следует отметить, что принципы составления геоморфологической карты на акваторию и на сушу не противоречат друг другу, базируясь на трех составляющих – морфология, генезис и возраст рельефа, различаются лишь акцентами: главной для моря является морфологическая составляющая, а для суши – генетическая.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

В границах листов S-44, 45 располагаются четыре геоморфологические области: Горный Таймыр, Северо-Сибирская низменность, Западно-Сибирская низменность и шельф Карского моря.

В рельефе района отчетливо проявлена ярусность, которая является результатом взаимодействия неотектонических движений, морской абразии и аккумуляции, эрозионно-денудационных процессов.

Шельф и материковая область составляют примерно равные по площади части листа.

Значительную часть материковой области занимает Горный Таймыр – западное окончание гор Бырранга. Эта область на описываемой площади разделяется на следующие геоморфологические районы: восточный, включающий в себя отроги Северо-Быррангского нагорья, Прикарскую равнину и Центрально-Быррангское низкогорье и западный – Западно-Быррангское низкогорье (Западно-Таймырские увалы).

Северо-Быррангское нагорье имеет свое западное завершение на площади листа. Подножие его условно оконтуривается 100-метровой изогипсой, вершинная поверхность располагается на высотах 200–250 м. Отдельные останцы на этой платообразной поверхности достигают высоты 265 м. Склоны нагорья имеют ступенчатый облик за счет развития нивационных, а также абразионно-денудационных террас. Они изрезаны многочисленными долинами водотоков, в верховьях V-образной, иногда каньонообразной формы, в низовьях приобретают плоскодолинный либо корытообразный облик. Все водотоки относятся к водосборному бассейну Карского моря (восточнее устья р. Пясины).

Для отрогов Северо-Быррангского нагорья присущ ярко выраженный центробежный характер водотоков. Истоки их располагаются у 200-метровой бровки платообразных поверхностей, а устья – в долинах рек Хутудабига, Ленивая, Гусиная. Подобный характер рисунка водотоков – одно из свидетельств воздымания данной структуры в настоящее время.

В пределах описываемого геоморфологического района выделяется Прикарская равнина – подножие Северо-Быррангского нагорья. Равнина располагается полосой между побережьем Карского моря и горным массивом на высотах от 0 до 100–120 м над уровнем моря. Поверхность равнины полого наклонена на северо-запад, к морскому побережью. Прикарская равнина дренируется многочисленными речными долинами Восточно-Карского водосборного бассейна, вследствие чего поверхность слабо заболочена, количество озер невелико, располагаются они в основном в истоках небольших рек.

Центрально-Быррангское низкогорье в пределах листа можно рассматривать с двух структурно-морфологических позиций: либо это единая структура, протягивающаяся с востока на запад, разделенная широкой долиной р. Пясины на два блока, как это представлено на схеме геоморфологического районирования Е. Е. Мусатова [25], либо это две самостоятельные геоморфологические структуры, имеющие свои специфические черты.

Центрально-Быррангское низкогорье к востоку от долины Пясины представляет собой серию плосковершинных возвышенностей, интенсивно эродированных многочисленными водотоками с глубоко врезанными крутосклонными долинами, благодаря чему их водоразделы приобретают вид гряд и хребтов, высота которых достигает 300–350 м, максимальная выс. отм. горной системы – 363 м – гора Нитэрога, в пределах горной гряды Бегичева. В обрывах речных террас и на крутых склонах возвышенностей наблюдаются многочисленные скальные выступы.

Речная система Центрально-Быррангского низкогорья в пределах рассматриваемой территории относится к водосборному бассейну р. Пясины. Гидросеть не обладает столь отчетливо выраженным центробежным рисунком, каким отличаются отроги Северо-Быррангской возвышенности. Долины рек извилистые, часто меняющие направление в соответствии с тектоническим планом района.

К западу от долины р. Пясины располагается Западно-Быррангское низкогорье или Западно-Таймырские увалы, по Троицкому. Граница увалов на юге с Предбыррангской равниной выражена в рельефе достаточно четко: пологие, но отчетливо выраженные склоны пограничных столовых увалов поднимаются почти сплошным фронтом над полого-холмистой поверхностью низменности.

Западно-Быррангские увалы представляют собой обособленную группу возвышенностей, отделенную орографическим понижением долины р. Пясины от низких гор центральной части массива Бырранга. Они поднимаются на высоту до 300–350 м над уровнем моря, максимальная отмеченная высота – 409 м – безымянная вершина на водоразделе рек Крестьянка–Верхняя Тамы и Сырадасай. Увалы распадаются на отдельные возвышенности, отделяемые друг от друга долинами рек, наиболее крупная из них – Сырадасай, долина которой представляет собою впадину, вытянутую в широтном направлении в форме овала длиной около 60 км и шириной 8,5–9,5 км в средней части, а ее восточное продолжение – Сырадасайский коридор шириной 3,5–4,5 км – открывается во впадину оз. Надодутурку. В целом отдельные гряды и разделяющие их долины имеют субширотное простираение.

Центрально-Быррангское и Западно-Быррангское низкогорья разделяет Усть-Пясинская низменность, на схеме геоморфологического районирования отнесенная к системе Горного Таймыра по территориальному расположению и как структура, образовавшаяся в результате эрозионного расчленения единого горного массива долиной р. Пясины.

С юга к горной системе Бырранга причленяется Северо-Сибирская низменность. На рассматриваемой территории она включает три геоморфологических района: Предбыррангскую равнину, занимающую боль-

шую часть площади, Пуринскую низменность и Енисейско-Хатангскую низменность, располагающуюся на самом юго-востоке территории.

Предбыррангская равнина в пределах описываемой площади представлена своей восточной оконечностью – Енисей-Пясинской равниной, восточнее, за рамкой планшета, сменяющейся равниной Пясино-Хатангского водораздела.

Енисей-Пясинская равнина долиной р. Пура разделяется на два района – Восточно-Предбырранскую и Западно-Предбыррангскую равнины, оба района сходны по своему геоморфологическому облику.

Енисей-Пясинская равнина представляет собой ступенчатую полого-волнистую эрозионно-аккумулятивную поверхность, сложенную плиоцен-четвертичными отложениями, залегающими на неровном слабодислоцированном цоколе мезозойских пород. «Равнинность» территории условна: в ее пределах встречаются как локальные понижения, так и небольшие возвышенности, определяемые морфологическим обликом и относительными превышениями, но не всегда абсолютной высотой. Иногда дно низин располагается выше не смежных с ними возвышенностей. Так, днище Ньюадарской низины в истоках р. Глубокая гипсометрически на 50 м выше возвышенности Челью на правом берегу р. Быстрая. Прослеживается несколько уровней морских, ледово-морских поверхностей – 25–50, 50–100, 100–150 м, разделяемых линиями вогнутых перегибов либо небольшими уступами. В пределах Енисей-Пясинской равнины прослеживаются моренные холмы и гряды шириной 0,5–3,0 км, протяженностью до нескольких десятков км, подковообразные либо линейно вытянутые. С внешней, выпуклой стороны гряд прослеживаются фрагменты зандровых полей, в тылу подковообразных гряд отмечается камовый рельеф с холмами, западинами, термокарстовыми котловинами, занятыми озерами.

Пуринская низменность разделяет два морфологически сходных района – Восточно- и Западно-Предбыррангскую равнины. Низменность протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 100 км, имея ширину в северной части 10–20 км и до 60 км у южной рамки планшета.

Описываемый район включает долину и борта р. Пура до абс. выс. в 50 м. Это озерно-аллювиальная равнина с многочисленными мелкими озерами, сохранившимися после отступления ледника.

Енисей-Хатангская низменность входит в пределы описываемого листа небольшим по площади треугольником в верхнем и среднем течении р. Мокоритто. Это озерно-ледниковая равнина, сформированная в каргинское и оформленная в сартанское время, располагающаяся на высотах 25–75 м, с большим количеством термокарстовых озер и своеобразных форм термокарстового рельефа – гидролакколитов, байджерахов и др.

Территория западной оконечности Таймыра обладает широкой и сильно разветвленной сетью речных долин. Наиболее крупная из них – р. Пясино – протекает по низине, сложно очерченной в плане, но отчетливо фиксируемой по ее тыловому шву на абс. отм. 25 м у устья и 50 м в ее среднем течении. Ширина долины достигает 50 км в ее нижнем течении и на отдельных отрезках в среднем течении, сужаясь почти до полного исчезновения на участке резкого изменения направления долины в районе впадения р. Пура.

Кроме реки Пясины, широкой плоской долиной обладают реки Пура, Худыта (в среднем течении), частично – Сырадасай. Большинство же рек имеют слабо разработанные V-образные долины, в верховьях часто приобретающие каньонообразный облик.

Поймы, надпойменные террасы и пологие террасированные склоны имеют большинство крупных рек региона на отдельных участках своей протяженности, а также более мелкие реки в низовьях. Однако в масштабе карты выделить поймы и террасы различных уровней не представляется возможным, на карте они изображены одним условным знаком.

Речные долины, созданные глубинной и боковой эрозией, осложняют низогорный рельеф с образованием широко развитой дендритовидной речной системы, подчиненной неотектонике региона. На равнинных участках реки интенсивно меандрируют, уклоны русел их невелики, не превышают десятых долей градуса. Ширина русел колеблется в значительных пределах – от первых десятков метров до км (р. Пясины). Поймы рек, за исключением рек Пясины, Пура, Быстрая узкие – первые десятки метров. Отчетливо наблюдаемые террасовые уровни у большинства рек составляют: 4–6 м у малых рек и до 8–10 м у крупных – первая надпойменная терраса, 12–20 м – вторая надпойменная терраса, там, где она имеется. Низкие террасы и поймы часто заболочены, на их поверхности располагаются реликтовые старичные и термокарстовые озера, наблюдаются полигональные грунты, булгуньяхи и другие формы, характерные для районов распространения многолетней мерзлоты.

Сложность гидрографической сети определяется особенностями орографического плана – обилием возвышенностей и низин, создающих различные направления местных уклонов поверхностей. Реки описываемой территории относятся к четырем местным водосборным бассейнам: р. Пясины, внутреннему изолированному бассейну оз. Надудотурку, Енисейского залива и Карского моря с разделением по устью р. Пясины на западную и восточную области. Границы водосборных бассейнов легко прослеживаются по линиям водоразделов (гребневым линиям рельефа), имеющим сложные извилистые очертания в плане и значительную ундуляцию шарниров по вертикали.

Территория располагает многочисленными озерами, отмечают они в долинах рек Пясины, Пура, Быстрая и др., а также на поверхностях 50- и 100-метровых террас и в межхолмных понижениях на более высоких уровнях рельефа. Большинство озер имеет площадь зеркала, не превышающую 1 км. Глубина озер – 5–10 м у малых и первые десятки – у крупных озер. Озера площадью 5–15 км для данной территории считаются крупными, имеют имена собственные местного происхождения (Надудотурку, Сыруто, Нягама, Почагатурку и др.). Подавляющее большинство озер – термокарстового происхождения либо остаточного ледникового.

Особое положение в рельефе описываемой площади занимает дельта р. Пясины, площадь которой составляет около 4000 км². На территории дельты повсеместно развиты термокарстовые тундровые болота и озера. Многолетняя мерзлота достигает глубины 500 м, типичны термокарстовые западины и холмы-булгуньяхи. Русло реки распадается на множество рукавов, образуя различные по размеру острова. На крупных из них, располагающихся

ближе к устью, наблюдаются песчаные, перевеваемые ветром наносы. Это уникальный ландшафт, сформированный на границе суши и моря в условиях многолетней мерзлоты и арктического климата, в значительной мере повторяет ландшафт устья р. Лена в уменьшенном масштабе.

К Западно-Сибирской низменности относится побережье Енисейского залива – северное окончание п-ова Гыдан – и прибрежная равнина Западного Таймыра.

На Гыданском участке, над береговой низиной, едва приподнятой над уровнем моря, возвышается Лескинская возвышенность на высотах до 80 м над уровнем моря.

На Таймырской площади к структуре Западно-Сибирской низменности относится прибрежная равнина, полого наклоненная в сторону залива, до устья р. Глубокая. Ее рельеф сходен с прибрежной равниной Карского моря на участке от пос. Диксон до долины р. Пясины.

Шельф Карского моря занимает примерно половину площади листа.

Поверхность морского дна имеет гораздо меньшую вертикальную расчлененность, чем материковая часть. Если разница выс. отм. на суше достигает 400 м, то на шельфе это всего лишь 70 м.

По характеру подводного рельефа можно выделить следующие геоморфологические области: Енисейский залив, прибрежные – приматериковые и островные – участки Карского моря и пространство открытого моря.

Условно границей Енисейского залива является широта мыса Северо-Восточный. Ширина залива у южной рамки листа – 75–80 км, на широте пос. Диксон – более 100 км. Глубины возрастают от 10 м на юге до 28–30 м на севере. По оси залива проходит фарватер морских судов, при этом он проложен не всегда по наиболее глубокой части залива. На дне залива прослеживается долинообразное понижение – прадолина р. Енисей. Наиболее отчетливо оно выражено на самом юге, где прадолина близко подходит к Таймырскому побережью у устья р. Сариха и далее к северу, вдоль побережья о. Сибирякова. Еще севернее долина просматривается фрагментарно, наиболее отчетливо выраженный ее отрезок проходит восточнее отмели о. Свердруп, где глубина долины достигает 25 м. Подводный склон Енисейского залива вдоль Гыданского п-ова обрывистый, прямолинейно очерченный, вероятно, контролируемый тектоническим нарушением.

Часть шельфа, прилегающая к материку и островам, представляет собой в основном пологонаклонную отмель различной ширины – от 0,5 км вокруг небольших островов до сотни и более км западнее устья р. Пясины. Исключением является участок Таймырского побережья от мыса Северо-Восточный до устья р. Пясины (Берег Чичагова), где обрывистый берег переходит в подводный склон достаточной для моря крутизны в первые градусы.

Особое геоморфологическое положение занимает район Карского моря севернее устья р. Пясины, от островов Плавниковые на западе до п-ова Михайлова на востоке – шхеры Минина. Это большая группа островов от довольно крупных, в 10 км и более в поперечнике (Колосовый, Круглый, Песцовый др.) до совсем мелких, не имеющих названия. Межшхерные проливы, окружающие острова, в основном мелководные, глубиной 10–15 м, в днищах некоторых из них прослеживаются подводные долины, глубины на таких участках достигают

40 м (пролив Ленинградцев, Школьникова и др.). Берега большинства островов обрывистые, каменистые, но встречаются и пологие, песчано-галечные. Контур острова извилистый, с мелкими бухтами, заливами, фиордами.

В целом происходит пологое погружение морского дна в северо-западном направлении. На северо-западе, от бровки морской террасы происходит заметное погружение дна в направлении открытого моря. Поперек склона прослеживаются неявно выраженные подводные долины – реликты древней речной сети.

Погребенные речные долины фрагментарно отмечаются в рельефе дна в виде отдельных переуглубленных участков, маркирующих расположение древних речных долин. Протяженная палеодолина трассирует древнее русло Енисея, ее фрагментарно можно наблюдать от современного устья до неявно выраженного долинообразного понижения на северо-западе листа, где прослеживается врезание серии подводных палеодолин в склон шельфовой террасы.

В целом рельеф морского дна сnivelирован аккумулятивно-денудационными процессами. Монотонность рельефа нарушают небольшие полого-склонные подводные возвышенности с относительными превышениями в 20–25 м и отдельные локальные впадины – следы палеорельефа, существовавшего во время сартанской регрессии; кроме того, скульптуру дна моделируют современные подводные процессы.

Вдоль побережья крупных островов (Сибирякова, Свердруп, Арктического Института) прослеживаются подводные косы, бары.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Основными геоморфологическими элементами, разграничивающими генетически однородные поверхности рельефа как суши, так и шельфа, являются линии выпуклого и вогнутого перегиба, реже – килевые и гребневые линии. На суше килевыми линиями являются главным образом тальвеги речных долин, а гребневыми – водораздельные линии. На поверхности дна структурные линии выражены менее отчетливо, иногда их приходится проводить условно.

Генетическое значение поверхностям придавалось на основе изучения структуры, морфологии, высотного (батиметрического) положения, соотношения с другими элементами рельефа и по аналогии с соседними областями.

Возраст (время формирования) отдельных типов поверхностей устанавливался по полевым наблюдениям, полученным по результатам лабораторных анализов пород, слагающих морфоструктуры, литературным данным и сопоставлению с материалами смежных листов.

Денудационно-тектоническая группа

Структурно-денудационный тип

На суше к данному типу рельефа относятся *привершинные поверхности и склоны (I)*, образовавшиеся в результате препарировки субгоризонтальных пластов осадочных пород древних тектонических блоков. Отмечаются в пределах Северо-Бырангского нагорья (ограниченно) и Западно-Бырангского

низкогорья. Склоны местами куэстообразные, с реликтами древней поверхности выравнивания мел-палеогенового возраста. Представляют собой слабо-расчлененное низкогорье с абс. отм. до 400 м (максимальная – 403 м) с мало-мощным чехлом мелкообломочного материала и различными формами мерзлотного микрорельефа. Время формирования поверхностей – мел-голоцен.

К данному типу рельефа относятся также *привершинные поверхности линейно вытянутых в субширотном направлении гряд (2)*. Они характеризуются отчетливыми дешифровочными признаками на дистанционных основах и представляют собой череду параллельных практически одного высотного уровня гряд субширотного простираения с четко выраженной ундулирующей гребневой линией, водораздельной для смежных речных долин (Верхняя Тамы и Сырадасай, Сырадасай и Наголадыо и др.). Располагаются в диапазоне высот 250–350 м. Водоразделы и склоны покрыты чехлом солифлюкционных и курумово-солифлюкционных образований, которые на протяжении всего теплого периода находятся в постоянном движении. Время формирования этих поверхностей определяется как мел-голоценовое.

Поверхности глыбово-складчатого низкогорья (3) образовались в результате препарировки сложнодислоцированных пород палеозоя и мезозоя на северо-западных предгорьях Бырранга. Поверхности сложены преимущественно карбонатными породами, устойчивыми к процессам выветривания. Террасовидные поверхности, примыкающие к водораздельным возвышенностям высшего гипсометрического уровня, отделяются от них явно прослеживаемой линией вогнутого перегиба, а от склонов – выпуклого (бровкой террасы). Склоны гряд преимущественно крутые, с незакрепленными осыпями, иногда перемежающимися с обвальными массами. Современный рельеф в целом представляет собой сглаженное, слаборасчлененное низкогорье. Высотный диапазон – 150–250 м на материке и 25–100 м на островах и в прибрежной части, где отпрепарированные поверхности, слагаемые коренными породами палеозоя и мезозоя, плавно уходят под воду либо обрываются уступами высотой до 25 м. Время формирования поверхностей – мел-голоценовое.

На шельфе к структурно-денудационной группе отнесены *крутые склоны поднятий (19)*, созданные комплексом денудационных процессов. Это склоны подводных долин, контролируемые разрывными нарушениями, в районе островов Известий ЦИК, склоны материка Берега Чичагова. Эти склоны отличаются выраженной прямолинейностью, относительно большой крутизной и высотой (20–25 м). Основное время формирования этих поверхностей приходится на период сартанской регрессии, сопровождаемой интенсивными неотектоническими движениями с возникновением нарушений, определивших положение склонов, которые моделировались затем под воздействием процессов абразии и денудации, продолжающихся в голоценовое время.

Денудационная группа

Денудационный тип

Данная группа рельефа имеет широкое распространение как на суше, так и на море.

На суше по характеру денудационных процессов можно выделить два типа поверхностей – эрозионно-денудационный и эрозионно-экзарационный.

Эрозионные процессы на склонах в горных системах арктической зоны проявляются на различных высотных уровнях, вплоть до водораздельных поверхностей. Мерзлотные изменения коренных пород, гравитационные и оползневые процессы способствуют формированию склонов платообразных возвышенностей. Криогенная планация является важнейшим фактором, моделирующим морфоструктуру территории в целом. Практически все выходы коренных пород на водоразделах и их склонах разрушены с образованием каменных морей и нагорных террас.

Верхняя граница поверхностей данного типа определяется линией выпуклого перегиба – бровкой склона; нижняя, отделяющая склон от террасированной равнины, – довольно четко выраженной линией вогнутого перегиба на уровне 100–150 м.

По степени крутизны склонов, их гипсометрическому положению (что сказывается на характере переработки их последующими экзогенными процессами) выделяется три типа склоновых поверхностей.

Склоны крутые (4) созданы обвально-осыпными, местами нивально-экзарационными процессами, приурочены к возвышенным хребтам Горного Таймыра (Р- Q_n). Крутые склоны (до 45°) формируются на скальных породах и чаще всего встречаются в пределах Западно-Быррангского низкогорья, в меньшей степени – Центрально-Быррангского низкогорья. Они тяготеют также к бортам сквозных межгорных долин тектонического заложения. Начало формирования верхних склонов, как и водораздельных возвышенностей, относится к палеогену, процесс становления склонов продолжался и в голоцене.

Склоны средней крутизны (5) созданы комплексными, преимущественно нивально-экзарационными процессами. Крутизна склонов достигает 15°, на этих склонах, наряду с делювиально-осыпными склоновыми процессами, начинают развиваться солифлюкционные процессы. Возраст их формирования – палеоген–голоцен.

Склоны пологие (6) сформированы эрозией и существенно переработаны склоновыми процессами с участием солифлюкции (Р- Q_n). Полого наклонные (до 7°) поверхности, разделяющие денудационные и аккумулятивные площадки, наиболее характерны для Северо-Быррангского нагорья, где занимают достаточно большие площади, местами они встречаются и на южных предгорьях Бырранга. Склоны перекрыты плащом рыхлых отложений (до 5 м) дресвяно-суглинисто-супесчаного состава и соответственно характеризуются активными процессами солифлюкции. На поверхности пологих склонов повсеместно формируются специфические склоновые микроформы рельефа в виде нагорных террас, бугров пучения, полигональных грунтов и пр.

К поверхностям *эрозионного* подтипа отнесены *нетеррасированные каньонообразные участки речных долин (7)*, образованные эрозионно-экзарационными процессами в горах Бырранга (Р- Q_n). Имеют локальное распространение, часто приурочены к долинам, связанным с участками субмеридиональных зон тектонических нарушений, секущих гряды субширотного простираения на северных отрогах Бырранга. Здесь эрозионные процессы приобретают

самые активные формы. В периоды весенних паводков достаточно активны экзарационные процессы, вызванные торосованием речных льдов, особенно в местах формирования ледяных заторов. Долины характеризуются отвесными бортами относительной высотой первые десятки метров с узкими, порожистыми руслами, выполняющими все днище долины. Обычно склоны имеют значительную крутизну в истоках рек, берущих начало на водораздельных возвышенностях, и выполаживаются, как правило, в среднем течении. Но не-террасированные крутосклонные долины с обрывистыми берегами встречаются и на отдельных участках равнин в среднем и даже нижнем течении рек. Такими долинами обладает часть рек Берега Чичагова уже в пределах пологой равнины, что определяется характером вмещающих отложений.

Время заложения долин этого типа можно отнести к пику регрессии сартанского возраста, продолжается процесс до настоящего времени.

На шельфе к денудационной группе поверхностей относятся *склоновые поверхности* (20), основными факторами образования которых явились процессы денудации, абразии и эрозии. Денудационные процессы рельефообразования действовали как в субаквальных, так и в субаэральных условиях.

Абразионные склоны подводной части материка и островов в чистом виде распространены незначительно, обычно абразия (или термоабразия) сопровождается наложенными склоновыми процессами.

Абразионные склоны встречаются обычно на участках материка, обращенных к открытому морю, там, где наблюдаются наиболее интенсивные приливные и волновые явления. Подводные склоны этого типа фрагментарно присутствуют на части островов шхер Минина, Каменных островов, островов Известий ЦИК. Склоны относительно крутые, слабовогнутой в плане формы. Возраст формирования эрозионных склонов – поздний неоплейстоцен–голоцен.

Эрозионно-абразионные склоны подводных возвышенностей и холмов (21) отмечаются на поверхности морского дна, главным образом в северо-восточной части акватории, в меньшей степени – в центре и на северо-западе. Подошвы подводных возвышенностей располагаются в большинстве случаев на глубинах 40–50 м, на поверхности аккумулятивно-денудационной террасы. Склоны их фиксируются гребневой линией в верхней части и линией вогнутого перегиба в нижней, относительная высота их составляет 20–25 м, крутизна склонов – менее 10°. Эти подводные возвышенности представляют собой, по-видимому, останцы суши, подвергшейся размыву в ходе позднесартанской трансгрессии; поскольку преобразование их происходит и ныне, время их формирования определяется как позднелоплейстоцен–голоцен.

Эрозионные склоны подводных палеодолин (22) развиты по всему интервалу глубин, за исключением современных прибрежных зон, где субаэральный рельеф сnivelирован процессами абразии и аккумуляции. Высота эрозионных склонов составляет обычно 15–20 м, в отдельных переуглубленных участках достигает 30 м. Они выработаны реками во время сартанской регрессии, когда море отступало далеко на север, вплоть до современной бровки шельфа. Не исключено, что долины были заложены и в более древние регрессивные стадии. Первоначально склоны речных долин имели более контрастный облик, но были сглажены последующей субаквальной переработкой рельефа. Наряду с четко выраженными склонами долин имеют место

сглаженные, слабовыраженные эрозионные склоны, которые первоначально принадлежали к притокам более низких порядков и имели не столь значительный врез.

Эрозионный склон подводной террасы (23), существенно переработанный комплексом денудационных процессов, расположен на северо-западе площади; аналогичная поверхность значительно меньшего размера – в центральной части, у северной рамки листа. На этих склонах фиксируются серии сглаженных, слабо выраженных в рельефе дна сопряженных эрозионных долин с нечетко просматриваемыми килевыми линиями, а на сглаженных водоразделах – гребневыми. В настоящее время склоны смежных палеодолин, утратив свой первоначальный облик, образуют единый склон подводного плато с волнистым поперечным профилем и достаточно четко фиксируемой линией выпуклого перегиба (бровка террасы). Возраст этого типа рельефа определяется как поздненеоплейстоценовый – сартанской регрессии и последующим за ней трансгрессивным циклом.

Аккумулятивная группа

Эрозионно-аккумулятивный тип

На суше это комплекс *плоских и пологоволнистых морских террас (8)* казанцевского и казанцевско-муруктинского времени ($Q_{III}-Q_{IV}$). Прослеживается в верховьях рек и на склонах, а также у подножия склонов Северо-Бырангского нагорья и Центрально-Бырангского низкогорья на абс. выс. от 100–120 м до 200 м. Террасы сложены преимущественно регрессивными прибрежными и пляжевыми фациями с преобладанием гравийно-галечного материала. Значительно реже в строении террас участвуют глубоководные фации в виде алевролитов и глин. В целом отложения террас характеризуются обилием морской фауны и залегают либо на коренных породах, либо на средненеоплейстоценовых образованиях.

Комплекс субгоризонтальных морских террас (9) каргинского возраста развит в прибрежной зоне Карского моря и в долинах крупных рек Северо-Сибирской низменности ($Q_{III}-Q_{IV}$). Данный комплекс террас узкой полосой прослеживается вдоль береговой линии моря и местами на приустьевых участках долин крупных рек до абс. отм. 50–60 м.

В пределах Северо-Сибирской низменности эта терраса широко развита в долине р. Пясины, где на правобережье занимает значительные пространства на абс. отм. 100–120 м. Значительные площади каргинская терраса занимает во внутренних котловинах на тех же абсолютных отметках. Поверхность каргинских террас повсеместно отделена четкими тыловыми швами, абразионными уступами высотой 5–10 м и, местами, отчетливым перегибом в рельефе. Площадки террас плоские, сложены песчаным материалом и поэтому хорошо дренируются. Протяженность площадок достигает 50 км, а ширина – от первых километров до 20 км, тыловые швы и бровки хорошо выражены. На поверхности приморских равнин часто встречаются береговые валы – следы колебательных движений уровня моря в голоцене, термокарстовые озера на поверхности этой равнины практически отсутствуют – вероятно, в верхних горизонтах осадков происходило таяние льда под воздействием морских вод.

Волнисто-грядовые ледниковые и гляциофлювиальные равнины (10) приурочены к конечно-моренным образованиям муруктинского оледенения на абс. отм. 120–240 м ($Q_{III}-Q_H$). Следует отметить, что наиболее представительные фрагменты данной поверхности развиты в основном на верхних участках массивов ледниковых образований на северных склонах Предбыррангской равнины и в унаследованных депрессиях западно-Быррангского низкогорья. В период с начала деградации ледника на этих участках значительно активизировались эрозионно-аккумулятивные процессы, которые существенно переработали привершинные поверхности с отложением рыхлого материала по зонам протаивания и сформировали специфический холмисто-западинный рельеф. В целом аккумулятивные массивы конечно-моренных гряд и развитые на них эродированные поверхности можно отнести к одному морфогенетическому типу.

Холмисто-грядовые и пологоволнистые гляциофлювиальные равнины (11) стадии дегляциации муруктинского оледенения на абс. отм. до 120 м ($Q_{III}-Q_H$) имеют широкое распространение на Северо-Сибирской низменности. В пределах низменности они приурочены к обширным, вытянутым в плане депрессиям, по которым были заложены крупные ложбины стока талых вод в период деградации муруктинского ледника. Рельеф равнин осложнен мелкохолмисто-грядовыми флювиогляциальными формами высотой 10–20 м и протяженностью до первых километров.

Пологонаклонные и волнистые поверхности второй надпойменной террасы (12) имеют относительную высоту бровки 10–15 м, а абс. отм. – около 40 м. Ее формирование относится к позднесартанско-голоценовому времени. Ширина террасы – от нескольких сот метров до первых километров. Площадки полого наклонены к руслу (3–4°), тыловые швы и бровки нечеткие. Поверхности террасы расчленены мелкими долинами и ложбинами. Террасы заболочены, с большим количеством мелких озер и с широким развитием термокарстовых микроформ рельефа (булгуньяхи, байджарахи, полигонально-валиковые грунты, пятна морозных медальонов и пр.).

Плоские пойменно-русловые с фрагментами первой надпойменной террасы поверхности (13) в крупных долинах рек (Q_H). Обширные пространства поймы и фрагменты террасы наблюдаются в долинах крупных рек, особенно на участках пересечения ими депрессий и крупных межгорных котловин. Относительная высота первой террасы не превышает 10–12 м, ширина – первые километры. Поверхность террасы плоская, на отдельных участках пологоволнистая и бугристо-западинная. Переход к пойме обычно постепенный, в виде пологого уступа высотой первые метры. Высокая пойма обычно имеет превышения над руслом не более 5–7 м, низкая – до 2 м. На поверхности пойм формируется плоский, иногда гривистый рельеф. Здесь широкое развитие получили повторно-жильные льды, в результате чего для пойм характерны полигонально-валиковые термокарстовые поверхностные образования.

На шельфе поверхности, относимые к денудационно-аккумулятивному группе, эрозионно-аккумулятивному типу, занимают значительную часть подводной поверхности. Это *морские абразионно-аккумулятивные склоны (24)*, протягивающиеся вдоль современного побережья на значительные расстояния. Сформированы они во время позднесартанской трансгрессии за счет

абразии, термоабразии, при участии процессов аккумуляции осадков, поступающих от размыва мерзлых пород. Склоны пологие, уклоны их составляют не более $0,0010^\circ$. Склоновые поверхности продолжают свое развитие в настоящее время, возраст их формирования определяется как Q_{III4-n} .

К данной группе рельефа относится комплекс подводных абразионно-аккумулятивных террас на глубинах 0–10; 10–20; 20–30; 40–50 м.

Прибрежные современные мелководья уровня 0–10 м (25) развиты фрагментарно на участках плавного перехода материковой суши к морскому дну, обычно в районах небольших бухт и заливов. Это слабонаклонные поверхности со следами термоабразии, развивающиеся при взаимодействии двух рельефообразующих факторов – разрушения прибрежной части суши и переотложения осадочного материала под действием приливно-отливных факторов (Q_{H2}).

Гипсометрически ниже располагаются *субгоризонтальные абразионно-аккумулятивные поверхности на глубинах 10–20 м (26)*. Эти поверхности формируются под воздействием тех же рельефообразующих факторов, что и вышеописанные, но с преобладанием денудационного, отделяются от них линией выпуклого перегиба и имеют несколько больший уклон, хотя и не превышающий $0,001^\circ$ (Q_H).

Значительную площадь шельфа занимают *абразионно-аккумулятивные равнины уровня 20–30 м (27)*. Морфологически они представляют собой площадки либо подножия пологонаклонных возвышенностей, отделяясь от нижележащих поверхностей соответственно линиями выпуклого или вогнутого перегиба. Это пологонаклонные волнистые равнины, в пределах которых часто отмечаются реликтовые фрагменты палеодолин. Начало формирования этих поверхностей относится ко времени сартанской регрессии, а продолжается до настоящего времени.

Морские пологонаклонные аккумулятивные террасированные равнины уровня 40–50 м (28), переработанные комплексом денудационных процессов, широко развиты на севере акватории, имеют небольшой, но явно выраженный уклон в сторону открытого моря и ограничиваются на севере бровкой склона. На поверхности этих равнин, в основном в восточной половине листа, располагаются небольшие возвышенности, а также локальные впадины, поднятия, фрагменты палеодолин – следы существования субэразьного режима периода сартанской регрессии. На этапе поздне-сартанской регрессии происходила переработка изначально субэразьного рельефа, что позволяет отнести эти поверхности к денудационно-аккумулятивной группе, а возраст их определить как сартанский (Q_{III4}).

Аккумулятивный тип

На суше данный тип рельефа широко развит. Он представлен поверхностями, сформированными морской, озерной, речной, болотной аккумуляцией, и рельефом ледникового происхождения.

Холмисто-грядовая ледниковая равнина (14) второй стадии муруктинского оледенения в депрессиях Горного Таймыра на абс. отм. 200–300 м и пояс грядового рельефа морены выдавливания и напора первой стадии муруктинско-

го оледенения в пределах Северо-Сибирской низменности на абс. отм. 120–240 м ($Q_{III}-Q_H$).

Ледниковый аккумулятивный рельеф низменности находит свое отражение в распределении основных крупных форм: массивов краевых образований и крупных межгрядовых котловин (абс. отм. 120–240 м). На их ледниковое происхождение указывает состав отложений и особенности планового расположения массивов. Для них характерно субпараллельное северо-восточное простираие гряд и юго-восточная субмеридиональная ориентация выпуклых частей дуг ледниковых лопастей. Ледниковые массивы сочетают в себе пологоволнистые поверхности основной морены и участки холмисто-грядового рельефа боковой, межлопастной и конечной морен с относительными превышениями холмов и гряд 20–40 м.

Пологоволнистые озерные и водно-ледниковые равнины (15) периода дегляциации муруктинского оледенения на абс. отм. 80–160 м ($Q_{III}-Q_H$) основное развитие имеют в пределах Северо-Сибирской низменности, где выполняют обширные депрессии. Они сформировались в период активной дегляциации муруктинского оледенения, непосредственно перед и во время гляциоизостатического опускания территории и последующей каргинской трансгрессии. Происхождение данного типа рельефа взаимосвязано с образованием мощных ледовых подпруд в ложбинах стока талых вод при выходах из депрессий и, соответственно, их затоплением. Большое влияние на формирование равнин данного генезиса оказали и подпрудные процессы во всех депрессиях в начале каргинской трансгрессии с формированием крупных пресноводных бассейнов. Равнины занимают наиболее пониженные участки межгрядовых депрессий и характеризуются в целом выровненным рельефом. На поверхности равнин повсеместно наблюдаются мелкохолмисто-грядовые, возвышенные участки водно-ледникового рельефа (камы, зандры) с относительными превышениями 10–20 м и протяженностью до первых километров. Многочисленные западины на этих участках заняты озерами различных размеров. Межозерные пространства отличаются интенсивной заболоченностью и активным развитием термокарстовых микроформ рельефа.

Пологонаклонная волнистая озерно-аллювиальная равнина (16) третьей террасы на абс. отм. 30–80 м ($Q_{III}-Q_H$). Данная терраса сформировалась частично в конце каргинского и в сартанское время. Наиболее крупные площади приурочены к участкам пересечения долин с депрессиями. Ширина террасы достигает первых десятков километров, относительные превышения бровки – 25–30 м. Обширные площади этой террасы встречаются во всех крупных долинах низменности, протекающих в межгрядовых депрессиях и котловинах. Наибольшее развитие они получили в долинах рек Пясины, Пура, Сырадасай. Поверхность террасы сформировалась в результате подпора и затрудненного спуска обширных пресноводных бассейнов во время каргинской трансгрессии с активным накоплением озерно-аллювиальных осадков и образованием четко выраженного террасового уровня. Ширина террасы – от сотен метров до первых километров, бровка (относительные превышения – 25–30 м) и тыловой шов достаточно отчетливо выражены в рельефе. Поверхность ровная, слабонаклонная, относительно сухая, изрезанная оврагами и ложбинами. От более низких поверхностей терраса отделена уступом высоко-

той 2–8 м. Слагающий ее песчано-алевритовый чехол имеет мощность до 10–30 м.

Субгоризонтальные прибрежные равнины (17), располагающиеся на высотах 0–25 м в устье р. Пясины и на островах в ее дельте. Приморские равнины под небольшим уклоном спускаются к морскому берегу, где плавно сменяются мелководной аллювиально-морской равниной. От равнин более высокого уровня они отделяются тыловым швом (линией вогнутого перегиба). На поверхности равнина прослеживается большое количество мелких озер термокарстового происхождения. Возраст формирования этих поверхностей – голоцен. Подгруппа смешанного генезиса включает в себя озерно-аллювиальные равнины двух уровней – 0–50 и 50–100 м и террасированную ледово-морскую равнину уровня 25–50 м.

Слабовогнутые и плоские озерно-болотные равнины (18) с преобладанием полигонально-валикового микрорельефа на поверхности террас в крупных котловинах и понижениях (Q_n) имеют ограниченное развитие в депрессиях территории листа на низких гипсометрических уровнях. Представлены болотными равнинами в виде сети «пятен» разного размера с огромным количеством мелких термокарстовых озер и аласов. Озера приурочены в основном к голоценовым термокарстовым впадинам, созданным в результате протаивания льдистых пород. Поверхности равнин плоские, интенсивно заболоченные, мелкобугристые за счет активного развития положительных мерзлотных микроформ рельефа, с полигональным микрорельефом.

К аккумулятивной группе рельефа относятся комплексные формы, образованные сочетанием поверхностей, каждая из которых не может быть закартирована в масштабе карты. Это главным образом ледниковые образования – моренные холмы и озевые гряды. Холмистые поверхности моренных образований, многочисленные массивы которых распространены в юго-восточной части планшета, имеют чаще всего изометричную форму в плане, реже – вытянутую вдоль оси, контуры их извилисты за счет многочисленных водотоков, прорезающих склоны. Подошвы холмов и гряд располагаются на высотах 75–100 м, вершины холмов достигают высот в 200–220 м, т. е. той же высоты, на которой располагаются водораздельные и террасовидные поверхности денудационной группы, но в отличие от последних привершинная поверхность их не плоская или слабоволнистая, а всхолмленная, бугристая. Эти формы рельефа образованы во время последнего, сартанского оледенения, хотя не исключено, что в их формировании принимали участие и более древние отложения.

На этой территории присутствуют и образования водно-ледникового генезиса – линейно вытянутые либо извилистые в плане гряды – озы, образованные в результате деятельности водных потоков, либо подледниковых, либо прорезывающих всю толщу ледника. Эти гряды достигают 50–70-метровой высоты, ширина их – 3–5 км, склоны довольно крутые, достигают первых десятков градусов.

Кроме озевых гряд, встречаются холмы изометричной или неправильной формы, отнесенные к тому же флювиогляциальному типу, образованные водно-ледниковыми отложениями сартанского возраста.

К аккумулятивной группе морских поверхностей отнесены *аллювиально-морские равнины (29) и подножия возвышенностей и плато (30)*.

Большая аллювиально-морская равнины располагается у современного побережья дельты р. Пясины. Глубины моря здесь составляют 5–10 м, уклоны дна ничтожны. Равнина формируется под влиянием волнения, а также сгонных и нагонных волн. При этом перераспределяется не только осадочный материал, выносимый реками, но и морские осадки. В пределах авандельты Пясины площадь распространения этой равнины контролируется поступлением выноса реки и составляет около 1500 км².

Поскольку формирование приустьевых аллювиально-морских равнин связывается с современным положением береговой линии, возраст их позднеголоценовый.

К этой категории рельефа отнесены также пологонаклонные равнины – подножия склонов островных возвышенностей и материка, с глубинами 30–40 м. Поверхность их плоская, либо слабоволнистая, уклоны крайне малы. Образуются подножия за счет выноса осадков со склонов и верхних поверхностей под действием подводных течений, гравитации. В пределах подножий наблюдается много фрагментов палеодолин, как явно выраженных в подводном рельефе, так и основательно переработанных, сnivelированных, прослеживаемых только по переуглублениям и слаботрассируемым килевым линиям. Возраст этих поверхностей определяется как позднплейстоцен-голоценовый.

Особый тип рельефа, присущий данному региону, представляют *ихеры Минина – многочисленные небольшие острова, окруженные проливами (31)*. Береговые линии островов имеют причудливые очертания за счет заливов, лагун, долин водотоков, прорезающих склоны. В глубь многих островов вдаются бухты, в вершинах которых располагаются галечно-песчаные пляжи. Проливы различаются по глубине, которая колеблется от первых метров до 35–40 м, на отдельных переуглубленных участках достигая 45 м. Максимальная глубина у о. Западный Зверобой – 48 м. Шхерные проливы отличаются неровным дном, изобилуют отмелями, банками, возникающими под влиянием сгонно-нагонных волн и приливных течений, совпадающих обычно с осью проливов.

Начало формирования шхер относится ко времени сартанской регрессии и продолжается до настоящего времени.

Район шхер изучен недостаточно (ввиду сложности судовождения во внутришхерных проливах). Однако является уникальным геолого-геоморфологическим объектом и требует более детального изучения.

Локальные формы рельефа в пределах морского дна отличаются от генетически однородных поверхностей меньшими размерами как в плане, так и по относительной высоте (глубине), морфогенетическая позиция этих объектов неопределенна, поэтому выделяем их в отдельную группу. Возраст их скорее всего современный: возникли они под воздействием новейших тектонических движений.

Локальные поднятия (32) представляют собой конусообразные возвышенности изометричной либо овальной в плане формы, относительная высота их,

как правило, не превышает 50 м, довольно четко фиксируется вершина поднятия, крутизна склонов не превышает 1°.

Локальные впадины (33) представляют собой углубления изометричной либо слабовытянутой, воронкообразной формы глубиной 30–50 м, часто с довольно четко выраженной максимальной низинной точкой. Склоны углублений, на фоне общего незначительного уклона морского дна имеют большую крутизну, но не превышают 1°.

Переуглубления – реликты палеодолин (34) отличаются от вышеназванных форм рельефа явно выраженной линейной формой, четко прослеживаемой килевой линией; часто они располагаются по оси погребенных подводных долин, проявляясь на поверхности дна в результате новейших тектонических движений.

Характеристика типов берегов на геоморфологической карте дана согласно Геоморфологической карте СССР (1987 г.) с небольшими изменениями и упрощениями. В границах территории листа преобладают аккумулятивные берега, созданные устьевыми процессами, а также абразионные и термоабразионные. Менее распространены аккумулятивные берега, созданные волнением моря, еще менее – абразионно-аккумулятивные.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Заложение основных черт современного рельефа региона приурочено к позднему мелу – раннему олигоцену, когда закладывались основы современных морфоструктур, а позднеолигоцен-миоценовый этап предопределил оформление облика рельефа почти в современном виде. Этот этап связывается с неотектонической активизацией, вероятно, обусловленной процессами, протекающими в пределах современной морфоструктуры Арктического бассейна. В это время (эпоха Великой неогеновой регрессии) береговая линия была приурочена к континентальному склону. Вследствие низкого базиса эрозии на приморских низменностях были выработаны речные долины глубиной до 300 м и более. Этот этап характеризуется деструкцией ранее сформировавшихся полигенетических рыхлых отложений. В этап неогеновой регрессии были сформированы основные речные долины рассматриваемого региона.

Новый – синокеанический – цикл трансгрессии начался в плиоцене–раннем плейстоцене, но современного берегового уровня Северо-Западного Таймыра эта трансгрессия достигла только в начале среднего неоплейстоцена [57]. Максимум трансгрессии был приурочен к санчуговскому (возможно, тазовскому) времени. Одновременно с этим из-за избытка влаги и относительно теплого климата за счет достигавшей Таймыра одной из ветвей течения Гольфстрима, на палеоостровах могло возникнуть оледенение в виде малоактивных ледниковых шапок североземельского типа. Очевидно, что эти ледники образовывались только в наиболее высокогорной, северо-восточной части полуострова. В пределах описываемой территории, в связи с тем, что она вся была под уровнем санчуговского моря, ледниковые шапки не существовали.

В максимум трансгрессии территория Северо-Западного Таймыра представляла собой архипелаг низких островов. В пределах палеошельфа сформировалась абразионно-аккумулятивная поверхность выравнивания, а на островах происходила моделировка денудационной равнины. Уровень аккумуляции достигал отметок 200 м.

В конце среднего неоплейстоцена начинается регрессия бассейна, продолжавшаяся вплоть до начала казанцевского времени, когда произошла стабилизация уровня моря и последовавшая за тем трансгрессия. На севере Таймыра образовался архипелаг островов с извилистыми очертаниями, подобными современным шхерам Минина. Аккумуляция в это время происходила на абс. отм. до 200 м.

В конце казанцевского и на протяжении муруктинского времени вновь происходит снижение уровня моря предположительно до высот 50–120 м. В это время накапливается грубообломочная регрессивная пачка галечников, завершающая разрез казанцевско-муруктинской террасы. В муруктинское время возобновился рост поднятий, определивший современный водораздел между бассейнами Карского моря и моря Лаптевых.

В начале каргинского времени происходит стабилизация уровня моря на отметках 100 м абс. выс. Это событие нашло свое отражение в формировании четко выраженных палеобереговых линий, береговых валов и баров в прибрежной зоне и по долинам рек Сырадасай, Малая Пура и Пясины.

Затем в конце каргинского, а возможно и середине сартанского времени вновь происходит регрессия моря, сменившаяся затем трансгрессией в самом конце позднего неоплейстоцена. В тектонически обусловленных депрессиях – Сырадасайской, Надодутурку, Малоपुरинской – находились остаточные бассейны, развивавшиеся как озера изолированно от шельфа. Они быстро превращались в опресненные лагуны, а затем и пресные озера, реликтом которых в настоящее время является оз. Надодутурку. Палеобереговые уровни этих водоемов намечаются на гипсометрических отметках 120, 100, 80 и 60 м. Для отложений этих бассейнов, формировавшихся в лагунно-озерных условиях, характерен тонкий песчаный и алевритовый состав, часто с четкой ритмичной слоистостью, и малое количество морской макро- и микрофауны. В процессе блуждания прарек и спуска остаточных озер [72] неоднократно происходила перестройка гидросети, следы которой – в хорошо выраженных в рельефе брошенных долинах. Примером является долина, соединяющая бассейны рек Быстрая и Сырадасай, унаследованная в настоящее время р. Шаку.

Завершение этапа приурочено к концу сартанского времени, когда наряду с аллювиально-озерными поверхностями начали формироваться речные вторые надпойменные террасы в средних течениях рек горной части Северного Таймыра. Формирование первых надпойменных террас рек на соседних листах приурочено к началу голоцена, возможно, к концу сартана – началу голоцена. Современная моделировка рельефа связана с эрозионным расчленением ранних аккумулятивных форм и криогенной планацией всего рельефа.

Последняя сартанская регрессия привела к полному осушению шельфа и расчленению его поверхности долинами рек, реликты которых мы наблюдаем в современном рельефе дна в виде линейных понижений и замкнутых пере-

углублений. Последующее наступление моря, начавшееся в позднесартанское время, происходило путем ингрессии в эти долины и лишь затем море выходило на водораздельные пространства, где стала активно размываться суша, а выносимый в море материал нивелировал расчлененный во время сартанской регрессии рельеф морского дна. С установлением современного уровня моря процессы термоабразии и термоденудации сконцентрировались в зоне волнового воздействия и прибрежной зоне материка и островов.

Таким образом, основными факторами, сформировавшими современный облик данной территории, явились трансгрессивно-регрессивные циклы моря, неотектонические движения и суровый перигляциальный климат, связанный с высокоширотным расположением региона.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Западная часть Таймырского полуострова находится на стыке трех надпорядковых структур: Таймыро-Североземельской складчатой области, Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского прогиба, который с позднеюрского века (волжский регионарус) развивался практически синхронно с Западно-Сибирской плитой.

Каждая из вышеперечисленных структур развивалась автономно, но на некоторых этапах режим их тектонического развития был схожим и достаточно тесно увязан друг с другом. Особенно четко это проявилось в Южно-Карской синеклизе (структура Западно-Сибирской плиты) и в Енисей-Хатангском региональном прогибе.

АРХЕЙСКИЙ ЦИКЛ

Архейский цикл развития площади связан с начальной фазой проявления беломорской (кеноранской) эпохи складчатости и формированием первичных комплексов гранитно-метаморфического слоя земной коры и их начальной консолидации в качестве фундамента древней платформы в средне-позднелопийскую эру. Косвенным подтверждением существования этого этапа служит наличие древних цирконов с возрастом 2637–2911 млн лет в позднерифейских вулканитах приметнинской толщи (устье р. Гусиная) и в ранне-среднетриасовом metabазальтовом скотт-гансеновском комплексе (острова Скотт-Гансена). Единичные цирконы раннеархейского (саамского) возраста установлены в отложениях поздневендской стерлеговской толщи на мысе Стерлегова (3501 млн лет).

Очевидно, приведенные возрастные интервалы (2600–3500 млн лет) указывают на время формирования и стабилизации гранитно-метаморфического слоя земной коры.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Раннепротерозойский цикл характеризуется тектонической активностью, связанной с проявлением карельской эпохи складчатости.

В ранне-позднекарельскую эру продолжается стабилизация гранитно-метаморфического слоя земной коры и разделение на изолированные блоки

с формированием складчатого обрамления кристаллического фундамента. Данные о вещественном составе образований раннекарельского возраста на площади работ отсутствуют. Можно только предполагать, что они соответствуют метаморфическим образованиям фаддеевского метаморфического комплекса Восточного Таймыра (лист Т-45–48). О возможном наличии гранитоидных интрузий карельского возраста на площади работ и сопредельных территориях свидетельствуют единичные находки раннекарельских (2405, 2489 млн лет) и позднекарельских (1659, 1732, 1922 млн лет) цирконов в позднерифейских вулканитах приметнинской толщи и в среднетриасовом метабазальтовом скотт-гансеновском комплексе.

РИФЕЙСКИЙ–ВЕНДСКИЙ ЦИКЛ

Рифейская эра характеризуется усилением тектонической активности, связанной с завершающими этапами позднекарельской складчатости и начальными фазами готской складчатости. Консолидированный позднеархейский–раннепротерозойский кристаллический фундамент по дорифейским–раннерифейским нарушениям начал разбиваться на отдельные блоки (стадия формирования протогеосинклинали) со становлением срединного массива. В пределах Северотаймыро–Североземельской складчатой системы (Карское сводовое поднятие) происходит формирование вулканитов и первично-осадочных отложений тревожнинского метаморфического комплекса. Осадконакопление происходило в геосинклинальной обстановке с длительным прогибанием и, соответственно, накоплением толщ вулканитов и осадков большой мощности (до 4 км).

В среднем–позднем рифее, в связи с поздней фазой проявления готской складчатости происходит инверсия и закрытие протогеосинклинального прогиба с преобразованием этого участка в сложное складчатое сооружение. Для позднего рифея характерны внедрения интрузий габбро-диорит-гранитового состава гусинского комплекса.

В позднем рифее в пределах Тревожнинской складчатой подзоны происходит формирование вулканической *приметнинской толщи*, представленной эффузивами и туфами основного, среднего, кислого составов. Формирование вулканитов происходило в эвгеосинклинальных условиях в начальные фазы байкальской эпохи складчатости. Подтверждением этого служат возраст детритовых цирконов из образований толщи с о. Маркгама (район устья р. Тревожная) – 630–744 млн лет.

На Центральном и Восточном Таймыре возрастными аналогами приметнинской толщи являются вулканогенные борзовская толща и лаптевская свита, содержащие детритовые цирконы с возрастом 667–723 млн лет (северное побережье Гафнер-Фьорда) и 617 ± 4 млн лет (стратотип лаптевской свиты на мысе Харитона Лаптева) соответственно.

С ранними фазами проявления байкальской складчатости связаны внедрения гранитоидных интрузий чугунковского комплекса, породы которого содержат детритовые цирконы с возрастным максимумом около 590 млн лет (граница позднего рифея–раннего венда).

В позднем венде на северном и северо-западном побережье п-ова Таймыр в связи с проявлением поздней фазы байкальской складчатости образуется относительно узкий локальный троговый прогиб протяженностью более 900 км, в котором формируются осадочные отложения венд-кембрийского возраста. В пределах Карского сводового поднятия на площади работ они включают в себя флишоидные отложения воскресенской и стерлеговской толщ общей мощностью до 3 км. Осадконакопление происходило в неустойчивых геосинклинальных тектонических условиях, с частой сменой глубин бассейна – от прибрежно-морских (наличие отпечатков ряби) до относительно глубоководных застойных (интенсивная пиритизация).

В позднем венде – раннем кембрии началось разделение Карской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области.

КЕМБРИЙСКИЙ – ДЕВОНСКИЙ ЦИКЛ

В развитии кембрийско-девонского тектонического цикла условно выделяются ранне-среднекембрийский, позднекембрийский–раннесилурийский, позднесилурийский–девонский этапы общего седиментационного мегаритма, в которых можно выделить более дробные подэтапы.

В начале кембрийского периода в западной части трогового бассейна продолжается формирование осадочных флишоидных толщ (мининской, хутудинской и южнинской) общей мощностью более 2000 м. Очевидно, в связи с завершающим циклом байкальской складчатости произошло общее поднятие площади, в том числе и бассейна осадконакопления, и формирование осадков происходило в мелководных морских водоемах при неустойчивом тектоническом режиме. В завершающую стадию раннекембрийской эпохи формируется пестроцветная (красноцветная) нижнехутудинская толща, что указывает на аридный характер климата при формировании осадков в хутудинское время. К этому же возрастному рубежу (граница раннего–среднего кембрия) приурочено закрытие позднерифейской–раннекембрийской геосинклинали в пределах Западного Таймыра, связанное с проявлением салаирской фазы складчатости. Начиная с южнинского времени (средний кембрий), формирование осадков происходило в платформенных условиях в относительно глубоководных водоемах (проливах?) с сероводородным заражением, где накапливались черноцветные глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, реже – глинистые известняки, доломитовые мергели.

В позднем кембрии – раннем ордовике произошло общее поднятие площади и в грустнинское время осадконакопление происходило в мелководных застойных водоемах, а также в открытых бассейнах нормальной солености. Возможно, в позднесалаирскую фазу складчатости произошло локальное поднятие в восточной части Центрально-Таймырской складчатой зоны с перерывом осадконакопления в конце кембрия. Обоснованием этого служит наличие мощной пачки известковистых конглобрекчий (до 40 м) в основании грустнинской свиты и отсутствие позднекембрийской фауны в ее разрезе.

В ордовике и раннем силуре (арениг–венлок) осадконакопление смещается к югу от Северо-Карского сводового поднятия и происходит в локальном

мелководном бассейне, который прослеживается в современном географическом плане от островов Долгие в Пясинском заливе до верховьев р. Ленивая.

В ордовике (малодженнирское время) в восточной части Центрально-Таймырской складчатой зоны (Хутадабигайская площадь) в некомпенсированном прогибе с сероводородным придонным заражением формируется толща черноцветных углеродисто-глинистых сланцев с интенсивной пиритизацией. Осадконакопление происходило в неустойчивых тектонических условиях, связанных с завершающими фазами салаирской эпохи складчатости. Черноцветные граптолитовые фации (мелководные застойные водоемы) периодически сменялись прибрежно-морскими терригенными и карбонатными фациями открытого мелководного моря с повышенной соленостью.

Силур и девон (лландовери–фамен) характеризуются более выраженным (в сравнении с ордовиком) геократическим режимом и общим орогенным поднятием, связанным с проявлением позднекаледонской (свальдбардской) фазы складчатости. На всей площади к югу от Северо-Карского сводового поднятия проходит начальный этап формирования горных сооружений и сопредельных с ними межгорных впадин. Обособление зон седиментогенеза после начальной лландоверийской трансгрессии обусловило формирование в южной части площади общего седиментационного бассейна, в котором происходило отложение карбонатных (доломитовых, известняковых) и эвапоритовых формаций. Частным примером смены фаций в каменское и устьепясинское время может служить южная часть Ленивенской площади (лист S-46), где от раннего силура до позднего девона установлены:

- раннесилурийские (лландовери–венлок) углеродисто-глинистые граптолитовые фации застойных водоемов;
- позднесилурийские (лудлов–пржидол) доломитовые, черноцветно-сланцевые лагунные фации, сформированные в условиях аридного климата;
- ранне-среднедевонские (пражский–раннеэйфельский) терригенные песчанисто-алеврито-глинистые с гипсолитами и отпечатками флоры прибрежно-морские фации засоленных водоемов в условиях аридного климата.

В позднем девоне (домбинское время) по побережью Пясинского залива (в современном плане рек Новоморжово, Зелееева, Талая) формируется глинисто-известковистая домбинская толща (фран–фамен). Осадконакопление происходило в условиях открытого морского бассейна нормальной солености. В позднедомбинское время южнее, в районе р. Ефремова, формируется толща углисто-глинистых сланцев и доломитов. Осадконакопление происходило в засоленных прибрежно-морских заливах и лагунах в условиях аридного климата. Очевидно, что в позднедомбинское–раннезелееевское время береговая линия проходила в нижнем течении р. Ефремова, свидетельством чему является наличие кор выветривания в основании зелеееевской толщи.

Следует отметить, что достоверная магматическая активность (внедрение интрузий), связанная с каледонской эпохой складчатости, на площади работ не установлена.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ–РАННЕТРИАСОВЫЙ ЦИКЛ

Раннекаменноугольный этап в Северо-Бырангской зоне ознаменовался общим поднятием и формированием кор выветривания (до 5 м), которые впоследствии были частично размыты. В позднеурнейское время, с началом трансгрессии, формируется глубоководный бассейн, в котором накапливаются черноцветные отложения доманиковой фации. К поздневизейскому времени отмечается постепенное обмеление бассейна с образованием известняков желедевской толщи.

В Карской зоне в пределах Карского сводового поднятия отмечается внедрение интрузий умереннощелочных гранитов.

Среднекаменноугольный–позднепермский этап характеризуется достаточно резкой сменой условий осадконакопления. Регрессия в башкирском веке обозначила переход от карбонатных фаций к терригенным морским и континентальным угленосным фациям карбона–перми. Начальный этап формирования континентальных угленосных формаций начался в башкирском веке и закончился в позднепермскую эпоху в вятском веке. Можно наметить основные этапы формирования угленосных отложений на площади.

Макаровское время характеризуется переходом от формирования карбонатных фаций открытого моря нормальной солености к терригенным глубоководным фациям глинисто-алевритового состава застойных водоемов с сероводородным заражением. Для всех известково-глинистых разностей пород характерно обилие микрофауны и тонкодисперсные включения черных битумоидов.

Эвенское время – формирование осадков происходило в прибрежно-морских условиях, удаленных от берега, которые периодически сменялись относительно глубоководными бассейнами с накоплением глинисто-алевритовых осадков, что указывает на неустойчивый тектонический режим осадконакопления.

Ефремовское время (раннепермская эпоха) – происходит резкая смена фациальных условий осадконакопления. Прибрежно-морские фации открытого моря сменяются мелководными с переходом к континентальным, где в условиях закрытых лагун происходит формирование глинистых алевролитов, аргиллитов и маломощных пластов (до 0,5 м) каменного угля.

Убойнинское время характеризуется максимальным развитием континентальных фаций, связанных с угленакоплением, и является наиболее продуктивным уровнем формирования углей на Западном Таймыре. В условиях континентальных фаций прибрежных лагун, закрытых озер формируются многочисленные пласты каменного угля мощностью от 0,9 до 6,0 м (после литификации). Площадь распространения убойнинской свиты прослежена от северного побережья Пясинского залива до нижнего течения р. Ефремова на юге и до среднего течения р. Бинюда на востоке.

Крестьянское время характеризуется резким сокращением угленосности площади. Формирование осадков происходило в прибрежно-морских условиях, переходных к прибрежно-морским равнинам с локальными участками засоленных лагун, в которых накапливались маломощные углистые аргиллиты

и слои, содержащие большое количество разнообразных сидеритовых конкреций.

Макаревичско-бражниковское время. Завершается этап формирования среднекаменноугольных–позднепермских угленосных отложений на Западном Таймыре. В южной части площади (район бассейна р. Крестьянка) формирование осадков происходило в удаленных от суши прибрежно-морских условиях. Севернее бассейнов рек Малая Пура, Малая Кособигаи, Кирса в отложениях макаревичской свиты появляются пласты каменного угля мощностью от 0,1 до 2,0 м. На р. Угольная (левый приток р. Пясины – участок шахты «Северная» отмечается 12 угольных пластов мощностью от 0,3 до 3,2 м). Формирование отложений в макаревичское время (северодвинский век) происходило в континентальных условиях прибрежных аллювиальных равнин с неглубокими озерами, в которые происходил снос древесных осадков и формировались пласты торфяников. Увеличение угленосности отложений в макаревичское время происходило с юго-запада на север и северо-восток. В макаревичское время завершился этап формирования среднекаменноугольных–раннепермских угленосных формаций Западного Таймыра. В бражниковской свите отмечаются только прослои (до 2,0 м) углистых аргиллитов.

В пределах Карского сводового поднятия происходит внедрение интрузий ленивенско-толлевского мигматит-гранитового и мининского гранодиоритового комплексов. Внедрение интрузий происходило в достаточно длительный период от серпуховского до ассельского веков и связано с проявлением ранних фаз герцинской эпохи складчатости.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ–ТРИАСОВЫЙ ЦИКЛ

Стадия развития прогибов угленосного накопления в позднеатарскую эпоху (вятский век) характеризуется сжатием, вызванным движением Карской плиты к югу, и, соответственно, инверсией позднепалеозойского–раннемезозойского прогиба с формированием складчатых и дизъюнктивных структур. Раскрытие глубинных разломов в Диксоновско-Северобыррангской зоне привело к формированию лавовых полей траппов (мощностью до 2,0–2,5 км) сырадасайской, лабакской и верхнетамской свит. В Тревожнинской складчатой подзоне к аналогичным разломам в раннетриасовую эпоху приурочено излияние вулканитов скотт-гансеновского комплекса.

Начало этапа (вятский век) отмечается крупной тектонической перестройкой (инверсией) территорий. В восточной части Южно-Карской синеклизы происходит формирование поднятия вендского складчатого фундамента на 2,0–2,5 км относительно ее западной части. Поднятие было достаточно длительным и с начала вятского века сменилось прогибанием с формированием осадочной толщи первичных глинистых алевролитов, мергелей мощностью 210 м. Позднепермские–раннетриасовые отложения с крупным стратиграфическим несогласием залегают на метаморфизованных породах вендского складчатого фундамента. Формирование осадков происходило, очевидно, в прибрежных закрытых водоемах, в которые осуществлялся снос большого количества углистого материала.

В Тревожинской подзоне в оленекский–ладинский века на двух участках: острова Скотт-Гансена и п-ов Михайлова (сопка Заозёрная) происходит изливание вулканитов, внедрение интрузий скотт-гансеновского комплекса. В составе комплекса преобладают метабазалты и их туфы, слагающие покровы от первых метров до десятков метров. Отмечаются шаровые лавы мощностью до первых десятков метров, приуроченные к основанию разреза толщи. Возраст вулканогенных образований по детритовым цирконам колеблется от 241–248 млн лет (оленёкский век) до 229–237 млн лет (ладинский век). О глубинности заложения разломов свидетельствуют единичные цирконы (возрастом 2489 млн лет (ранний карелий) – 2911 млн лет (средний лопий). Наличие шаровых лав указывает на их формирование в морских условиях (островные дуги во внутриконтинентальных морях).

В северной части Енисей-Хатангского прогиба в позднепермскую–раннетриасовую эпохи формируется мощная толща (1545 м) осадочно-вулканических образований нижнегольчихинской подсветы.

В северной части Мининско-Хутудинской складчатой зоны в ранне–среднем триасе в результате сжатия происходят процессы мигматизации вплоть до гранитизации, подтверждением чему служит триасовый возраст мелких тел гранитоидов среди мигматитов.

Цикл завершается характерным внедрением интрузий сиенитов и граносиенитов среднего–позднего триаса в Таймырской складчатой системе.

РАННЕЮРСКИЙ – ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЦИКЛ

Ранне-среднеюрский этап. Вся площадь работ, включая Западный Таймыр и акваторию южной части Карского моря, была выведена на поверхность. Возможно, в раннеюрскую эпоху формировались значительные по мощности коры выветривания, которые впоследствии были размыты. По данным ФГУП «Южморгеология», по сейсмическому профилю 240706, пройденному от пос. Троицк в нижнем течении р. Енисей до о. Неупокоева в Карском море, в западной части Енисей-Хатангского прогиба на глубинах 2,5–0,5 км от поверхности установлены выходы ниже-верхнеюрских отложений. Отложения приурочены к проливу Овцына, разделяющего Гыданский полуостров и о. Сибирякова. Мощность юрских отложений по западной рамке листа S-44 составляет 1400 м и постепенно, на расстояние 25 км в юго-восточном направлении, отложения выклиниваются до полного исчезновения. Раннеюрские осадки со значительным стратиграфическим несогласием залегают на складчатых породах от силура до раннего триаса включительно и перекрываются позднеюрскими и среднемеловыми отложениями (титон–сеноман). Следует отметить, что позднепермские–раннетриасовые отложения в западной части Енисей-Хатангского прогиба (пролив Овцына) представлены песчано-глинистыми угленосными фациями прибрежно-континентального осадконакопления [112].

Позднеюрский–раннемеловой этап. Вся площадь Западного Таймыра (в современном плане) оставалась поднятием с формированием континентальных кор выветривания и процессами пенеplanation. Осадконакопление

происходило только в акваториальной части Карского моря, в Южно-Карской синеклизе, Енисей-Хатангском региональном прогибе. Указанный возрастной этап на востоке Южно-Карской синеклизы и в северной части Енисей-Хатангского прогиба проявился по-разному. На востоке Южно-Карской синеклизы начинает формироваться прогиб (поздняя юра – ранний палеоген), который завершился образованием впадины Утешения, заполненной мощной толщей (до 1500 м) разновозрастных осадков. Снизу вверх по разрезу четко прослеживается переход фаций: в основании – морские мелководные (сиговская, яновстановская свиты), выше – прибрежно-морские (нижнехетская свита) и завершающие цикл – прибрежно-континентальные фации, в верхней своей части переходящие в угленосные (яковлевская, долганская свиты).

В северной части Предтаймырского передового прогиба существовало длительное поднятие, предположительно, с анизийского века (позднегольчихинское время) до берриасского века и только с ранневаланжинского времени началось формирование прогиба с накоплением мощных ниже-верхнемеловых осадочных толщ. Практически с ранневаланжинского времени впадина Утешения и северная часть Енисей-Хатангского прогиба начинают развиваться синхронно с аналогичной сменой фаций по вертикали. Некоторое различие отмечается только в мощностях свит (различие в скорости прогибания и, соответственно, скорости осадконакопления). Так, апт-альбская угленосная яковлевская свита по скв. Свердруп-1 имеет мощность 480 м, уменьшаясь до 360 м на Хабейской и до 300 м – на Гольчихинской площадях.

Ранне-позднемеловой этап начался с позднеальбского времени и связан с завершающей фазой киммерийской эпохи складчатости. Как во впадине Утешения, так и в северной части Енисей-Хатангского прогиба отмечается постепенный переход (снизу вверх) от прибрежно-континентальных слабоугленосных фаций долганской свиты к прибрежно-морским мелководным фациям открытого моря (дорожковская–насоновская свиты). В Енисей-Хатангском прогибе долганская свита является основным газоносным горизонтом.

Позднемеловой–палеогеновый этап установлен с кампанского века до датского века (ранний палеоген). Вся площадь суши Западного Таймыра (в современном плане) остается поднятием, связанным, очевидно, с завершающими фазами киммерийской эпохи складчатости. Продолжается формирование гор Бырранга, а осадконакопление происходит в локальных морских водоемах, для которых суша Западного Таймыра являлась областью сноса.

В турон-сантонские века в западной части Центрально-Таймырской складчатой зоны (в современном плане острова Каменные, Расторгуева – северный борт Берега Петра Чичагова) формируется локальный прогиб, приуроченный к зоне сочленения двух региональных разломов: Диабазовый на севере и Пясино-Фаддеевский на юге. В прогибе формируются маломощные (до 30–40 м) грубозернистые (конгломераты–песчаники) прибрежно-морские фации с прослоями пеллециподовых ракушняков и маломощными прослоями бурых углей.

В западной части площади в Южно-Карской синеклизе отложения кампанского возраста в Свердрупской скважине отсутствуют и, очевидно, на этот интервал существовало локальное поднятие, которое привело к размыву позднемеловых отложений салпадаяхской и танамской свит по скв. Сверд-

рупская-1. В маастрихт-датские века в пределах синеклизы формируется маломощная (до 40–50 м) песчано-глинистая толща прибрежно-морского генезиса с многочисленной битой ракушей, переходная к прибрежно-континентальным фациям.

На о. Тройной (острова Известий ЦИК) в ходе работ по подготовке к изданию листов S-44, 45 был установлен фрагмент разреза позднемеловых отложений сенона (коньякский – маастрихтский ярусы) мощностью до 10 м. В нижней части разреза, выше прослоя рыхлых галечников, состоящих из обломков угловато-окатанных пермских(?) пород, установлен маломощный прослой (до 10 см) гипсолитов, прослеженный по простиранию на 20 м. Морской обрыв на этом участке побережья сложен коренными породами среднекембрийской известинской толщи и рыхлые сенонские отложения в него «вложены». Возраст этих отложений установлен по спорово-пыльцевому анализу (определение Л. А. Фефиловой), где в пыльцевом спектре присутствует до 45 % форм, характерных для сенона.

Разрез интересен тем, что указывает на наличие пермских отложений на островах Известий ЦИК в позднемеловую эпоху, а прослой гипсолитов – на формирование в сеноне осадков в засоленных морских лагунах, изолированных заливах в условиях теплого аридного климата.

В северной части Енисей-Хатангского прогиба указанный возрастной интервал сформирован отложениями салпадаяхской и танамской свит, а палеогеновые отложения на площади прогиба отсутствуют. В салпадаяхское время формирование осадков происходило в мелководных закрытых морских бассейнах с неустойчивым режимом осадконакопления и временной осушкой, что подтверждается наличием прослоев оолитовых лептохлоритовых железных руд болотного генезиса. В танамское время осадконакопление происходило в прибрежных мелководных морских бассейнах с формированием маломощной толщи (80–100 м) песков, глин, фосфоритовых конкреций с большим количеством фауны.

К позднемеловому–палеогеновому этапу, в связи с проявлением ранних фаз альпийской эпохи складчатости, приурочено окончательное раскрытие Северного Ледовитого океана. Формирование котловины океана происходило длительное время, начиная с поздней юры – раннего мела (Канадская котловина с корой океанского типа) до позднего палеоцена – раннего эоцена, когда сформировался Евразийский суббассейн с Баренцево-Карской шельфовой зоной. Активные дифференцированные движения земной коры обособили сводово-блоковые поднятия на шельфе, приуроченные к кромке континентального склона (архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля), разделенные окраинно-шельфовыми желобами Франц-Виктория, Святой Анны, Воронина, Шокальского.

На всей площади п-ова Таймыр (включая и восточную часть моря Лаптевых) существовало поднятие с формированием мощных кор (до 30 м) химического выветривания, которые сохранились от размыва на отдельных участках п-ова Челюскин. К окончанию этапа (эоцен-раннеолигоценовая эпоха) территория гор Бырранга имела вид невысокого (до 200 м) пенепленизированного плато, обрамленного денудационной равниной высотой до 50–100 м. Осадконакопление на суше происходило в локальных озерно-аллювиальных

котловинах. В частности, по восточному побережью мыса Челюскин (приустьевые части рек Каменка, Анжелика, Пахра) установлены древние галечно-валунные аллювиальные отложения эоцен-олигоценового возраста [24].

НЕОГЕН–ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЦИКЛ

Неоген-четвертичная геологическая история Северного Ледовитого океана и прилегающей суши подробно рассмотрена в статье И. Д. Данилова, Н. А. Шило «Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое», где выделяются три крупных этапа [45].

Позднемиоценовый–раннеплиоценовый этап связан с аттической фазой альпийской эпохи складчатости. Мессинская регрессия охватила всю Арктику и проявилась в общем поднятии северных континентальных окраин Евразии и Северной Америки. Уровень СЛО понизился на 350–500 м до бровки континентального склона. Весь континентальный шельф стал сушей, а осадконакопление в западном секторе Арктики происходило в изолированных переуглубленных водоемах в условиях нивального (ледникового) климата. Резкое поднятие суши привело к усилению процессов денудации и начальному этапу формирования речной сети. В частности, предполагается, что палео-Енисей имел сток в СЛО через желоб Воронина (лист Т-45–48). Резкое понижение уровня океана привело к сокращению поступления теплых вод из смежных Атлантического и Тихого океанов и понижению среднегодовой температуры региона на 2–3°, что привело к начальным этапам оледенения. Арктический бассейн становится Ледовитым.

Раннеплейстоценовый (эоплейстоценовый) этап. В связи с решением МСК от 2009 г. граница четвертичной и неогеновой систем была установлена в возрастном интервале 2,58 млн лет, а верхний ярус плиоцена (гелазский) был переведен в плейстоцен (эоплейстоцен). Эоплейстоценовый подэтап связан, очевидно, с проявлением валахской фазы альпийской эпохи складчатости, которая привела к значительному опусканию прибрежной суши всей Евразии, Западной Европы и значительной трансгрессии моря. По данным И. Д. Данилова, Н. А. Шило, в Западно-Сибирской низменности в раннеплейстоценовую эпоху (1,8 млн лет назад) береговая линия проходила по северным отрогам Васюганской равнины, т. е. на 1400 км южнее современной. В районе Западного Таймыра в эту эпоху береговая линия проходила по северным и западным отрогам плато Путорана.

Фрагменты раннеплейстоценовых (раннеэоплейстоценовых) отложений на площади работ установлены на островах Свердруп, Арктического Института, Рингнес, Восточный Каменный, где в основании разрезов залегают средне-мелкозернистые пески лагунно-континентального, континентального генезиса (мощность 1–2 м) с большим количеством растительной органики (уплощенные фрагменты древесины), единичными обломками угля, янтаря. Выше залегают морские отложения (3–5 м), представленные темно-серыми глинистыми песками с прослоями черных алевритов и охристых (ожелезненных) песков, содержащих комплекс песчаных фораминифер, характерных, по заключению Н. В. Куприяновой, для позднего плиоцена–раннего плейсто-

цена (2,5–1,8 млн лет) по характерным видам-индексам. Формирование лагунно-континентальных осадков происходило в застойных водоемах в условиях теплого, влажного гумидного климата, а морских отложений – в зоне мелководья открытого шельфового бассейна.

В западной части Енисей-Хатангского прогиба (северо-восточный берег Гыданского полуострова) С. Л. Троицким в начале 1950-х годов при геологической съемке был установлен разрез четвертичных отложений, расположенный на участке от полярной станции «Лескино» до устьевой части р. Яраха. Детальное описание разреза выполнено Ф. А. Каплянкой, М. В. Никольской и В. Д. Тарноградским. Разрез интересен тем, что на участке протяженностью 3,5 км отложения лескинской толщи смяты в изоклиналильные складки с размахом крыльев от первых десятков до первых сотен метров. Углы падения на крыльях складок колеблются от 30–50° до 90°. Общая мощность составленного разреза – 150–155 м. В рамках проведения работ ГДП-1000 по листам S-44, 45 разрез был продублирован сотрудниками Северной ГСП Е. А. Гусевым и Я. Д. Яржембовским.

В разрезе толщи, по заключению Н. В. Куприяновой (2016 г.), выделяются две фациальные зоны: нижняя мощностью 80 м – темно-серые алевриты с прослоями песка, с обломками и целыми раковинами двустворчатых моллюсков, обломками мшанок четвертичного облика, фораминиферами, морскими диатомеями. Формирование осадков происходило в мелководных прибрежно-морских условиях.

Верхняя часть разреза мощностью 75 м сложена преимущественно серовато-сизыми алевритами с подчиненными прослоями тонкозернистых песков, тонкими прослоями пестроцветных глин (желтые, оранжевые, красные). По всему разрезу отмечаются тонкие прослойки органогенного детрита (веточки, семена, водоросли), прослойчики торфа, фрагменты панцирей жуков, мелкие железистые конкреции и полное отсутствие морской фауны. Формирование осадков происходило в континентальных условиях (аллювиально-дельтовые, озерные, болотные фации) в условиях теплого гумидного климата.

Возраст отложений лескинской толщи определен стронциевым хемотратиграфическим методом (соотношение $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) по трем пробам и составляет 1,2; 1,4; 1,7 млн лет. Южнее, с Гыданского берега (мыс Дорофеева) по двум пробам из аналогичных отложений был получен возраст 1,4–1,47 млн лет, что соответствует среднему звену эоплейстоцена.

Ранее считалось, что отложения лескинской толщи смяты в изоклиналильные складки в связи с дислокациями ледникового происхождения. В 1983 г. Б. М. Сергиенко, Р. А. Биджаев в статье «Позднечетвертичная тектоника севера Западно-Сибирской низменности» высказали предположение, что локальное проявление складчатости на Лескинской площади связано с завершающими фазами формирования Енисей-Хатангского регионального прогиба в раннеплейстоценовую эпоху.

Неоплейстоценовый–голоценовый этап. Неоплейстоценовая эпоха отличалась наиболее суровым климатом в фанерозойской истории Земли в связи с широким развитием оледенений. За основу выделения циклов оледенений взяты работы В. С. Волковой [11], И. Д. Данилова и Н. А. Шило [45], опубликованные в 1991 г. Сведения о колебаниях уровня Мирового океана

за последние 420 тыс. лет взяты из монографии Д. Ю. Большакина «Пассивное оледенение Арктики и Антарктики» (2006 г.), в которой приводятся данные по изотопным кривым содержания кислорода (^{18}O) в керне льда по скв. «оз. Восток» и донным осадкам океана [9].

В статье В. С. Волковой «Колебания Климата в Западной Сибири в позднелипленовое и четвертичное время» (1991 г.) для среднего эоплейстоцена–голоцена выделяются восемь циклов оледенения и разделяющих их эпох межледниковья (межстадиалов). Ледниковые циклы (эпохи) в неоплейстоцене включают в себя (интервалы – в тыс. лет назад) [11]:

- раннеавдотьинскую (770–750);
- мансийскую (позднеавдотьинскую) 730–720;
- раннешайтанскую (600 ± 70 – 550 ± 100);
- позднешайтанскую (420 ± 110 – 390 ± 70);
- самаровскую (270 ± 56 – 230 ± 15);
- тазовскую (180 ± 36 – 130 ± 25);
- раннезырянскую (ермаковскую) 110 ± 17 – 65 ± 11 ;
- сартанскую (позднезырянскую) 23,0–11,7.

Циклы (эпохи) межледниковья (трансгрессии и связанные с ними потепления климата) включают в себя (интервалы в тыс. лет назад):

- горнофилинская (среднеэоплейстоценовая) 1700–1200(?);
- безымянная (750–730);
- талагайкинская (600 ± 70 – 510 ± 65);
- тобольская (390 ± 55 – 290 ± 70);
- ширтинская (санчуговская) (190 ± 30 – 140 ± 40);
- казанцевская (130 ± 25 – 100 ± 17);
- каргинская (55–23).

В *горнофилинский век*, возможно, с долей условности, включение среднеэоплейстоценовой лескинской толщи, описание которой приводится выше в эоплейстоценовом подэтапе. Учитывая, что четвертичные отложения в возрастном интервале 1200–325 тыс. лет назад на площади работ отсутствуют (размыты более молодыми трансгрессиями?), геологическая история от позднего эоплейстоцена до среднего неоплейстоцена на площади работ неизвестна.

Ширтинское время характеризуется незначительной трансгрессией и поднятием уровня Мирового океана до отметки –40 м от современного. Осадки ширтинского горизонта установлены на локальных участках (о. Восточный Каменный, юго-западное побережье о. Свердруп), где формируют террасы с отметками +5–7 м. Песчано-алевритовые отложения с единичными гальками, крупными растительными остатками (древесина, кора) формировались в прибрежно-морских условиях при теплом гумидном климате. По данным В. С. Волковой, в восточной части Западной Сибири среднегодовые температуры в ширтинское время превышали современные на +10 °С.

Приведенные в гл. «Стратиграфия» возрастные датировки ОСЛ со значениями 225 ± 18 – 325 ± 20 тыс. лет слабо соотносятся с ширтинским временем, установленным для Западной Сибири, по данным С. Л. Архипова (140–190 тыс. лет назад), и соответствуют, скорее всего, тобольскому и самаровскому времени (тобольское межледниковье и самаровское оледенение).

Сходные данные определения возраста методом ЭПР приводит Д. Ю. Большианов по разрезу морских отложений у пос. Новорыбное (район пос. Хатанга), в котором нижняя песчано-алевритовая пачка мощностью 9–10 м показала возраст $336 \pm 31,8$ тыс. лет назад, а вышележащая песчанистая пачка с гальками в основании (размыв нижележащих отложений) – $235,5 \pm 26,6$ тыс. лет назад. По данным Д. Ю. Большианова по ст. «Восток», уровень Мирового океана в тобольское время соответствовал современному, а в самаровское время (оледенение) был ниже современного на 80 м. Таким образом, существование в едином разрезе столь разновозрастных отложений, да еще с перекрытием, трудно объяснимо и требует дополнительного доизучения [9].

Казанцевское время характеризуется обширной трансгрессией, которая охватила весь п-ов Таймыр. В районе нижнего течения р. Енисей граница «суша–море» проходила около пос. Туруханск, затем разворачивалась в северном, северо-восточном направлениях, огибала по западному подножию Среднесибирское плоскогорье, плато Путорана и далее, в восточном направлении, проходила по южному борту Хатангского залива. Отложения казанцевского (и муруктинского) времени более детально изучены по сопредельным к востоку листам S-46, 47 в верхнем и среднем течениях рек Мамонт, Шренк, в их междуречье и истоках р. Нижняя Таймыра. На этом участке пробурено Хатангской ГРЭ к 1995 г. четыре поисковых профиля общей протяженностью около 43 пог. км с глубиной бурения от 15 до 45 м.

По данным Д. Ю. Большианова, в бассейне р. Шренк и верховьях рек Верхняя и Нижняя Таймыра отчетливо выделяются террасы 50–110-метрового уровня, имеющие горизонтальную или слабонаклонную поверхность. Образования этих террас представлены мелководными морскими, прибрежно-морскими, реже дельтовыми фациями. В трансгрессивный этап, соответствующий казанцевскому времени, морская береговая линия достигала современных абс. отм. до 200 м. В междуречье Тихая–Мамонта есть определение возраста раковин морских моллюсков *Hiatella arctica* (L.), собранных с поверхности 200-метровой террасы с возрастом $103 \pm 7,8$ тыс. лет назад (ураниевым методом). Все остальные возрасты, полученные методом ЭПР, предположительно, из казанцевских отложений, колеблются в пределах 70–111 тыс. лет назад, т. е. являются переходными от казанцевского к муруктинскому времени [9].

По данным В. С. Волковой, в раннеказанцевское время климат был умеренно теплый, а среднегодовая температура была выше современной на 4–5 °С. Температура воды в Северном Ледовитом океане не переходила через 0 °С, т. е. океан не был ледовитым. К позднеказанцевскому времени отмечается похолодание климата от умеренно бореального до умеренно бореально-холодного, сухого [11].

Муруктинское время (раннезырянское оледенение по южной части Западной Сибири) характеризуется значительной регрессией и понижением уровня Мирового океана до отметки – 30–40 м от современного. По данным Д. Ю. Большианова, в позднеказанцевское–раннемуруктинское время п-ов Таймыр представлял собой ряд горных возвышенностей (островов), разделенных проливами. В позднеказанцевское время на этих возвышенностях началось формирование активных горных ледников с выводными языками,

что приводило при таянии к выносу большого количества обломочного материала с накоплением у подножия мощных дельтовых и морских осадков. Подтверждением является пачка (до 40 м) серых, коричнево-серых оскольчатых глин с возрастом ($72,2 \pm 6,9$ – $91,1 \pm 6,3$) тыс. лет (ЭПР) с раковинами двустворок, залегающей в основании 50–60-метровой террасы в долинах рек Чёрные Яры, Мамонта, а также мощной пачки (до 80 м) песков, гравийников, галечников дельтовой фации с возрастом 70–111 тыс. лет, установленной на склоне долины р. Ледяная (левый приток р. Верхняя Таймыра) [9].

По данным В. С. Волковой, климат в раннемуруктинское время был переходным от умеренно бореального к умеренно бореально-холодному и только в позднемуруктинское время стал субарктическим холодным, аридным (с минимальным количеством осадков) [11].

Каргинское время характеризуется более холодным климатом, чем все другие межледниковья и являлся переходным от умеренно бореального к умеренно бореально-холодному. Рубеж каргинского оптимума приходится на 42–45 тыс. лет [11]. На площади работ каргинские отложения формируют морские террасы высотой 5–10 м на малых островах, северном и западном побережье п-ова Таймыр с возрастом осадков $41,0 \pm 3,2$ – $45,8 \pm 3,5$ тыс. лет назад, что хорошо согласуется с повышением уровня Мирового океана на +10–15 м относительно современного. По данным Д. Ю. Большиянова, отложения каргинской трансгрессии не установлены на отметках выше +20 м. Каргинский возраст имеют морские отложения на п-ове Равича в устье р. Нижняя Таймыра на отметках +12 м – 42 тыс. лет назад, установленные методом ЭПР по раковинам *Portlandia arctica*. На площади работ, на морской террасе высотой 20 м в устье р. Пясины плавниковая древесина имеет радиуглеродный возраст $36\ 260 \pm 450$ тыс. лет [9].

Сартанское время (позднезырянское оледенение) отличалось суровостью и резкой континентальностью климата. Наиболее широко это оледенение проявилось в северной части Восточно-Европейской платформы и на Кольском полуострове, где находился центр оледенения. На северо-западе Восточной Сибири позднечетвертичные ледники занимали площадь плато Путорана на севере и северную часть Среднесибирского плоскогорья до 66° с. ш. (пос. Туруханск). По данным В. С. Волковой, среднегодовые температуры в сартанское время были ниже на 7–8 °С, чем современные. Отмечаются два максимума оледенения, приуроченные к границе каргинского–сартанского времени, сартанского времени и голоцена, в которые климат был перигляциальным, аридным (сухим) с минимальным количеством осадков, что препятствовало росту ледников [11].

По данным Д. Ю. Большиянова, по ст. «Восток» в раннесартанское время уровень Мирового океана был ниже современного на 100–120 м, что привело к «осушке» всей акватории северной части листов S-44, 45. Осадконакопление происходило на участках понижения, к которым были приурочены сартанские палеодолины рек Пясины, Убойная, Новоморжово и др., которые, очевидно, являлись палеопритоками р. Енисей. Кроме того, к аналогичным понижениям приурочено формирование аллювиально-озерных отложений с накоплением маломощных пластов торфяников. По данным Д. Ю. Большиянова, в скважине, пробуренной ЦАГРЭ в заливе Толля (юго-западное окон-

чание п-ова Челюскин), торфяники показали возраст 15–17 тыс. лет, что хорошо согласуется с данными В. С. Волковой, которая для среднесартанского времени отмечает временное потепление и изменение климата с перигляциального на субарктический, сухой [11].

Современное звено. Стадии изменения климата в голоценовую эпоху подробно рассмотрены в статье С. Л. Гуськова, Л. К. Левчук, Т. С. Троицкой «Плейстоцен-голоценовые миграции фораминифер – этапы изменения климата» (1991 г.). По их данным, в предбореальную и бореальную стадии (10,3–9,5 тыс. лет назад) началась медленная трансгрессия с повышением уровня Мирового океана до отметок – 60–50 м ниже современного. Климат меняется от перигляциального, который существовал на рубеже сартанского времени и голоцена, до субарктического–умеренно-бореально–холодного. Учитывая уровень Мирового океана (50–60 м), наличие раннеголоценовых морских осадков на акватории южной части Карского моря крайне проблематично.

В оптимум голоцена (6–5 тыс. лет назад) в атлантическое время отмечается продолжение трансгрессии с повышением уровня Мирового океана +10 м выше современного. По данным В. С. Волковой, в голоценовый оптимум среднегодовая температура была выше современной на 4–5 °С.

Вторая стадия позднеголоценового оледенения связана с субатлантическим временем (3,5–2,1 тыс. лет назад), когда уровень Мирового океана снова понизился до отметок – 10–15 м ниже современного, а климат был переходным от умеренно-бореального к умеренно-бореально-холодному.

В своей монографии Д. Ю. Большианов в заключительных разделах (разд. 7.5) приводит мнение зарубежных исследователей, работающих с материалами по оледенению арх. Северная Земля, что после голоценового климатического оптимума ледники на архипелаге практически исчезли и вновь возродились только в субатлантическое время. Результаты изотопных исследований ледникового керна с купола Академии Наук на о. Комсомолец показали возраст 2500 лет назад [9].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Геолого-экономический и минерагенический потенциал района определяется энергетическими и коксующимися углями Западно-Таймырского угольного района, рудным золотом, медно-порфировыми рудами с золотом и серебром, никель-кобальтовыми малосульфидными рудами с платиноидами и другими полезными ископаемыми. Территория листа является потенциально нефтегазоносной. До промышленных категорий разведаны лишь месторождения каменных углей.

Раздел составлен по материалам, приведенным в металлогеническом блоке легенды и в объяснительной записке к ГК-1000/2, дополнен материалами геологических карт масштаба 1 : 200 000, сведениями из первичных отчетов, а также новыми материалами, полученными в ходе геологического доизучения площади в 2014–2015 гг.

Всего на карту полезных ископаемых вынесено 343 объекта и признака полезных ископаемых: месторождений, учтенных Госбалансом, средних – одно, малых – одно, проявлений – 100 и т. д. Все объекты полезных ископаемых приведены в прил. 1.

Ввиду удаленности от промышленных центров страны, отсутствия местных потребителей, неразвитости инфраструктуры, предпосылки для промышленного освоения территории в настоящее время отсутствуют. В перспективе возможно освоение прогнозируемых нефтегазоносных, золотоносных площадей и вовлечение запасов угля для создания собственной энергетической базы.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ, ГАЗ И БИТУМЫ

На описываемой территории установлены три проявления нефти, одно проявление газа и ряд признаков, указывающих на возможность залежей углеводородов.

Проявления нефти установлены в бассейне р. Сырадасай и в нижнем течении р. Бинюда. В бассейне рек Сырадасай и Верхняя Тамы при бурении скважин жидкие битумы установлены в трещинах и миндалинах верхнепермских базальтов сырадасайской свиты (V-3-41), а также среди терригенно-угленосных отложений ефремовской свиты нижней перми (V-3-44). На реке

Толбато (левый приток р. Бинюда) в известняках поры частично заполнены капельно-жидкой нефтью (IV-6-42). При бурении скв. СС-10 на правом берегу р. Сырадасай был зафиксирован выброс и самовозгорание метана с глубины 31 м. Газовый коллектор – горизонт четвертичных песков, перекрытый глинами (V-3-38). Выброс продолжался 7 часов [34].

Кроме нефти выявлены твердые битумы в скв. ДС-4, р. Верхняя Тамы (V-3-36). Здесь в интервале глубин 87–100 м среди миндалекаменных базальтов сырадасайской свиты отмечены включения битумов коричневого, черного цветов, приуроченные к кальцитовым трещинам и миндалинам. Содержание включений – до 1 %. Аналогичные твердые битумы обнаружены в обнажениях в бассейне р. Сырадасай [34] среди базальтов и подстилающих их отложений убойнинской и ефремовской свит. Битумы присутствуют в виде прожилков по трещинам, выполнения миндалин, налетов на гальках (V-3-35,39,43). По составу битумы относятся к асфальтам, содержат до 70 % смол [100].

В Южно-Бырангском геологическом районе, на Диксоновской площади изучена битуминозность палеозойских толщ [100, 120]. Результаты анализов обобщены в таблицах 10, 11. Авторы делают вывод, что в разрезах палеозоя есть толщи, обладающие благоприятными нефтегазогенерационными параметрами.

Содержание $C_{орг}$ в отложениях устьясинской и домбинской свиты достигают 5–6 %. Начальное $C_{орг}$ при вступлении в главную зону нефтеобразования, вероятно, достигало 15–18 %. Эти отложения соответствуют фациям доманика (Д. В. Наливкин, 1956) могут рассматриваться как нефтегазоматеринские и при прохождении нефтяного окна могли генерировать значительные объемы углеводородов. В известково-глинистых сланцах зелеевской свиты содержание $C_{орг}$ достигает 0,99–1,61 %, По данным пиролиза ОВ, отложения силура, девона и карбона в районе рек Зелеева, Ефремова, Убойная (северная фациальная зона) полностью реализовали свой нефтегазогенерационный потенциал.

В районе р. Сырадасай содержание $C_{орг}$ варьируется от 1,09 до 7,41 % по четырем пробам, S_2 – 0,91–16,64 мгУВ/г породы, S_1 – 0,21–2,05 мгУВ/г породы. Значения T_{max} соответствуют газовой стадии катагенеза ОВ МК₁²(Г). Органическое вещество глинистых алевролитов эвенкской свиты характеризуется самыми хорошими пиролитическими характеристиками среди всего изученного разреза палеозоя Западного Таймыра.

В групповом составе УВ до 59,14 % занимают насыщенные углеводороды. Особенно четкое преобладание характерно для битумоидов северной фациальной зоны. Ароматические УВ преобладают в трех пробах из обогащенных гумусовым ОВ нижнепермских отложений обнажения на р. Сырадасай и в скв. СС-8. Отношение концентраций насыщенных и ароматических УВ равно 1,74–12,32 %, кроме трех вышеуказанных проб, где оно составляет 0,36–0,94. Смолы составляют до 70 % от группового состава и преобладают в составе битумоидов из образцов северной фациальной зоны. Концентрация асфальтеновых компонентов – 3,98–32,14 %.

Результаты пиролиза ОВ на приборе Rock-Eval палеозойских отложений

Возраст	Породы, место отбора	T _{max} , °C	S ₁ , мг УВ/г породы	S ₂ , мг УВ/г породы	ТОС, %	НН, мг УВ/г C _{орг}	Бхл, % на породу
Реки Зелдеева, Ефремова, Убойная							
C _{2mk}	Углеродистый черный сланец, р. Ефремово	–	0	0	2,13	0	0,002
C _{1zl}	Темно-серый до черного известково-глинистый сланец, реки Ефремово, Зелдееево, Убойная	–	0	0	0,99–1,6	0–15	0,003
D _{3dm}	Углеродистый черный сланец, реки Зелдееево, Ефремово, Убойная	–	0–0,01	0–0,01	0,16–5,1	6	0,002
S ₂ -D _{2up}	Углеродистый черный сланец, р. Зелдееево	–	0–0,02	0–0,02	0,25–4,4	0–1	0,003
S ₂ -D _{2up}	Углеродистый черный сланец, р. Ефремово	348–367	0–0,05	0–0,07	0,2–1,16	0–5	0,002
Река Сырадасай							
P _{3sd}	Устье р. Южная	445–475	0,05–0,78	0,28–2,73	1,08–6,8	25–103	0,144
P _{3mr+bž}	Скв. СС-6, 100 м, алевролит зеленова-то-серый, слюдистый	430	0,07	0,27	108	40	
P _{2-3kr}	Скв. СС-17, 100 м, аргиллит серый с включениями угля	461	0,03	0,67	0,96	69	
P _{1ub}	Скв. СС-8, СС-17, аргиллиты и алевролиты	439–464	0,08–0,16	0,73–1,6	1,39–2,1	40–74	
P _{1ef}	Скв. СС-8, СС-14, аргиллиты и алевролиты глинистые	437–472	0,08–0,15	0,4–2,24	1,25–3,2	32–70	
C ₃ -P _{1ev}	Скв. СС-9, алевролит глинистый темно-серый	437–440	0,21–2,05	0,91–16,64	1,09–7,4	32–224	

Таблица 11

Результаты битуминологического анализа палеозойских отложений Западного Таймыра

Номер пробы	Привязка	Возраст	Порода	Содержание в породе, %			Характеристики аналитической пробы, %				Характеристики органического вещества					
				Н. О.	C _{орг}	Б _{хл}	W	A	M	S _{пир}	Элементный состав, %					V, %
											C	H	N	S	O	
561	Штольня шахты «Угольная»	P ₃ mr+bž	Алевролит тонко-плитчатый	87,8	0,79	0,0287	1,64	8,37	10,9	4,01	84,9	3,7	1,9	0,3	9,2	14,3
581	Река Новоморжово, 5,17 км от устья	O ₁ -S ₁	Сланцы углисто-глинисто-карбонатные	36,2	2,76	0,0033	1,87	1,67	2,2	0,89	91,2	1,0	1,0	3,0	3,8	6,6
590	Река Новоморжово	D ₃ ?	Сланцы углисто-глинисто-карбонатные	78,4	4,35	0,0036	2,31	2,78	3,7	1,47	91,2	1,0	1,2	2,7	3,9	5,4
600	Река Аварийная, 3 км от устья	P _{1ef}	Алевролит тонко-плитчатый	80,6	2,02	0,0039	2,06	4,03	4,4	0,54	89,9	1,9	1,0	0,2	7,0	10,2

В результате изучения УВ-биомаркеров (н-алканов, ациклических изопреноидов, стеранов, гопанов, моретанов, трицикланов) сделаны следующие выводы. Битумы Сырадасайской площади и битумоиды черных сланцев силура, девона и карбона северной фациальной зоны имеют аквагенное (сапропелевое) исходное органическое вещество и I,II типов керогена. Для битумоидов ефремовской свиты характерно террагенное ОВ с преобладающим гумусовым составом. Сравнение распределения УВ-биомаркеров палеозойских пород, нефтей и конденсатов мезозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба показало, что битумы базальтов Сырадасайской площади генетически связаны с ОВ аквагенного типа, родственного ОВ отложений устьепясинской, домбинской, зелелевской, макаровской свит. А нефти и конденсаты мезозойского комплекса связаны с юрскими нефтегазоматеринскими отложениями [8, 100].

По материалам изучения керна **параметрической скв. Свердруп-1** [130], содержание $C_{орг}$ в глинистых породах угленосной формации нижнего мела (364–1275 м) колеблется от 0,54 до 3,78 %, в алевролитах среднее значение отвечает 1,02 %, в песчаниках – 0,36 %. В нижнемеловых и верхнеюрских отложениях морского генезиса (1275–1620 м) среднее содержание в глинах составляет 0,68 %, в алевролитах – 0,36–0,40 %, в песчаниках – 0,20–0,37 %. В метаморфических породах (1620–2336 м) – от 0,20 до 1,46 %. Основная часть осадочного комплекса находится на стадии протокатагенеза, и лишь нижние горизонты – на стадии мезокатагенеза (до 700 м – ПК₂, 700–1500 м – ПК₃, 1500–1620 – МК₁). Породы фундамента находятся в зоне метагенеза.

Содержания ХБА достигают 0,2 % в углистых породах; 0,02–0,03 % в лагунно-континентальных алеврито-глинистых породах яковлевской и малохетской свит; 0,006–0,008 % в морских алеврито-глинистых породах суходудинской и нижнехетской свит. В алеврито-песчаных отложениях содержание ХБА колеблется от 0,06 до 0,1 %, а в микрокварцитах фундамента в среднем составляет 0,002 %. По групповому составу битумоиды относятся к асфальтам (25–30 % масел). В разрезе скважины преобладают сингенетичные битумы метаново-нафтенового типа. Эпигенетичные битумы ароматического типа обнаружены в глауконито-лептохлоритовых песчаниках верхней юры.

В процессе бурения видимые нефте- и газопроявления не установлены. В ходе испытаний верхнеюрских песчаников и алевролитов (горизонты 1478–1495 и 1580–1608 м) был получен приток фильтрата глинистого раствора со слабой газонасыщенностью. Газ горючий, азотно-метановый (13 и 86 % соответственно).

В ходе работ по ГДП-1000/3 на территории листа изучена битуминозность пород широкого возрастного интервала (табл. 12). Исследовано 60 проб (люминесцентно-битуминологический анализ, аналитик – Е. В. Гарибьян, ВНИГРИ). Содержания хлороформенного битумоида А (ХБА) – следы и малые содержания, редко достигают средних значений, меняются от 0,0012 до 0,07 %. Содержания $C_{орг}$ колеблются от 0,02 до 3,1 %. Битумы сингенетичные, относятся к малым, меньше асфальтам, в их составе в убывающем порядке присутствуют масла, бензолные смолы, спиртобензолные смолы и асфальтены (табл. 13). Места обнаружения повышенных значений хлороформенного битумоида А вынесены на карту полезных ископаемых.

Результаты люминесцентно-битуминологического анализа пород

Количество проб	Статистические параметры	ХББ, %	СПБ, %	$C_{орг}$ на породу, %	ХБА/ $C_{орг}$	ХББ/СПБ
Тревожнинский комплекс ($agRF_{3tr}$)						
3	min	0,0030	0,003	0,04	1,8	0,5
	max	0,0050	0,01	0,22	10,0	1,0
	Среднее	0,0040	0,006	0,10	6,4	0,8
Приметнинская толща (RF_{3pm})						
6	min	0,0012	0,0024	0,03	0,9	0,5
	max	0,0050	0,0100	0,17	13,3	0,8
	Среднее	0,0032	0,0050	0,08	6,3	0,7
Ленивенская серия ($V?ln$)						
17	min	0,0012	0,0024	0,03	0,1	0,5
	max	0,0050	0,0050	3,10	5,0	1,0
	Среднее	0,0025	0,0037	0,47	1,9	0,7
Мининская (C_{1mn}), нижнехутудинская и верхнехутудинская (C_{1nh+vh}) толщи						
13	min	0,0012	0,0012	0,02	0,43	0,1
	max	0,0040	0,0120	0,25	10,00	1,0
	Среднее	0,0019	0,0036	0,08	3,52	0,6
Сергеевская ($C_{1?sr}$) и известинская ($C_{2?iz}$) толщи						
7	min	0,0012	0,0024	0,03	3,0	0,5
	max	0,0500	0,0600	0,60	16,7	1,0
	Среднее	0,0099	0,0119	0,14	6,8	0,8
Зеледеевская (C_{2zl}) и макаровская (C_{2mk}) свиты						
6	min	0,0012	0,0024	0,06	0,1	0,5
	max	0,0050	0,0100	2,26	8,3	0,8
	Среднее	0,0035	0,0062	0,98	3,4	0,6
Лабакская (T_{1lb}) и верхнетамская (T_{1vt}) свиты						
3	min	0,0012	0,0024	0,04	3,0	0,5
	max	0,0030	0,0030	0,05	7,5	1,0
	Среднее	0,0024	0,0028	0,04	5,5	0,8
Меловые и четвертичные породы						
5	min	0,0012	0,0024	0,07	0,0	0,0
	max	0,0700	0,0800	1,19	9,5	1,0
	Среднее	0,0193	0,0339	0,54	3,1	0,6

Примечание. Полная таблица приведена в базе данных.

Групповой состав битумов из донных отложений и литифицированных пород (по данным ГДП-1000/3)

Номер образца, место отбора	Порода, возраст	Масла, %	Бензолные смолы, %	Спирто-бензолные смолы, %	Асфальтены, %	Тип ХБА	Нерастворимый остаток (НО), %	Сорг, % на поро-ду	Выход ХБА, %
155-а (острова Арктического Института)	Глинистый песок (K ₁)	51,3	26,1	14,4	8,2	Мальты	88,7	0,75	0,07
158-8 (острова Известий ЦИК)	Глинистый сланец (Є)	46,5	33,2	13,2	7,1	Мальты	66,8	0,08	0,05
181-4 (о. Рингнесс)	Алевролит (K ₁)	49,5	25,8	16,3	8,4	Мальты	76,8	1,19	0,07
20-1 (о. Соревнований)	Андезит (RF ₃)	50,1	11,9	28,2	9,8	Мальты			
119-15 (мыс Пацинко)	Кристаллический сланец (RF ₃)	51,1	6,2	14,6	28,1	Мальты	92,2	0,05	0,005
195-6 (острова Долгие)	Песчаник (O ₁ -S ₁)	50,2	19,8	20,9	9,1	Мальты	83,7	0,07	0,005
195-7 (острова Долгие)	Аргиллит (O ₁ -S ₁)	39,1	23,7	25,6	11,6	Асфальты	85,2	0,07	0,005
142-1 (Гыданский берег)	Алевролит (Q ₁)	39,8	26,2	20,9	13,1	Асфальты			0,01
ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ*									
68-т (10-60)	Алеврит	41,2	24,9	21,2	12,7	Мальты			0,04
83-т (60-100)	Пелит	34,2	25,8	18,3	21,7	Асфальты			0,05
131-к (0-25)	Пелит	40,8	21,5	25,8	11,9	Мальты			0,05
141-т (40-60)	Алевропелит	42,1	20,7	27,9	9,3	Мальты			0,015
141-т (110-130)	Алевропелит	40,4	20,3	28,6	10,7	Мальты			0,015
148-т (40-70)	Алеврит	39,7	25,9	23,3	11,1	Асфальты			0,04
149-к (0-25)	Алевропелит	41,8	22,5	26,2	9,5	Мальты			0,02
150-т (130-160)	Алевропелит	43,5	24,1	22,8	9,6	Мальты			0,01
185-т (40-60)	Пелит	36,6	24,8	22,8	15,8	Асфальты			0,02

*Первые цифры – номер донной станции; т – трубка, к – ковш; в скобках – интервал керна, см.

На о. Тройной (острова Известий ЦИК) в прослоях глинистых сланцев терригенной толщи раннепалеозойского возраста (I-3-2) содержится 0,05 % хлороформенного битумоида А и 0,06 % спиртобензольного битумоида.

На о. Большой (острова Арктического Института) (II-3-1) в позднемеловых пепельно-серых углистых глинисто-слюдистых песках содержится 0,07 % ХБА и 0,08 % спиртобензольного битумоида (СПБ).

На о. Рингнес в желто-серых углистых известковистых алевролитах из останцов раннемеловых(?) отложений (I-6-7) содержится 0,07 % ХБА и 0,08 % СПБ.

На гыданском берегу пролива Овцына (VI-1-2) в серых пахучих алевролитах лескинской толщи эоплейстоценового возраста содержится 0,01 % хлороформенного битумоида А.

В ходе ГДП-1000 (2014–2015 гг.) выполнено регулярное опробование донных отложений **Карского моря** с отбором проб на битуминологические (440 проб) и газово-геохимические (80 проб) исследования. В пробах определялись содержания органического углерода, хлороформенного битумоида А и нерастворимый остаток. Для проб с высокими содержаниями битумов проводился анализ группового состава, определение класса и типа битумов. Газово-геохимический анализ включал определение макросостава поглощенных газов и количественные определения высоких гомологов метана. Исследования проводились во ВНИГРИ.

По данным люминесцентно-битуминологических исследований (база данных), содержания $C_{орг}$ в осадках колеблются от 0,56 до 1,35 %, в среднем 0,98 %. Повышенные содержания $C_{орг}$ характерны для осадков Енисейского залива (среднее 1,03 %). Содержания хлороформенного битумоида А (ХБА) в осадках на акватории низкое – от 0,001 до 0,05 %, среднее 0,006 %. Содержания ХБА больше 0,01 распространены в осадках Енисейского залива и в северной, северо-восточной частях листа. Ореолы повышенной битуминозности пространственно сопряжены с находками углей в донно-каменном материале. Спиртобензольных битумоидов (СПБ) содержится 0,02–0,04 %. Соотношение ХБА к СПБ 1 : 4. В состав хлороформенного битумоида входят легкие смолы, масла (менее 50 %) и асфальтены, тип ХБА маслянисто-смолистый, смолистый, по групповому составу соответствует асфальтам и мальтам. Битуминозность сингенетична вмещающим отложениям. Для всех извлеченных битумоидов характерно сильное заражение серой, что, возможно, обусловлено большим содержанием сульфидов в самих донных осадках.

Результаты газово-геохимических анализов, по данным ГДП-1000/3, показывают, что в составе поглощенных газов преобладают азот и углекислый газ. Углеводородные газы представлены преимущественно метаном (от <0,0003 до 21,232 %). Гомологи метана представлены в основном этаном в количестве от <0,0001 до 0,7 %. В газовой фазе донных отложений присутствует широкий спектр гомологов метана – тяжелых углеводородов. Это как предельные углеводороды – этан, пропан, н-бутан, так и непредельные – этилен, и-бутилен. Наиболее высокие содержания метана и тяжелых углеводородов сконцентрированы в Енисейском заливе.

В Енисейском заливе донные отложения детально опробовались в рамках комплексных геолого-геофизических работ, проведенных ГНЦ ФГУП

«Южморгеология» [112]. Газохроматографическим анализом изучены 223 пробы, отобранные из трех интервалов: поверхностный (5–45 см) слой, средний (50–60 см) слой и забой (100–250 см). Донные осадки Енисейского залива характеризуются высоким содержанием метана. Наблюдается резкое увеличение содержания метана вниз по колонке осадка. Метан является преимущественно сингенетического происхождения. На фоне сингенетического метана в осадках зафиксированы участки с проявлением миграционного метана, связанного с поступлением УВГ из глубин, где отмечается повышенное содержание гомологов метана и локальные нефтепроявления. Аномально высокие содержания легких и тяжелых гомологов метана свидетельствуют о поступлении их из глубинных источников (возможных залежей УВ).

Ореолы распространения донных отложений с высокими содержаниями битумов, присутствием высоких гомологов метана показаны на схеме прогноза на нефть и газ.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Первые сведения об угленосности Таймыра собраны в 1843 г. А. Ф. Миддерндорфом, последующие исследования проведены Н. Бегичевым, Н. Н. Урванцевым, Т. П. Кочетковым, Н. Н. Мутафи, Е. М. Люткевичем, И. Л. Рысуковым, И. Козловым, А. П. Ивановым, М. Н. Пархановым, И. М. Мигаем, В. И. Ушаковым, Ю. Е. Погребицким, Б. Н. Андросовым, Ю. П. Седых, А. Н. Федотовым, Л. П. Никуловым и многими другими [74].

Таблица 14

Запасы и ресурсы угольных месторождений, проявлений Западно-Таймырского района

Название месторождения, проявления (номер на карте)	Запасы, млн т				Ресурсы, млн т		
	А	В	С ₁	С ₂	Р ₁	Р ₂	Р ₃
Слободское (V-2-11)	2,117			85			1316,117
Крестьянское (V-2-18)	1,067			0,76			46,478
Верхнекрестьянское (V-2-17)							80,077
Сырадасайское (V-3-34)						3898	1400
Малозерновское-I (IV-4-12)					100		
Малозерновское-II (IV-4-14)							
Пясинское (V-4-2)					368	835,6	8000–16 000
Лемберовское (IV-2-10)						46,006	
Бухта Лемберова (IV-2-9)						29	
Убойнинское (IV-3-29)						365,6	
Ефремовское (V-2-9)						200	
Матвеевское (V-2-13)						200	

Примечание. Шрифтом выделены балансовые запасы.

Характеристика угольных месторождений Западно-Таймырского района

Месторождение, проявление и его номер на карте	Продуктивная свита	Мощность свиты, м	Общее количество пластов	Количество пластов мощностью более 1 м	Суммарная мощность пластов, м	Мощность угленосной толщи, м	Коэффициент общей угленосности, в скобках – рабочей
Слободское (V-2-11)	Ефремовская	800–900	5	4	8	850	0,94
	Убойнинская	600	34	16	42–44	600	5,2
	Крестьянская	500	–	–	–	500	–
	Макаревичско-бражниковская	300	2–3	1–2	2	300	0,6
Всего		2300	42	22	54	2250	2,6
Крестьянское (V-2-18)	Убойнинская	580	9	7	6,2	600	1
	Крестьянская	400–600	6	3	15,2	500	3
	Макаревичско-бражниковская	500	2	1	1,9	500	0,4
Всего		1600	17	11	23,3	1600	1,5
Верхнекрестьянское (V-2-17)	Убойнинская	515	4	3	7,9	500	0,4
Сырадасайское (V-3-34)	Ефремовская	260	12	10	14,2	130	11(3,7)
	Убойнинская	480	10	8	28,2	300	9,4(5,3)
	Крестьянская	260	8	6	10,7	130	8,3(3,8)
	Макаревичско-бражниковская	200	4	2	38	140	27(10,4)
Всего		1200	34	26	91,1	700	9(5,5)
Малозерновское-I,II (IV-4-12,14)	Макаревичско-бражниковская	840	18	18	38,2	600	6,2
Пясинское (V-4-2)	Крестьянская	100	1	1	1,1	100	1,1
	Макаревичско-бражниковская	1200	22	22	30,4	1050	3
Всего		1300	27	27	31,5	1150	2,6

Характеристика качества углей

Показатель отражения витринита R_o , %	Общая влага, W^a	Зола A^d , %	Выход летучих веществ V^{daf} , %	Сера общая S^d , %	Содержание на сухое беззольное состояние, %			Высшая теплота сгорания Q_s^{daf} , МДж/кг	Сумма отощающих компонентов ΣOT	Марка углей по ГОСТ 25543-88
					Углерода C^{daf}	Водорода H^{daf}	Азота N^{daf}			
<i>Слободское месторождение (V-2-11)</i>										
$\frac{0,8-3,2}{2,6}$	$\frac{0,8-3,2}{2,8}$	$\frac{12,8-37,1}{20,2}$	$\frac{4-9}{6}$	$\frac{0,18-4,25}{1,48}$	$\frac{91-93,5}{92,2}$	$\frac{1,8-3,2}{2,5}$	$\frac{0,9-2,2}{3,4}$	$\frac{33,5-34,3}{34,0}$	32	T-A
<i>Крестьянское месторождение (V-2-18)</i>										
1,86	$\frac{0,7-3,2}{0,9}$	$\frac{15-23,9}{22,8}$	$\frac{11-16}{16}$	$\frac{0,47-0,72}{0,62}$	$\frac{89,4-90,2}{89,8}$	$\frac{3,73,9}{89,8}$	$\frac{1,2-1,3}{1,2}$	$\frac{34,7-35,3}{35,0}$	40	T-A
<i>Верхнекрестьянское проявление (V-2-17)</i>										
–	2,6–3,2	11,4–14,4	10,01–14,4	0,4–0,7	88,0–89,5	3,5–4,1	2,0–2,5	33,89–34,41	–	OC,T,A
<i>Сырадасайское проявление (V-3-34)</i>										
0,74–5,51	0,2–9,9	5,8–42,5	5,6–44,3	0,2–4,1	79,3–94,5	1,4–5,8	0,6–3,0	35,4	0,69	Г,ГЖО,ГЖ,Ж,КЖ, К,КО,СС,Т,А
<i>Малозерновское-I проявление (IV-4-12)</i>										
1,15–5,5	0,16–4,2	9,3–17,7	15,3–22,5	0,1–0,5	82,2–86,2	–	–	29,97–35,05	–	Ж,К,OC,T,A
<i>Малозерновское-II проявление (IV-4-14)</i>										
1,15–5,5	0,16–4,2	8,6–13,0	23,3–29,2	0,38–0,54	82,2–86,2	–	–	29,97–35,05	–	Ж,К,OC,T,A
<i>Пясинское проявление (V-4-2)</i>										
$\frac{1,36-2,11}{1,61}$	$\frac{1,35-5,6}{2,09}$	$\frac{8,6-52,1}{20,05}$	$\frac{10,6-22,9}{19,11}$	0,2–1,3	85–90	–	–	$\frac{30,59-35,02}{33,49}$	–	КО,КС, ТС,СС,Т
<i>Лемберовское проявление (IV-2-10)</i>										
4,5	4,4–5,7	9,3–38,5	2,5–5	0,1–1	90,4–94,9	1,0–2,3	1,3–2	26,81–33,33		A
<i>Бухта Лемберова проявление (IV-2-9)</i>										
	4,4–5,7	9,3–38,5	4,3–6,9	0,02–0,2	91,8–94,9	1–1,4	1,75	26,81–32,22		A
<i>Убойнинское проявление (IV-3-29)</i>										
	2,1–5,7	9,3–38,5	6,6–11	0,5	92,0–94,9	1,0–3,7	1,8–2,6	31,9–34,91		T-A
<i>Ефремовское (V-2-9)</i>										
		11,5	8		92,3					T-A
<i>Матвеевское (V-2-13)</i>										
		10,1	6–8	0,7	91,2–92					

Примечание. В числителе – интервал значений, в знаменателе – среднее.

Ресурсы каменных углей территории связаны с пермскими угленосными отложениями. Регионально они приурочены к Западно-Таймырскому каменноугольному району Таймырского каменноугольного бассейна. Месторождениями с учтенными запасами (по состоянию на 1.01.2017 г.) являются Слободское (среднее) (V-2-11) и Крестьянское (малое) (V-2-18). Запасы остальных месторождений, разведанных в 1940–1960 гг., переоценены в 1993–1998 гг. из-за несоответствия современным требованиям на уровне прогнозных ресурсов категорий P_1 – P_3 , они показаны на карте полезных ископаемых в ранге проявлений (67 шт.) (табл. 14). Ввиду складчатости, слабой изученности контуры месторождений не определены и показаны точечными объектами. Общие сведения об угленосности месторождений приведены в табл. 15, качество угля охарактеризовано в табл. 16. Угли Таймырского бассейна преимущественно средне- и малозольные, низкосернистые, мало- и среднефосфористые имеют уникальную редкометалльную геохимическую специализацию. Установлено, что почти рудных концентраций достигают содержания в углях (г/т) иттрия – 15–150, ниобия – 3–20, скандия – 3–500, что заслуживает внимания в связи с высокими ценами на них и наличием технологий извлечения. По своим классификационным параметрам угли бассейна занимают промежуточное положение между углями Кузбасса и Тунгусского бассейна [90].

Месторождение Слободское (V-2-11) расположено на побережье Енисейского залива, в 50 км к востоку от пос. Диксон. Выходы пластов угля были открыты М. Л. Валицким в 1938 г. Угольные пласты рабочей мощностью (0,7 м и более) присутствуют во всем разрезе перми, наибольшее количество пластов приурочено к убойнинской свите. Угли месторождения относятся к энергетическим. Они представлены антрацитами, тощими углями средней зольности, обладают хорошей механической прочностью, сохраняют кусковатость при транспортировке и хранении. Балансовые запасы каменных углей месторождения по категориям $A + B + C_1$ – 2,117 млн т и C_2 – 85 млн т. Прогнозные ресурсы по категории P_3 – 1316,117 млн т до глубины 1200 м [33, 90].

Месторождение Крестьянское (V-2-18) (в литературе часто описывается как Нижнекрестьянское месторождение) расположено в нижнем течении р. Крестьянка. Выходы каменных углей открыты И. Л. Рысюковым в 1938 г. Угли разведаны горными выработками и скважинами. Основные промышленные пласты угля приурочены к отложениям ефремовской, убойнинской и крестьянской свит. Пласты сильно перемяты, сложного строения. По простиранию они прослежены на расстояние 2,5 км. Угли относятся к тощим и антрацитам. Запасы составляют по категориям $A + B + C_1$ 1,067 млн т и C_2 0,76 млн т. Прогнозные ресурсы оценены по категории P_2 – 46,478 млн т [33, 36].

Проявление Верхнекрестьянское (V-2-17) расположено на р. Крестьянка, в 40 км выше устья. Открыто Ю. Л. Рысюковым в 1939 г. В отложениях убойнинской свиты нижней перми известно шесть пластов каменного угля сложного строения, мощностью 0,52–4,9 м. Разведано два пласта мощностью 4,82 и 2,92 м. По простиранию они прослежены на 6 км. Угли марок ОС, Т, А. Прогнозные ресурсы оценены по категории P_3 в 80,077 млн т [23, 33].

Наиболее перспективное – проявление *Сырадасайское* (V-3-34) содержит коксующиеся и энергетические угли, располагается в среднем течении р. Сырадасай. Открыто А. П. Ивановым в 1940 г., изучалось С. А. Троицким (1952 г.), Б. Н. Андросовым (1974–1977 гг.), А. Н. Федотовым (1985–1987 гг.). Угленосность приурочена к отложениям ефремовской, убойнинской, крестьянской, макаревичско-бражниковской свит перми. Они слагают Сырадасайскую горст-антиклиналь протяженностью 40 км с размахом крыльев до 8 км. На площади 300 км² вскрыто 16 скважинами и установлено в 10 коренных выходах 34 угольных пласта и пропластков суммарной мощностью 91,1 м, из них 22 пласта имеют мощность (рабочую) более 0,7 м, в том числе один пласт – 9,8–12,1 м. Скважинами угли прослежены до глубины 370 м. Угленосность уменьшается снизу вверх по стратиграфическому разрезу и в направлении с запада на восток по площади месторождения. Угли относятся к гумусовым, классу гумолитов, преобладают гелитолиты, фюзенолиты слагают отдельные прослои. Угли отвечают марочному составу от слабоспекающихся (СС) до газовых (Г). На отдельных участках, в зонах развития интрузивных траппов, отмечаются более высокометаморфизованные разности – Т, А. Угли малосернистые, среднефосфористые, имеют зольность 10–17 %, реже – 25–30 %, коксующиеся (толщина пластического слоя – 6–31 мм).

Общие прогнозные ресурсы (P₂ и P₃) Сырадасайского проявления до глубины 600 м составляют 5,678 млрд т, из них кондиционных коксующихся углей – 5,298 млрд т, в т. ч. по категориям P₂ – 3,898, P₃ – 1,400 млрд т. Ресурсы энергетических углей только по категории P₂ составляют 0,305 млрд т [33, 90].

На проявлении в 2008–2013 гг. проводились геологоразведочные работы за счет средств ООО «Северная звезда» согласно лицензии КРР 01887ТР, выданной в 2008 г. [33], результаты работ представляют коммерческую тайну.

Проявление Озерное [38, 90] на последних изданных картах показано как два объекта (малые месторождения или проявления Малоозерновское-I и II [23, 33]. На карте полезных ископаемых Озерное месторождение показано как проявления Малоозерновское-I и Малоозерновское-II.

Проявления Малоозерновское-I (IV-4-12) и *Малоозерновское-II* (IV-4-14) расположены на р. Малая Озёрная. Открыты Е. М. Люткевичем в 1938 г. Характеризуются сложной тектоникой – породы смяты в многочисленные мелкие складки, залегание пластов крутое, нередко опрокинутое. Угли приурочены к нижним частям разреза макаревичско-бражниковской свиты. Из шести пластов угля пять угольных пластов мощностью 8,45; 1,15; 1,47; 2,1; 1,65 м – на Малоозерновском-I и восемь пластов мощностью 2,51; 1,8; 0,92; 1,05; 0,73; 0,4; 0,45; 0,30 м – на Малоозернинском-II. Угли по классу – фюзенолиты (гелито-фюзиниты) относятся к маркам КС, ОС, ТС, СС, Т, А. Прогнозные ресурсы углей по категории P₁ составляют 100 млн т до глубины 300 м [31, 111].

Проявление Пясинское (V-4-2) расположено на р. Угольная, которая является левым притоком нижнего течения р. Пясина. Проявление открыто в 1935–1936 гг. Н. Н. Мутафи. Пласты угля приурочены к крестьянской и макаревичско-бражниковской свитам. Вдоль реки на протяжении 8 км скважинами и горными выработками вскрыто и прослежено 25 пластов каменного

угля мощностью 0,2–8,5 м, при этом 21 из них имеет промышленную мощность (более 0,88 м). Пласты выдержаны по простиранию и слабо дислоцированы. Угли быстро воспламеняются, высококалорийные, не спекаются, среднезольные, марок ОС, СС, Т, А, реже К. Ресурсы до глубины 800 м по 21 рабочему пласту составляют 835,6 млн т (категория Р₂) и 8–16 млрд т (по категории Р₃), категории Р₁ до глубины 300 м составляют 368 млн т. В 1943–1947 гг. проявление (шахта «Северная») эксплуатировалось Норильским горно-металлургическим комбинатом [23, 29, 90, 111].

Проявление Лемберовское (IV-2-10) открыто Т. П. Кочетковым в 1936 г. Расположено в нижнем течении р. Лемберова и приурочено к северному крылу антиклинальной структуры, осложненной двумя синклинальными складками. Пласты угля приурочены к убойнинской свите. На первом участке в 11 км от устья реки установлены пять пластов угля мощностью 0,6; 0,8; 1,7; 0,5 и 0,6 м, пласт графита мощностью 7–8 м. На втором участке в 16 км от устья – десять пластов угля мощностью 0,85; 1,9; 0,75; 1,9; 0,54; 0,7; 0,8; 2,0; 1,53; 2,1 м и восемь пропластков мощностью менее 0,2 м каждый. Строение пластов простое. Угли гумусовые, класса фюзенолитов, марки А. Ресурсы (Р₂) оценены в 46,006 млн т [23, 32, 90].

Проявление Бухта Лемберова (IV-2-9) расположено в районе бух. Лемберова. В отложениях ефремовской свиты установлено три пласта каменного угля мощностью 1,0 и 3,0 м. Угли класса фюзенолитов, марка А. Ресурсы (Р₂) оценены в 29 млн т. [32].

Проявление Убойнинское (IV-3-29) расположено в среднем течении р. Убойная. Открыто Е. М. Люткевичем в 1937 г. Приурочено к северному крылу антиклинальной складки, сложенной отложениями убойнинской свиты. Выходы углей приурочены к отложениям убойнинской свиты и установлены на трех участках: Западном-1 и 2 и Восточном. Установлено 26 пластов угля рабочей мощностью (более 0,7 м) и пять пластов мощностью менее 0,7 м. Прослеженная длина пластов углей – около 4 км. Мощности углей (в метрах) на руч. Скалистый: 0,85; 4,5; 1,02; 1,1; 1,3; на руч. Конгломератовый: 0,8; 0,9; 3,25; 2,0; 2,9; 2,7; 1,55; 2,1; 1,35; на руч. Крутой: 1,85; 1,25; 1,82; 1,45; 0,59; 1,51. На Восточном участке установлен пласт угля мощностью 7,16 м. Пласты угля простого строения. Уголь тускло-блестящий, матовый, переходящий от тощих к антрацитам. Ресурсы (Р₂) оценены в 365,6 млн т [23, 27].

Проявление Ефремовское (V-2-9) расположено на р. Ефремова, в 5 км выше устья р. Малая Ефремова, открыто А. И. Козловым в 1939 г. В отложениях убойнинской свиты нижней перми установлены девять пластов угля мощностью 6,0; 1,7; 2,2; 1,18; 1,48; 1,25; 0,92; 1,7; 0,75 м. Выходы пластов разрознены, по геологическому разрезу не увязаны. Угли марок Т–А. По аналогии с хорошо изученным Слободским месторождением, ресурсы Ефремовского проявления оцениваются по категории Р₂ равными 200 млн т [27].

Проявление Матвеевское (V-2-13) расположено в среднем течении р. Матвеевка, открыто Т. П. Кочетковым в 1937 г. Уголь приурочен к ефремовской свите. Выделено два участка, находящиеся в 1 км друг от друга. Установлены пласты углей мощностью 1,2–1,5; 0,7; 7,0; 1,0–1,2; 1,3; 0,8; 0,4;

Содержание элементов примесей в углях

Номер пробы	TiO ₂ , %	V, г/т	Cr, г/т	Co, г/т	Ni, г/т	Zr, г/т	Nb, г/т	Sc, г/т	Ce, г/т	La, г/т	Y, г/т	Yb, г/т	Be, г/т	Li, г/т	W, г/т	Mo, г/т	Sn, г/т	Cu, г/т	Pb, г/т	Zn, г/т	Ag, г/т	Ga, г/т	As, г/т	Ge, г/т
К ₂ -Р, острова Арктического Института																								
347	0,095	590	150	99	210	1800	30	13	<10	10	35	3,5	3,6	<10	<5	48	<2	13	10	40	0,06	6,2	520	>100
50-9	0,082	54	120	150	73	140	8	43	<10	19	62	5,9	3,3	<10	<5	9,6	<2	1,1	25	170	<0,03	3,4	<100	11
К ₂ , остров Свердрупа																								
334	0,16	610	280	36	110	240	27	12	55	37	45	4	4,1	<10	<5	94	<2	7,5	35	46	0,048	13	1050	>100
Q, остров Восточный Каменный																								
367	0,35	390	140	15	9,6	1550	28	14	<10	<10	30	2,8	2,7	<10	<5	200	<2	2	4,3	47	0,038	20	<100	>100
Галька: остров Восточный Каменный																								
197	0,081	160	98	46	140	500	9,3	16	<10	17	28	2,7	2,7	<10	<5	140	<2	11	8,2	100	0,13	39	<100	92
196-4	0,06	31	8	12	120	120	8	11	60	58	38	3,4	2,2	<10	<5	120	<2	15	19	100	0,19	<2	<100	8,8
Остров Западный Каменный																								
211A	0,85	930	310	53	170	470	42	20	56	37	31	4,8	5,6	57	14	200	<2	21	7,5	38	0,18	40	<100	44
Северо-восточная часть площади																								
117-1	0,34	170	140	31	54	140	8	29	<10	23	35	4	10	17	22	170	<2	88	110	440	0,25	52	<100	>100
179-9	0,58	740	360	110	250	320	8	4,4	<10	<10	13	1,2	1,3	13	<5	43	<2	1	3,2	31	0,06	5	<100	40
180-5	<0,1	7,3	2,9	10	11	<10	8	3,6	<10	<10	16	1,3	0,52	14	<5	13	<2	<0,5	2,3	29	0,082	<2	<100	3,9

Номер пробы	TiO ₂ , %	V, г/т	Cr, г/т	Co, г/т	Ni, г/т	Zr, г/т	Nb, г/т	Sc, г/т	Ce, г/т	La, г/т	Y, г/т	Yb, г/т	Be, г/т	Li, г/т	W, г/т	Mo, г/т	Sn, г/т	Cu, г/т	Pb, г/т	Zn, г/т	Ag, г/т	Ga, г/т	As, г/т	Ge, г/т
181-7	0,063	56	18	24	65	43	8	9,2	<10	<10	27	2,3	2,9	12	<5	49	<2	0,94	2	22	0,12	<2	<100	14
191-30	0,56	700	180	29	92	570	23	6,8	<10	<10	20	2,1	2,2	31	<5	42	<2	7,3	16	35	0,079	8,9	<100	98
193а	0,59	710	270	77	170	550	17	12	<10	17	25	2,6	3,1	<10	<5	45	2,3	16	12	150	0,079	20	<100	>100
221-6	0,011	8,4	4,9	23	19	17	8	4,7	<10	19	38	3,6	1,5	13	<5	410	<2	6,9	37	140	0,13	<2	<100	6,8
22-2	0,17	150	22	29	140	76	8	4,8	<10	12	21	1,5	1,1	16	<5	19	<2	16	9,2	14	0,23	5,3	<100	5,5
142-2	1,1	120	110	37	110	220	16	16	140	91	48	4,1	6,5	49	<5	6,4	<2	29	25	91	0,11	18	<100	2,9
Енисейский залив																								
239А	0,6	1950	260	200	320	970	14	25	120	74	56	6,2	3,6	17	<5	69	12	31	36	240	0,36	47	<100	92
240А	0,64	550	180	250	230	540	22	19	55	34	38	4,4	5,3	24	18	27	<2	14	13	31	0,081	20	<100	100
242-2	1	1400	340	27	64	1160	25	20	91	46	70	7,2	7	13	11	99	5	19	26	120	0,31	44	<100	66
Поверхностные осадки Карского моря																								
ФН-53-К	0,12	98	38	4	22	24	8	5,7	39	34	37	3	0,72	<10	<5	7	<2	8,7	4,4	25	0,079	5,4	<100	2
ФН-55-К	0,17	390	32	210	260	130	8,9	11	120	67	81	6,8	2,4	52	<5	57	<2	39	23	48	0,037	<2	110	13
Средние содержание в углях и метаантрацитах																								
*	0,3	40,8	97	6,8	22	265	4,4	30			32	6,4	5,5	26		2,8	2,6	33,2	11,2	12		12		4,9
**	0,06	17	9,3	3,54	16	22	2,0	1,0		15	4	0,4	0,3	6,1		1,4	0,4	8,85	5,5	13		1,9		0,3

* – Таймырского района [90], ** – Сырадасайского месторождения.

0,2; 0,5 м на одном участке и 0,9; 3,07; 1,0; 0,25–0,35; 0,21 м на другом. Отмечается значительная дислоцированность пород и большое количество силлов долеритов, большинство пластов угля имеют сложное строение. Угли сильно метаморфизованные, марок Т и А. По аналогии со Слободским месторождением, ресурсы Матвеевского месторождения оцениваются по категории Р₂ в 200 млн т [23, 27].

На площади листа известны многочисленные проявления каменного угля (IV-3-18–23, 26; IV-4-9–14,16; IV-5-14,17,19–22; IV-6-2,4,5–7,9,10,13,18,21, 25–28,32,37,39,43; V-2-1,2,7,8 и др.), приуроченные к тем же продуктивным пермским отложениям. Все они мало изучены и не представляют практической значимости.

Уголь бурый. На территории листа бурые угли, вероятно, имеют широкое распространение в нижнемеловых отложениях, выполняющих Усть-Енисейскую впадину (западная часть Енисей-Хатангского прогиба). Выходов угленосных отложений практически нет, поэтому параметры возможных месторождений определяются по немногочисленным скважинам.

Проявление р. Сариха (VI-3-1) на берегу Енисейского залива приурочено к мощной (около 600 м) угленосной толще апт-альбских пород, залегающих горизонтально. Они перекрыты четвертичными отложениями мощностью 50–100 м. В скважине установлено около 15 пластов угля мощностью от 1,0 до 3,8 м. Суммарная мощность пластов составляет 32 м. Угли бурые, местами переходные к каменным. W^a – 14,7%; A^d – 6,7%; S^d – 0,5%; C^{da} – 72%; V^{daf} – 43%; Q_s^{daf} – 28,34 МДж/кг [23].

В ходе работ проанализированы полуколичественным спектральным анализом образцы углей (лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ»), обнаруженных главным образом на пляже и в разрезах меловых, мел-палеогеновых отложений (табл. 17). Установлены максимальные содержания (г/т) в золе углей, близких к рудным, Со – до 250, Мо – до 410, Ga – до 52, Ge – >100, Y – до 81, Ag – до 0,36, Zr – до 1800, Sc – до 43.

Торф. Проявления торфа встречены в ходе работ на западном берегу Енисейского залива (VI-1-3, VI-2-3), на о. Хлебникова (I-3-5) и на о. Тройной (I-3-1). Торф цвета от бурого до черного, плохо разложившийся, мощностью 0,2–0,5 м, локально распространен в буграх пучения, верхних частях террас. В юго-западной части о. Восточный Каменный (III-3-7) торф мощностью до 1,5 м прослежен прерывисто на протяжении 3 км. По данным Е. М. Люткевича (1940 г.), торф встречен и в северной части острова – приурочен ко второй террасе, мощность его – 1,5–2 м.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На рассматриваемой территории известны находки железо-марганцевых конкреций, пункт минерализации ванадия, шлиховой ореол титана и вторичные литохимические ореолы марганца и хрома.

Железо, марганец представлены формацией железо-марганцевых конкреций (ЖМК), находки которых в Карском море известны с 1868 г. В ходе работ над Госгеолкартой-1000/3 установлено, что основные скопления железо-марганцевых конкреций встречены на обширной прибрежной территории (рис. 16). ЖМК обнаружены в 20 % станций (ковши), весовые содержания установлены в 6 % станций. На карте полезных ископаемых места находок конкреций показаны как пункты минерализации (64 ПМ) I-1-2, 4; I-2-1-6; III-2-1,2,4,5,7,8 и др.

Встречаются конкреции на глубинах от 15 до 60 м, наиболее зрелые и богатые марганцем конкреции больше приурочены к глубинам 40–60 м. Как правило, ЖМК залегают на поверхности дна, но на одной станции (ФН-96) встречены погребенные конкреции на глубине 20 см. Приурочены конкреции в основном к алевротовым, песчаным пелитам и пелитам подводных плато, долин, склонов прибрежных и приостровных террас. Плотность залегания конкреций (здесь и далее по тексту сухих ЖМК) достигает 7,02, в среднем 1,1 кг/м².

Размеры конкреций колеблются от 1 до 11 см, преобладают 2,5–5,0 см. Конкреции уплощенные лепешковидные коричнево-ржавого цвета, часто незрелые, развиты по обломкам горных пород; с загнутыми краями «груздеобразные» – по раковинам пелеципод и черно-коричневатые лепешковидные, трубчатые по ходам червей-спиникулид(?), часто изогнутые и, редко, шаровидной формы (рис. 17). Наиболее богатые скопления образуют черно-коричневатые лепешковидно-трубчатые изогнутые конкреции (рис. 18Д). Для всех конкреций характерно наличие концентрически-слоистой текстуры, созданной тонким (0,2 до 1 мм) переслаиванием коричневых (железистых) и черных (марганцевых) слоев.

Рентгенофазовый анализ проб (выполнен в РЦ СПбГУ) выявил во всех пробах марганецсодержащие минералы (бернессит и/или бузерит-1), количественное соотношение которых варьирует как от образца к образцу, так и внутри конкреции. Глинистое вещество сложено хлоритом, монтмориллонитом, каолинитом и слюдой. Во всех конкрециях обнаружены кварц, альбит и полевые шпаты (микроклин и плагиоклазы). В одном образце обнаружена кристаллическая железосодержащая фаза – гётит; в остальных случаях обогащенные железом прослойки сложены рентгеноаморфным материалом. В более ранних работах в конкрециях также были определены в небольших количествах Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит, протоферригидрит. Определены железобактерии родов *Siderocapsa* и *Gallionella* в структуре ЖМК [7].

Конкреции изучены рентгеноспектральным флуоресцентным и приближенно-количественным спектральными методами анализов (ФБГУ «ВСЕГЕИ»),

ОАО «НевскГеология») (табл. 18). Содержания железа (Fe_2O_3) в конкрециях колеблются от 9,8 до 24,7 %, марганца (MnO) – 7,1–38,5 %. Марганцевый модуль (Mn/Fe) меняется от 0,4 до 4,34, в среднем 1,5. Таким образом, в среднем конкреции относятся к железо-марганцевым, но встречаются и марганцево-железистые и одна марганцевая ($\text{Mn/Fe} > 4$). Конкрециям характерны содержания Hf, Ta, U, Th, W, Sn, Cd, Bi, Tl, Sb, Ge, Te ниже предела обнаружения метода. Ниже и на уровне кларковых определены содержания Ag, Ga, Zn, Pb, Cu, Be, Yb, Y, La, Ce, Sc, Nb, Zr, Ni, Cr, Ba, Sr (табл. 19). Содержания кобальта, бора, лития в 2–5 раза превышают кларковые значения. Содержания ванадия невысокие (180–330 г/т), но достаточные для попутного извлечения. Содержания мышьяка меняются от 50 до 350, при среднем около 250 г/т, что соответствует бедным рудам. Количество молибдена варьирует от 32 до 700, среднее 370 г/т, что соответствует средним рудам. Для конкреций характерны повышенные содержания P_2O_5 1,12–3,23, в среднем 1,85 %. В результате изучения химического состава ЖМК, конкреции можно рассматривать как бедные железо-марганцевые высокофосфористые руды с комплексом попутных элементов – Mo, As, V и они относятся к рядовым технологическим типам руд [48]. В целом полученные составы конкреций согласуются с последними опубликованными данными [5].

По своим характеристикам ЖМК отвечают диагенетическим современным шельфовым мелководно-морским конкрециям арктических морей [1].

По морфологическим типам (лепешки – 13, трубки – 9, корки – 2, круглые конкреции – 1 анализ) химические составы конкреций не сильно различаются. Только содержание молибдена в трубках (среднее 234 г/т) в 2 раза больше, чем в лепешках (среднее 141 г/т), а мышьяка, наоборот, в лепешках чуть больше (среднее 260 г/т), чем в трубках (среднее 215 г/т). Большие различия в составе ЖМК по содержаниям Mn, Fe, As, P, Mo видны по полям их распространения, хотя и это может быть обусловлено малым количеством анализов, что охарактеризуется далее при описании полей.

Прогнозируется шесть полей (ореолов) распространения ЖМК (рис. 16). Характеристика полей по химическому составу приведена в табл. 18.

Самое большое поле (I) расположено в северо-западной части листа, севернее островов Свердруп, Арктического Института. Здесь резко преобладают «грушеобразные» конкреции над другими морфологическими разновидностями. Плотность залегания ЖМК средняя: $0,55 \text{ кг/м}^2$, максимальная – $2,68 \text{ кг/м}^2$. Конкреции относительно бедны марганцем, молибденом, обогащены фосфором и мышьяком по сравнению с другими ореолами (табл. 18).

Ореолы (II, III) меньшей площади расположены южнее, между островами Свердруп, Диксон и Каменными. Здесь встречаются все типы конкреций, но весовые содержания образуют в основном лепешковидные, трубчатые, часто изогнутые ЖМК. Плотность залегания конкреций – средняя $0,76 \text{ кг/м}^2$, максимальная $4,84 \text{ кг/м}^2$. По среднему химическому составу конкреции похожи на ЖМК ореола I, но содержат As в 3 раза меньше (табл. 18).

Следующие ореолы (IV–VI) (II-3-1, I-5-1, I-6-3) прерывисто протягиваются вдоль побережья Западного Таймыра, юго-восточнее островов Арктического Института и до северо-восточного угла листа. Морфологические разновидности ЖМК соответствуют полям II, III, но конкреции по пеллециподам редки.

Плотность залегания конкреций средняя – 2,63, 0,56, 0,81 кг/м², максимальная 7,02, 3,9, 4,1 кг/м² соответственно. В сравнении с ЖМК ореолов I–III, конкреции в 2 раза богаче марганцем, в 1,5–2 раза содержат больше Мо, меньше Р; As содержится как в конкрециях полей II, III (табл. 18).

Подсчитан минерагенический потенциал ЖМК (паспорт ПО № 2661004, не рекомендован для постановки на учет при апробации на НРС в ФГБУ «ВСЕГЕИ»), которые составляют 8 млн т конкреций, содержащих Mn – 1,5 млн т, Fe – 0,8 млн т и Мо – 2 тыс. т, что соответствует малому месторождению по величине ресурсов марганца и молибдена.

В северо-восточной части территории листа, севернее островов Мона в ходе ГДП-1000/3 в донных отложениях выделен литохимический ореол (I-6-3) со средними содержаниями Mn – 2275 г/т и Мо – 10 г/т.

Хром. Слабоконтрастный ореол хрома (до 0,005 %) отмечен в донных осадках рек Кучумка и Малая Кучумка (IV-5-13) [30].

Титан. Повышенные содержания ильменита (40–60 %), рутила (1–2 %) и циркона (4–20 %) (IV-5-6) зафиксированы в шлихах в приустьевой части левобережья р. Пясины в бассейне рек Макарова, Ловчих. Содержания полезных компонентов в шлиховом ореоле достигает 0,45–1,0 кг/м³ [30]. На севере п-ова Михайлова (II-5-4) в современных пляжевых отложениях среднее содержание ильменита – 2,7 кг/м³, максимальное – 10 кг/м³ [109].

Ванадий. Повышенные содержания ванадия (до 0,1 %), хрома (до 0,2 %) установлены в зонах дробления экзоконтактов даек габбродолеритов на р. Хутудабига (III-6-8), вместе с золотом на р. Тамараг (III-6-1,2) и р. Грустная (III-6-3,5) [23].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В результате многолетних исследований выявлены только четыре мелких проявления и 20 пунктов минерализации меди, пять пунктов полиметаллов, три – никеля, шесть – молибдена и вольфрама, два проявления и шесть пунктов минерализации мышьяка, литохимические и шлиховые ореолы. Промышленные концентрации этих металлов на площади не установлены.

Медь. Оруденение представлено молибден-медно-порфировой, никель-медной и медно-кварц-сульфидной формациями.

Молибден-медно-порфировая формация. Два проявления установлены на левых притоках р. Правая Убойная. Они приурочены к Убойнинскому штокообразному интрузиву ($\gamma\zeta T_{2-3}li$), сложенному порфировидными разновидностями монзонитов, сиенитов и граносиенитов, пересекающими отложения макаревичевско-бражниковской свиты верхней перми.

Проявление Убойное I (V-3-4) представляет собой штокверк удлиненной серповидной формы, приуроченный к юго-восточному эндоконтакту массива. Площадь рудного тела составляет 1,3 км². По двум профилям рудная минера-

лизация прослежена 10 скважинами до глубины 103 м (максимальная глубина бурения – 300,1 м). Рудоносная зона сложена интенсивно окварцованными и калишпатизированными монцонитами с неравномерным вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением. Мощность обогащенных сульфидами участков в вертикальном разрезе варьирует от 0,4 до 10 м. В составе руд преобладают пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, пирротин, магнетит и гематит. Содержание основных рудных элементов приведены в табл. 20.

Проявление Убойное II (V-3-6) расположено в 4,6 км к юго-западу от первого в апикальной части Убойнинского массива и представлено зоной измененных пород с участками минерализации пирит-халькопиритового и пирит-галенит-сфалеритового состава площадью 4,1 км². В 7 скважинах из 8 вскрыто убогое сульфидное (вкрапленное и прожилково-вкрапленное) оруденение на глубинах от 12 до 165 м при глубине бурения 229,3 м. Оруденение установлено в гранодиоритах, кварцевых монцонитах и гидротермально измененных верхнепермских породах в кровле массива. Рудные минералы – пирит, халькопирит, молибденит, галенит и сфалерит. Мощность зон оруденения – 2–10 м. Содержание основных рудных элементов в керне и элювии приведены в табл. 20.

В целом руды проявлений Убойное I, II бедные, но по комплексности оруденения перспективны и требуют дальнейшего исследования.

Вблизи проявлений в сиенитах Убойнинского массива установлено содержание: меди – 0,1 %, золота – 0,3 г/т (V-3-5) [34].

В измененных базальтах триаса (Т₁lb) на р. Пура (V-4-14) установлены повышенные содержания меди (0,02 %) и молибдена [29].

В четвертичных отложениях на правом берегу р. Лынта (IV-6-16), в пределах литохимического ореола (IV-6-15) с повышенными содержаниями никеля и хрома обнаружены валуны граносиенитов с содержаниями: Cu – 0,02 %, Mo – 0,0004 %, Ag – 0,4 г/т [27].

Никель-медная формация связана с породами быррангского долеритового комплекса (βТ₁b), представлена двумя проявлениями, а также пунктами минерализации. Проявления зафиксированы на п-ове Минина (II-5-24, III-5-4), приурочены к дайке габбродолеритов, трассирующей разлом северо-восточного простирания. В эндо- и экзоконтактах дайки узкой (10–35 м) протяженной (15 км) полосой развиты гидротермально-измененные породы, пересеченные кварц-сульфидными и кварц-карбонатными жилами. В эндоконтактовой части содержится от 15 до 30 % сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит), в центральной части – 5–10 %. В пробах присутствует (%) от 0,03 до 0,3 (максимум 2,45) меди, 0,01–0,06 (максимум 0,4) никеля, до 0,02 хрома; иногда до 0,12 г/т золота [23].

Повышенные содержания меди, никеля и кобальта установлены в пунктах минерализации на побережье шхер Минина (II-5-10, III-5-7,8,12), на р. Хутудабига (III-6-7) (Госгеолкарта-1000/2), на прот. Старица и р. Чедырамота (IV-5-4,7) и на р. Малая Кучумка (IV-5-12) [27], приуроченные к дайкам и sillам габбродолеритов, долеритов.

Содержание основных рудных элементов проявлений Убойное I,II

Объект опробования	Cu, %	Mo, %	Pb, %	Zn, %	Ag, г/т	Au, г/т	Источник по списку литературы
<i>Проявление Убойное I (V-3-4)</i>							
Рудный элювий	0,01–1,12	0,0002–0,1	0,02–4,0	0,01–0,18	0,8–32,8	0,003–0,11	34
Рудный элювий	0,05–7,87	до 0,6	0,02–3,5	0,01–4,17	0,8–32,8 (max 380)	0,003–0,11 (max 10)	23
Рудный керн	0,01–0,57	0,001–0,039	0,002–0,46	0,006–0,15	0,1–3,6	0,003–0,06	23, 34
Рудный керн	0,01–0,57 (max 3,17)	до 0,039 (max 0,59)	0,02–0,49	0,06–0,52	0,1–3,6 (max 29,6)	до 0,1	23
Скв. УМ-2/18–28 м	0,15–3,17						34
Скв. УМ-2/45–51 м		0,003–0,059					34
Скв. 2М-1/48–56,5 м		0,0085–0,045					34
<i>Проявление Убойное II (V-3-6)</i>							
Рудный элювий	0,02–0,5	0,0002–0,003	0,003–0,6	0,008–0,8	0,1–15,4	0,01–0,22	34
Рудный элювий	0,02–0,5	0,002–0,003	0,03–1,35	0,08–2,41	0,1–15,4 (max 70)	0,01–0,3	23
Рудный керн	0,005–0,06	0,0001–0,014	0,002–0,058	0,006–0,04	0,2–3,0	0,015–0,15	34
Рудный керн	0,005–0,13	до 0,014	0,012–0,64	0,06–0,34	0,2–6,0	0,015–0,35	23
Скв. УМ-15/76–86 м	0,01–0,13	0,001–0,013	0,013–0,066	0,01–0,3	1,0–4,0	0,06–0,1	34

Медно-кварц-сульфидная формация. Многочисленные пункты минерализации этой формации большей частью распространены среди метаморфических толщ рифея–кембрия на Мининско-Вальтеровской площади. Все они приурочены к сульфидно-кварцевым и сульфидно-кварц-карбонатным жилам (часто золотоносным). Часть их описана в разд. «Золото». Практического значения не имеют.

Пункты минерализации установлены в пиритизированных углистых сланцах ленивенской серии (*V?ln*) (II-6-1), в метаморфизованных терригенных отложениях мининской (*Є,mn*) (III-5-14) и стерлеговской толщ (*V?st*) (I-6-12,13), в вулкано-терригенных образованиях приметнинской толщи (*RF₃pm*) (II-6-11). Обычно это незначительные по масштабам зоны минерализации, представленные гнездово-вкрапленными выделениями сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина, реже галенита). Содержание сульфидов – не более 1–3 % объема пород. Содержания меди обычно не превышают десятых долей процента (Госгеолкарта-1000/2).

Пункт минерализации устье р. Новоморжово (IV-3-5) расположен в 3 км от устья одноименной реки и приурочен к дайке долеритов, рассеченной тремя брекчированными жилами карбонатно-кварцевого состава с неравномерной вкрапленностью блеклых руд, халькопирита, ковеллина, сфалерита, пирита, реже галенита. Мощность жил – 3,0; 1,0; 0,5 м, прослеженная длина – около 5 м. Содержание (%): меди – 0,45–4,42, свинца – до 0,23, никеля – до 0,03, мышьяка – 0,11–0,24, сурьмы – 0,38–0,78, цинка – 2,05–8,14, серебра – до 0,12 (по химическому анализу), золота – 0,01 г/т.

Определенный интерес представляет *пункт минерализации Лабакский (V-4-21)*. Здесь в скв. НТ-12 вскрывается блоково-купольная структура, обусловленная внедрением интрузии гранитоидов устьепясинского комплекса (*γПТ₂₋₃Ир*), вскрытого на глубине свыше 200 м. Выше кровли залегают терригенные породы нижней перми ефремовской и убойнинской свит, в которых почти непрерывно по всему пробуренному интервалу прослеживается сульфидная минерализация вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная. Содержание рудных минералов колеблется в пределах 1–5 %, но на отдельных интервалах доходит до 30–80 %. Основные рудные минералы – пирит, халькопирит, пирротин, марказит, в подчиненном количестве присутствуют галенит, сфалерит, арсенипирит. По результатам спектрального анализа (37 проб) медь – 0,01–0,015 %; свинец – 0,01–0,02 %; цинк – 0,01–0,02 % [29].

В метасоматически измененных базальтах лабакской свиты (*T₁lb*) в кварц-карбонатно-сульфидных прожилках р. Кособигай (*V-3-21*) содержания – Cu – 0,01–0,03 %, Ag – 0,1–18,92 г/т [34].

В измененных базальтах лабакской свиты (*T₁lb*) (*V-3-45*) установлены повышенные содержания меди – 0,05 % и цинка – 0,02 % [34]; в хлорит-кварц-кальцитовой породе вблизи оз. Надудотурку (*V-4-18*) содержания меди составляют 0,01–0,02 % [34]. При производстве ГДП-1000/3 в породах о. Маркгам (II-6-5) определены содержания (%): Cu – 0,02–0,04, Zn – до 0,3; в делювиальных обломках кварца с малахитом на р. Хутудабигай (III-5-10) установлены содержания Cu >1 %, Ag – 3 г/т.

По данным опробования донных осадков выделено три литогеохимических ореола, показанных на карте полезных ископаемых: Cu и Mo в бассейне

рек Михайлова и Аварийная (IV-2-5) [32]; Cu и Zn в междуречье Верхняя Убойная и Новорможово (IV-4-17) [31]; Cu и Sn в бассейне р. Верхняя Тамы (V-3-37) [34].

Выделены немасштабный шлиховой ореол халькопирита и никелина (V-4-17) к северо-западу оз. Коундей [29] и литохимический ореол (V-2-20) в базальтах верхнетамской свиты (Т₁vt) в нижнем течении р. Рогозинка [29]. В шлиховых пробах на островах Большой (I-2-3) и Восточный Каменный (III-3-7) установлены единичные знаки халькопирита и галенита при ГДП-1000/3.

Свинец и цинк. Галенит и сфалерит являются частью всех сульфидсодержащих рудных формаций, но не образуют практически значимых проявлений. На площади листа установлено пять пунктов минерализации, 14 геохимических и 11 шлиховых аномалий и ореолов.

В *пункте минерализации на р. Кособигай (V-3-22)* в пропилитизированных базальтах лабакской свиты оруденение представлено вкрапленностью галенита и сфалерита. Зона измененных пород прослежена канавами на 30 м. Содержания в 10 штуфных пробах составляют (%): свинца и цинка – по 0,01–1,0; золота – до 1,06 г/т; палладия – до 1 г/т [34].

В *пункте минерализации русла правого притока р. Кафусалиру (V-4-29)* обнаружены валуны обохренных измененных пород с вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита и марказита. Содержание свинца и цинка – по 5,0 %, серебра – 0,05 % в одной штуфной пробе [29].

На о. Нерпичий в хлорит-кварцевых жилах мощностью до 0,6 м с галени- том и халькопиритом, содержание Cu – 0,03 % (II-5-15); в дайке долеритов на п-ове Рыбный вкрапленность халькопирита и галенита (III-5-13) [109]. При ГДП-1000/3 в кварцевых жилах с сульфидами и в пиритизированных породах ленивской серии на о. Нерпичий (II-5-19) установлены содержания (%) Pb до 0,01, Zn – 0,01–0,04, Cu – до 0,015; Ag до 0,7 г/т, Au – до 0,2 г/т. В основ- ных породах о. Крестовский (VI-2-2) определены содержания Pb – до 0,03 %, Zn – до 0,15 %, Ag – до 1,5 г/т; на р. Убойная (IV-3-11) в отложениях желеде- евской толщи (C₁zl) содержание Pb – до 0,01 %, Zn – до 0,07 %, Ag – до 0,7 г/т; на о. Свердруп (III-1-2) в четвертичных глинах содержание Pb – до 0,04 %, Zn – до 0,2 %, Ag – до 2 г/т. На акватории (III-2-6, VI-2-1) в поверхностных отложениях установлены аномальные содержания Zn – 0,03 %; в шлихах еди- ничные знаки галенита (I-1-3, I-6-8), сфалерита (II-4-4), сфалерита, галенита и касситерита (II-4-2). На суше в четвертичных образованиях р. Убойная, ост- ровах Западный и Восточный Каменные и на Берегу Харитона Лаптева уста- новлены единичные знаки галенита (II-5-8, II-6-4, II-6-12, III-3-3, IV-3-9) и сфалерита (III-3-4,6).

Повышенные содержания свинца (от 0,003 до 0,8 %) установлены в редко- металлных пунктах минерализации (IV-3-24,25) [30].

На площади от Енисейского залива до низовьев р. Пясины широко развиты комплексные литохимические ореолы свинца, цинка, молибдена и серебра (IV-3-8, 13,17; IV-5-11, 18, 23; V-3-10; V-4-6, 30) [29, 30, 31, 34].

Никель. На территории листа известно одно проявление, три пункта минерализации, четыре первичных и семь вторичных геохимических аномалий и ореолов, три шлиховых ореола. Минерализация относится к медно-никелевой сульфидной рудной формации.

Проявление Чулыо (IV-6-22) расположено на правом берегу одноименной реки, левом притоке р. Бинюда, обнаружено в 1991 г. И. И. Курбатовым. Вкрапленная (преобладает) и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация приурочена к ультрамафитам бинюдинского комплекса (σT_1bn). На проявлении пробурены пять скважин глубиной от 126,5 до 321,5 м, проведены геофизические и геохимические исследования. Бинюдинский массив представляет собой серповидный гарполит, полого секущий вмещающие толщи убойнинской свиты нижней перми и погружающийся на юг под углом 40° . Выход его на поверхности прослежен в широтном направлении на 6,1 км; ширина выхода – 200–650 м; мощность интрузии – 250–320 м. Тектоническими нарушениями массив разбит на блоки. Контактные породы представлены роговиками мощностью 20–25 м.

Распределение сульфидной минерализации неравномерное, содержания сульфидов – от 1 до 5 %, в подошвенной части интрузии (такситовый горизонт) – до 5–20 %. Главные рудные минералы – пентландит, медистый пентландит, троилит, пирротин, халькопирит, иногда талнахит; второстепенные – маккинавит, валлериит, виоларит, бравоит, халькозин, кубанит, пирит, марказит; редкие – борнит, галенит, сфалерит, бисмутинит. Выделены и определены минералы благородных металлов – сперрилит с примесью родия и иридия, ферроплатина с примесью родия, а также шендит, содержащий 0,2 % иридия. В пирротине и пентландите присутствует небольшая примесь платины, родия, иридия, осмия. Оксиды представлены хромитом, магнетитом и ильменитом. В роговиках отмечаются тонкие секущие халькопиритовые прожилки. Оруденение характеризуется преобладанием минералов никеля среди сульфидов и отношением никеля к меди 5 : 1. Отношение Pd/Pt – от 15 : 1 до 4 : 1. Собственные соединения палладия не установлены.

Содержания Ni (%) колеблются в пределах от 0,01 до 1,514, среднее – 0,26–0,45. Содержания Co (%) от 0,01 до 1,514, среднее – 0,09. Количества Cu (%) незначительны: от 0,06 до 1,09, среднее – 0,23. Содержания ЭПГ (г/т) колеблются от 0,03 до 16,1 (Pt – от 0,017–0,1; Pd – от 0,02 до 16,0; Rh – от 0,002 до 0,011; Ir – от 0,001 до 0,035; Ru – от 0,018 до 0,067), содержания золота – 0,005–0,04 г/т. Среднее содержание ЭПГ – 1,5 г/т, исключая единичные «ураганные» значения (16,1 г/т), среднее содержание суммы ЭПГ – 0,2–0,42 г/т.

Ресурсы рудопроявления, из-за недостаточной степени изученности данного рудопроявления при ожидаемом сложном геологическом строении прогнозируемого месторождения, а также не вполне отчетливой локализации платинометаллических горизонтов, оцениваются по категории P_3 в 300 тыс. т никеля, 90 тыс. т кобальта, 115 т ЭПГ, 100 тыс. т меди. Глубина залегания руды – 0–300 м от поверхности, частично может быть отработана открытым способом. Велика вероятность обнаружения руды в нижних горизонтах интрузии с содержанием никеля в среднем до 1,2 %, меди до 0,3 %. Рудопроявление Чулыо при дальнейшем изучении и представительном опробовании

может перейти в разряд среднего по запасам месторождения никель-кобальтовых малосульфидных руд с платиноидами [27, 120].

Южнее проявления Чулыо, на левобережье рек Бинюда и Толбато известны находки валунов (IV-6-44, 45, 46) ультрамафитов с сульфидной вкрапленностью, содержащие 0,2 % никеля и 0,2–0,4 % хрома). Повышенные содержания Ni выявлены в донных осадках р. Макарова (IV-4-7) 0,01–0,02 %, в ассоциации с Cr отмечены в осадках рек Хутодань, Бинюда, Дюйхока и др. (IV-6-12, 15, 17, 24, 34). На карту вынесены первичные (IV-6-29, 35, 40, 41) геохимические аномалии никеля и находки никелина в шлихах (V-2-21, 22, 23) [27, 31, 33].

Молибден, вольфрам. Установлены шесть малоперспективных пунктов минерализации медно-порфировой и вольфрам-молибденовой скарновой формаций, связанных с интрузиями триасового возраста.

Пункт минерализации о. Расторгуева (IV-4-1) выявлен А. П. Романовым в 1989 г. Руда локализуется в порфиридных кварцевых сиенитах моржово-убойнинского комплекса ($\gamma\xi T_{2-3}mi$) на площади 60×90 м. Главный рудный минерал – молибденит представлен тонкой рассеянной вкрапленностью и мелкочешуйчатыми агрегатами 1–2 см. Пирит и халькопирит образуют редкие волосовидные прожилки и микроскопическую вкрапленность. Спектральный анализ восьми штучных проб показал содержания (%): молибдена – 0,006–0,02, меди – 0,005–0,01. Пункт минерализации требует дополнительного изучения, поскольку значительная часть участка с рудной минерализацией перекрыта рыхлыми отложениями [31]. В юго-западной части острова в 9 км от рудопроявления известны находки молибденита и шеелита в шлихах (IV-3-1) [30]. При ГДП-1000/3 в породах северной части о. Расторгуева (III-4-7) и о. Бардропер (III-4-2) установлены содержания (%) Mo – 0,001–0,002 и Sn – до 0,003 %.

На о. Моржово (IV-4-2) руда приурочена к скарнированным известнякам нижнего карбона в кровле интрузии порфиридных сиенитов моржовского комплекса. Молибденит представлен крупночешуйчатыми агрегатами, тонкими прожилками и рассеянной вкрапленностью. Отмечается убогая вкрапленность шеелита, пирита, пирротина, магнетита. Мощность рудной зоны – 6 м, протяженность – 15 м. Содержание молибдена, по данным анализа 10 бороздовых проб, составляет 0,002–0,05 %, в ряде проб установлен вольфрам – 0,003–0,1 % [31].

Молибденит в виде тонкой вкрапленности и мелких гнезд встречается в маломощных (не более 0,5 м) кварцевых и кварц-карбонатных жилах, развитых в эндо- и экзоконтактовых зонах массивов (III-4-3, 4) рыбнинского комплекса ($\gamma\delta T_{2-3}r$). Содержание молибдена не превышает сотых долей процента (в единичных штучных пробах составляет 0,1–1 %) [23].

Минералогический интерес представляют находки молибденита в кварцевых жилах керамических пегматитов в виде чешуек и мелких гнезд на правом берегу р. Ленивая (II-6-2), на р. Медвежья (II-6-9) [23]. При ГДП-1000/3 на р. Ленивая (I-6-16) в аллювии обнаружены несколько валунов графитосодержащих сланцев с ярко-зеленой слюдой с содержаниями (%) Mo – 0,026, V – 0,1; Ag – 0,092 г/т.

Повышенные содержания молибдена (0,0002–0,1 %) установлены в комплексных рудах в бассейне р. Убойная (V-3-4, 6). Оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактам Убойнинского массива ($\gamma\xi T_{2-3lu}$) (см. разд. «Медь») [23, 34].

Выявлены повышенные содержания молибдена в донных осадках между речья Ефремова–Дюндака (V-3-23) [34], левобережья р. Домба (IV-4-6), молибдена и никеля в истоках р. Средняя Озерная (IV-4-18) [31], комплексный ореол (молибден, серебро, свинец) в нижнем течении р. Малая Лемберова (IV-2-7) [32]. При ГДП-1000/3 в северо-восточной части акватории в поверхностных осадках установлены содержания Мо – 0,0015 % (II-5-4) и 0,003 % (I-6-2), в шлихах из донных отложений (станции 38, 75, 79, 121, 151) встречены единичные знаки шеелита, в ассоциации с единичными знаками касситерита и сфалерита (II-4-1). На суше шеелит в единичных знаках достаточно распространен на площади, встречается в отложениях на островах Известий ЦИК, Арктического Института, Свердрупа, Западный и Восточный Каменные, Нерпичий, на побережье бух. Воскресенского, полуостровов Михайлова и Рыбный, рек Гусиная, Убойная и на берегах Енисейского залива. В знаках шеелит обнаружен на п-ове Полярника (I-6-11) и на островах Восточный Каменный, Свердруп в ассоциации с золотом (III-1-1, III-3-4). Шлиховой поток шеелита с киноварью (V-4-3) установлен на р. Кодябига [29].

Олово. В донных осадках вблизи оз. Конторакутурку выявлены повышенные содержания олова – 0,0003–0,002 %, здесь же установлены шлиховые потоки касситерита и киновари (V-4-9, 13), ореол касситерита и сфалерита вблизи оз. Надудотурку (V-4-15) [29]. На р. Диоритовая (II-5-9) при ГДП-1000/3 обнаружено зерно касситерита размером $0,25 \times 0,45$ мм.

Ртуть, мышьяк, сурьма. Рудопроявления ртути, мышьяка и сурьмы часто встречаются в единой ассоциации и относятся к сурьяно-ртутно-мышьяковой формации. На площади листа известны два проявления, шесть пунктов минерализации, многочисленные шлиховые, геохимические потоки и ореолы.

Оруденение *сурьяно-ртутно-мышьяковой* рудной формации представлено Убойнинским проявлением и незначительным проявлением р. Сырадасай.

Проявление мышьяка Убойнинское (V-3-14) (ранее рассматривалось как месторождение) располагается в верхнем течении р. Малая Убойная. Оно открыто Е. М. Люткевичем в 1942 г. и детально изучено В. Г. Маловым в 1954–1955 гг. Был проведен большой объем горных и опробовательских работ. В 1986 г. при геолого-съёмочных работах на площади проявления с целью выяснения перспектив его золотоносности было проведено литохимическое опробование рыхлых отложений и бороздовое – рудных тел.

Проявление приурочено к сводовой части Убойнинской антиклинали. Оруденение локализуется в брекчированных известняках перекатнинской свиты (C_{pr}). Руды представлены двумя морфогенетическими типами: кварц-реальгаровыми штокверками и реальгар-кальцитовыми жилами.

Основные запасы мышьяковых руд сосредоточены в трех кварц-реальгаровых штокверках, наибольший из которых имеет площадь 60×300 м. Руд-

ная минерализация, локализуемая во вторичных микрокварцитах, образует густую сеть маломощных (0,1–10 см) прожилков, в местах пересечения которых формируются гнезда, достигающие иногда 1,5 м в поперечнике. Рудные минералы представлены реальгаром, реже самородным мышьяком, киноварью, антимонитом, пиритом. Содержания составляют (%): мышьяк – 0,63–50,6; ртуть – 0,01–0,022; сурьма – 0,01–0,54.

Реальгар-кальцитовые жилы имеют мощность 0,5–4,5 м, основной рудный минерал – реальгар, в протолочках встречаются киноварь, антимонит. Содержания составляют (%): мышьяк – 0,02–48,2; ртуть – 0,01–0,02; сурьма – 0,01–0,3 (иногда до 1,23).

Установлены (золотоспектрометрия) повышенные содержания золота: в реальгаровых рудах – 0,01–0,6 г/т, в рыхлых отложениях – 0,002–1,0 г/т. Шлиховое золото не обнаружено [34]. Определены прогнозные ресурсы по категории P_3 металлического мышьяка при среднем содержании 9,5 % на глубину 100 м, которые составляют 18 тыс. т [124].

Оруденение сопровождается обширным шлиховым ореолом (V-3-16) реальгара и киновари, повышенными содержаниями мышьяка (0,006–0,04 %) в донных осадках (V-3-15) [34].

В среднем течении р. Сырадасай в скв. СС-9 на глубинах 320–324 и 352–380 м (V-3-40) вскрыта вкрапленная минерализация реальгара в известняках перекактинской свиты (С₁pr). Содержания мышьяка колеблются от 0,1 до 0,8 % (Госгеолкарта-200, S-44-XXIX–XXX).

В районе оз. Надудотурку в базальтах лабакской и верхнетамской свит триаса установлены (V-3-27, V-4-16,22) высокие содержания мышьяка: от 0,008 до 0,3 % [29, 34].

Высыпки карбонатных пород с вкрапленностью реальгара и аурипигмента (IV-6-38) обнаружены у р. Дюйчока, реальгара и антимонита на левом берегу р. Дептурама (IV-6-11) и на правом берегу р. Чедырымота (IV-6-30); сопровождаются шлиховыми ореолами золота, реальгара и киновари (IV-6-31, 33) [27].

Установлены многочисленные шлиховые потоки и ореолы реальгара, киновари (IV-3-12, IV-4-5,19, V-2-19, V-3-9,13,25,46, V-4-4,5,28), иногда с золотом (IV-3-27,28, IV-4-3,8,15), шеелитом (V-4-3) и касситеритом (V-4-9,13) [29, 30, 31, 33, 34].

В ходе работ ГДП-1000/3 на севере п-ова Михайлова на месте золотосодержащей шлиховой пробы (II-5-5) обнаружен валун (15 × 20 см) черных углистых алевролитов с гнездовыми выделениями размером до 1–2 см агрегатов реальгара и аурипигмента.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. Редкие мелкие кристаллы бериллов установлены в пегматитовых жилах мощностью 1,5–3 м и длиной до 15–25 м на о. Длинный (острова Челльмана) (II-4-9). Жилы сложены микроклином и дымчатым кварцем. Одинокый кристалл берилла размером 0,5 × 1 см обнаружен в жиле керамического пегматита на горе Медвежья (II-6-7) [23].

На северо-восточной оконечности п-ова Северный, пункт минерализации Северное (II-5-11), в мигматизированных кристаллических сланцах пегматитовые жилы мощностью 0,1–0,2 м содержат редкую вкрапленность бериллов бледно-зеленого цвета размером до 1 см, в измененных включениях – халькопирит, галенит, содержание Cu 0,03 %, Zn – 0,01. В юго-западной части п-ова Северный установлены жилы пегматитов мощностью 0,1 м с бериллом бледно-зеленым размером до 0,5 × 1 см, турмалином (II-5-12) [109].

Ниобий. В интрузивном массиве порфировидных сиенитов левоубойнинского комплекса ($\gamma\xi T_{2-3}lu$) на левом берегу р. Убойная выявлена убогая вкрапленность флюорита и сульфидов (IV-3-24). Количественный спектральный анализ девяти штуфных проб показал содержание (%): свинца – 0,05–0,4, ниобия – 0,003–0,017, лантана – 0,007–0,012, никеля – 0,0014–0,02, ванадия – 0,0015–0,19, иттрия – 0,0018–0,01, циркония – 0,05–0,34, титана – 0,01–1,0, меди – 0,01–0,013 (Госгеолкарта-200, S-44-XXIII–XXIV).

Пункт минерализации Левоубойнинский (IV-3-25) расположен в 2 км юго-восточнее. На участке площадью 0,3 км² обнажается более 10 маломощных даек сиенит-порфиров, прорывающих алевролиты убойнинской свиты нижней перми и нижнетриасовые долериты. Дайки в различной степени изменены, содержат вкрапленность пирита и галенита (редко). Участки измененных пород сопровождаются аномалиями гамма-активности до 130 мкР/ч. Спектральный анализ 30 штуфных проб показал содержание (%): лантана – 0,005–0,015, церия – 0,008–0,02, ниобия – 0,0015–0,15, свинца – 0,003–0,8, цинка – 0,003–0,5, меди – 0,006–0,01, циркония – 0,02–0,4, тория – 0,0314, урана – 0,0081 [30].

Повышенные содержания **германия** (до 20 г/т) обнаружены в бурых углях, обломки которых отмечаются в меловых отложениях в устье р. Талая (IV-3-6) [30].

Вблизи о-вов Скотт-Гансена (II-5-2), в ходе работ ГДП-1000/3, в донных отложениях установлены аномальные содержания **гафния** – 20 г/т.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В северной части района распространены проявления и пункты минерализации золота, локализованные преимущественно в малосульфидных карбонатно-кварцевых жилах среди пород верхнего протерозоя. Повышенные содержания золота установлены также в ртутно-сурьяно-мышьяковых, молибден-медно-порфировых и никель-медных проявлениях. Серебро, как правило, сопутствует золоторудным и полиметаллическим образованиям, а платиноиды отмечаются в проявлениях медно-никелевой минерализации.

Золото. На площади листа выявлено восемь проявлений и 15 пунктов минерализации коренного золота, на карту вынесены 14 шлиховых ореолов, три потока и 21 шлиховая проба с золотом. Большая часть минерализации золота относится к малосульфидной золото-кварцевой формации, единичные объек-

ты установлены в связи с ртутно-сурьмяно-мышьяковой и медно-никелевой формациями.

Все проявления находятся в северной части площади листа в пределах Хутудинско-Большевицкой молибденово-золоторудной зоны, относятся к золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формациям, приурочены к отложениям ленивенской серии позднего венда и мининской толще раннего кембрия.

Наиболее значимым является проявление *Конечное* (II-5-22), которое находится на полуострове, разделяющем бухты Конечная и Глухая, в 1,2 км к северо-востоку от мыса Сапожок. Вмещающие породы около жил интенсивно серицитизированы и карбонатизированы, мощность изменений – от 0,1 до 0,5 м. Выявлены четыре кварц-сульфидные жилы мощностью по 3–5 см с содержанием золота от 0,77 до 38 г/т. Содержание золота по бороздовым пробам – 3,06; 4,19; 2,49; 3,37; 1,44; 3,08; 10,8; 22,6 г/т. Во вмещающих породах содержание Au составляет 0,28–1,05 г/т, а в послонных жилах – 0,12–0,35 г/т. Содержание золота в пирите – 5,8 г/т, в пирит-арсенопиритовых прожилках – 11 г/т. Состав жил: кварц – 75 %, карбонат – 9 %, арсенопирит 7 %, пирит – 5 %, сфалерит – 3 %, менее 1 % – галенит, блеклые руды, сульфосоли свинца, золото, серебро. Пробность золота, определенная на микроанализаторе MS-46, составляет 580. Из примесей, кроме серебра, присутствуют железо (0,12–0,32 %) и мышьяк (0,06 %). Серебро встречено в арсенопирите, где присутствует в виде удлинённых и изометричных включений, а также в виде мелких выделений по трещинам размером от 0,001 до 0,008 мм. Содержание серебра – 600 г/т, As – до 0,4 %, Pb и Zn – более 1 %, Cd – до 0,04 %, Cu – до 0,06 %. Золотоносные карбонатно-кварцевые жилы протяженностью более 10–15 м на западе погружаются под воды пролива Ленинградцев, на востоке перекрыты чехлом четвертичных отложений. Протяженность жильной зоны оценивается в 200 м, с учетом перерыва в море жильная зона протягивается на 6,5 км до проявления *Развал* (II-5-20) на южном побережье бух. Конечная, где содержание золота в кварц-галенит-сфалерит-арсенопиритовой жиле составляет 11–13 г/т [118].

Проявление Видимое (II-5-18) находится на северном побережье безымянной бухты между мысами Сапожок и Обходной. В одном из прожилков мощностью 4–5 см на протяжении 4 м в береговом обрыве встречено видимое золото с размером выделений до 5–10 мм. Золото вкрапленное, выполняет пустоты выщелачивания сульфидов и карбоната в центральной части прожилка. Кроме золота отмечается редкая вкрапленность пирита и арсенопирита с размером выделений до 5 мм. Содержание золота по бороздовым пробам составляет 0,95; 39,3; 96,5; 30,4 г/т [118].

Проявление Встреча (II-5-13) расположено на восточном побережье пролива Ленинградцев в 5 км к северо-западу от мыса Конечный. Участок представляет собой сложную зону смятия и рассланцевания пород стерлеговской толщи позднего венда. Породы интенсивно пиритизированы, насыщены порфиробластами железисто-магнезиального карбоната и разбиты многочисленными разнонаправленными карбонатно-кварцевыми жилами мощностью от первых сантиметров до 0,5–0,8 м, формирующими штокверковую зону шириной около 50 м и длиной более 100 м. Карбонатно-кварцевые жилы содержат

бедную гнездово-вкрапленную минерализацию пирита, галенита, сфалерита и халькопирита. В редких аншлифах установлено очень мелкое (пылевидное) высокопробное (902) золото. Содержание его, по штуфным пробам, варьирует от 0,02 до 0,2 г/т, свинца – от 0,01 до 0,4 % (редко 1 %), цинка – от 0,01 до 0,7 % [23, 109].

Проявление Глухое (II-5-25) расположено на южном берегу пролива Ленинградцев, в 1,2 км к юго-востоку от мыса Выступ. В метасоматически измененных породах мининской толщи содержание золота достигают 0,75 г/т (пробирный анализ). В зоне прожилково-жильного окварцевания с вкрапленностью пирита, галенита, халькопирита, халькозина, золота, содержание золота – до 0,97 г/т (пробирный анализ), в кварце из элювия обнаружено видимое золото [109].

Проявление Выступ (II-5-21) расположено на западном берегу бух. Глухая, в 4 км к югу от мыса Обманчивый. В зоне развития прожилков (мощностью до 0,3 м) карбонат-кварцевого и кварцевого состава и их элювиальных развалов с галенитом, арсенопиритом, халькопиритом установлены в протолочке четыре знака золота размером 0,05–0,25 мм, содержания Au, по данным пробирного анализа, 0,06–2,18 г/т [109].

Проявление бухты Глухая (III-5-2) расположено на ее юго-западном берегу. Здесь среди слабометаморфизованных пород мининской свиты выявлены развалы на площади 50 м кварцевой жилы мощностью 0,1–0,3 м с арсенопиритом, халькопиритом, галенитом и сульфосолями свинца. Содержание Au в пробах составляет до 11,1 г/т, As – более 1 % [109].

Проявление п-ов Минина (III-5-3) находится на южном берегу полуострова, представляет собой штокверк 50 × 20 м кварцевых жил и прожилков мощностью до 0,1 м и протяженностью 1–10 м с халькопиритом, ковеллином, борнитом; содержание Au – 0,02–2,8 г/т, Cu – до 0,015 % [109].

Пункт минерализации на мысе Конечный (II-5-16). В экзоконтакте дайки долеритов присутствуют маломощные жилы с вкрапленностью сульфидов (халькопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит). Содержание в них золота – 0,2–2,0 г/т, меди – 0,3 %. На северном склоне горы Конечная (II-5-17) в развалах и в кварцевых жилах мощностью 0,1–1,5 м и протяженностью 10–15 м с гнездами сульфидов (пирит, халькопирит, галенит) установлены содержания Au в количестве 0,02–2,0 г/т, Pb- 0,04 % [109].

Пункт минерализации на мысе Пиритовый (II-6-3). Среди черных сланцев верхнего протерозоя в кварц-карбонатных жилах отмечены содержания золота – 0,2 г/т [23].

Пункт минерализации на мысе Поспеева (II-6-8) в седловидных жилах антиклинальных складок «черных» сланцев протерозоя, содержащих вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита, обнаружены концентрации золота – 0,1–1,0 г/т и меди – до 0,1 % (Госгеолкарта-1000/2).

Убогие содержания золота (0,1–2,0 г/т) установлены в зонах прожилкования (III-6-1) и в экзоконтактах даек долеритов на реках Тамараг и Грустная (III-6-2–5). Зоны дробления мощностью до 0,5 м и длиной 10–20 м в метапородах раннего–среднего кембрия содержат вкрапленность пирита и, реже, пирротина. Отмечаются повышенные содержания хрома до 0,2 %, ванадия до 0,1 %, никеля 0,02–0,04 % [23, 111, 118].

В верховьях р. Северная (III-5-6) в кварцевых жилах и в их развалах установлена рудная вкрапленность пирита, арсенопирита и халькопирита с содержаниями 0,02–0,16 г/т золота и до 1 % меди [23, 109].

В южной части территории листа в пределах Диксоновско-Северобыр-рангской золоторудной зоны установлены незначительные пункты минерализации. В бассейне р. Дептурама (IV-5-1) в пиритизированных глинистых известняках усть-пясинской свиты по результатам анализа пяти штуфных проб содержания золота составляют от 0,1 до 0,2 г/т [28].

В районе мыса Входный (IV-5-2) в зоне (15 × 120 м) пиритизированных черносланцевых пород усть-пясинской свиты содержания золота, по результатам анализа 20 проб, составляют от 0,02 до 0,18 г/т, в двух пробах повышаясь до 0,75 и 0,61 г/т, при содержании мышьяка 10–20 г/т, серебра 0,09–0,43 г/т [28].

В верховьях р. Дюмталей (IV-5-15) в породах эвенкской свиты, насыщенных кварц-кальцитовыми прожилками мощностью 0,1–2,5 см отмечается обильная (до 10 %) рассеянная и гнездовая рудная вкрапленность (пирит, халькопирит, лимонит) на участке площадью 12 м². Содержание золота в двух пробах составляет от 0,04 до 0,64 г/т. В сульфидной монофракции установлено содержание золота до 42,2 г/т. При обследовании истоков рек Дюмталей и Мономада валунным методом поиска было установлено продолжение этих зон к юго-западу на 25 км, что позволяет выделить здесь район для геолого-поисковых работ порядка 350–400 км². В 3,5 км ниже по р. Дюмталей (IV-5-16) в зоне лимонитизации в базальтовых туфах верхтамской свиты содержание золота в штуфной пробе составляет 0,03 г/т [28].

На юго-восточном берегу бух. Слободская (V-2-10) в керне скважины на глубинах от 75 до 122 м среди аргиллитов и долеритов отмечается тонкое (до 15 мм) кальцитовое прожилкование, содержащее сульфидную вкрапленность, пирит составляет до 30 %, сфалерит 5–6 %, в незначительных количествах встречается пирротин, халькопирит и арсенопирит. На глубине 81 м в одном из прожилков обнаружено зерно золота размером 0,03 мм [33].

Шлиховые ореолы относятся к двум генетическим типам – прибрежно-морскому пляжевому и аллювиальному русловому. В большинстве ореолов содержание золота знаковое (не более 6 знаков) и лишь в отдельных шлихах превышает 10 знаков на пробу (0,02 м³). Золото обычно мелкое (0,1–0,3 мм), тонкопластинчатое, окатанное. Очень редкие золотины превышают размеры 1 мм. Золотины хорошоокатанные и явно перенесенные. Редко встречаются слабоокатанные зерна, свидетельствующие о близости источника сноса (рудное золото). Пробыность золота высокая (850–960). Характеристика части ореолов приведена в табл. 21 [23].

На севере *n-ова Михайлова* (II-5-6) пляжевые отложения, обогащенные рудными минералами, имеют плащеобразную форму, протяженность – более 18 км, ширину – от первых до 15–20 м, мощность – от первых сантиметров до 0,1–0,2 м. Золото мелкое – 0,1–0,9 мм, редко до 2,25 мм, пластинчатое, редко кристаллы, цементационные и трещинно-прожилковые золотины. Содержание золота – от знаков до 0,86 г/м³, среднее 0,03 г/м³, ильменита – до 10 кг/м³, среднее – 2,7 кг/м³.

В южной части п-ова Михайлова (II-5-7) в пляжевых отложениях обнаружено мелкое (0,25–0,4 мм) пластинчатое золото как хорошоокатанное, так и цементационные слабоокатанные золотины. Весовые содержания золота выявлены в приустьевой части левых и правых притоков р. Хутудабигай (III-5-9). Площадь ореола с весовыми содержаниями золота – более 10 км². Содержания золота – до 3,38 г/м³, максимальное содержание – 14 г/м³ – получено со щетки сланцев в р. Соколиная. Золото мелкозернистое, хорошоокатанное, содержит от 4,7 до 9,8 % серебра и до 0,9 % ртути [109].

Т а б л и ц а 21

Характеристика шлиховых ореолов золота [23, 109]

Номер на карте	Географическая привязка	Площадь, км ²	Количество шлихов		Максимальное содержание Au, зн.	Содержания Au, г/м ³	Размер золотинок, мм	Сопутствующие рудные минералы
			Всего	В том числе с Au				
II-5-6	Полуостров Михайлова (север)	36				до 0,86 среднее – 0,03	0,1–0,9	Ильменит
II-5-7	Полуостров Михайлова (юг)	13					0,25–0,4	
II-5-14	Бухты Михайлова и Конечная	300	249	152	34		0,3–1,2	Пирит, халькопирит, арсенопирит, шеелит, реальгар, галенит, сфалерит
II-5-23	Руч. Короткий	50	55	43	9		0,5–1,0	Пирит
II-6-13	Река Новая	66	45	33	6		0,5–1,0	Реальгар, сфалерит, галенит
III-5-1	П-ов Минина	70	25	10	2		0,3–0,5	Пирит, халькопирит, реальгар, аурипигмент
III-5-5	Река Северная	60	300	98	50	до 0,01	0,15–0,55	Пирит, халькопирит
III-5-9	Река Хутудабига	225	50	36	21	до 4 тах – 14	0,5–1,5	Пирит, халькопирит, реальгар
III-6-6	Река Хутудабига	100	20	14	6		0,5–1,0	Пирит, халькопирит

В южной части территории листа весовые содержания шлихового золота не обнаружены, единичные знаки в шлихах встречаются довольно часто (в IV-3-7; IV-5-3,8–10; IV-6-14,19,20,49; V-3-18; V-4-12,31). Золото мелкое (менее 1 мм), умеренноокатанное. Устойчиво ассоциируют с реальгаром, кинноварью (IV-3-27,28; IV-4-8,15; IV-6-33), реже с халькопиритом и сфалеритом (IV-6-31) [27, 28, 29, 30, 34].

В ходе работ ГДП-1000/3 в шлиховых пробах обнаружены знаки золота, информация обобщена в табл. 22.

Т а б л и ц а 22

Характеристика золота шлиховых проб по данным ГДП-1000

Номер на карте	Географическая привязка, возраст пород	Количество Ац, зн. (вес, мг)	Размер золотин, мм	Характеристика золотин	Сопутствующие рудные минералы
I-3-3	Остров Тройной, Q	1	0,05–0,25	Табличка хорошоокатанная, желтая	Пирит
I-2-9	Острова Арктического Института, К-Р	9(0,2)	0,1–0,45	Пластинки, очень редко чешуйки хорошоокатанные желтые	Шеелит
I-2-10	»	1	0,15–0,25	Пластинка среднеокатанная желтая	
II-5-5	Полуостров Михайлова, Q	1	0,25–0,35	Пластинка хорошоокатанная желтая	Пирит, арсенопирит
II-6-10	Остров Соревнования, Q	1	0,05–0,45	Табличка среднеокатанная желтая	Пирит
II-6-6	Остров Маркгам, Q	1(0,1)	1,05–1,6	Пластинка хорошоокатанная желтая	Пирит, арсенопирит
III-1-1	Остров Свердруп, К-Р	13(0,6)	0,05–0,25	Пластинки, редко чешуйки хорошоокатанные золотисто-желтые	
III-3-5	Остров Восточный Каменный, Q	2	0,15–0,3	Пластинки хорошоокатанные желтые	Шеелит
III-5-11	Река Хутудабигай, Q	1	0,15	Комковидная хорошоокатанная желтая	
IV-2-8	Река Лемберова, Q	1	0,1–0,15	Пластинка хорошоокатанная желтая	Пирит

Серебро. Серебро установлено в прожилках и в арсенопирите *проявления Конечное* (II-5-22). Повышенные содержания серебра (до 1200 г/т) установлены в пункте минерализации Новоморжово (IV-3-5) в пробах из сульфидно-карбонатно-кварцевых жил, на проявлении Убойное I (V-3-4) содержания Ag до 380 г/т. Литохимические ореолы серебра известны в донных отложениях бассейна р. Дептурама (IV-6-1). Содержание Ag – до 0,3 г/т. В ассоциации с Ag отмечаются Ba и Mo, в шлихах – барит. Приуроченность ореола к выходам черносланцевой толщи устьпясинской свиты свидетельствует о возможном наличии проявлений барит-серебро-полиметаллического оруденения. В донных отложениях повышенные содержания серебра установлены в составе комплексных ореолов и потоков (IV-3-8,12,13; IV-2-7).

Платина. Наибольшие перспективы территории связаны с сульфидным оруденением в ультрамафитах проявления Чулюя (IV-6-22). Содержания ЭПП

(г/т) колеблются от 0,03 до 16,1 (Pt – от 0,017–0,1; Pd – от 0,02 до 16,0; Rh – от 0,002 до 0,011; Ir – от 0,001 до 0,035; Ru – от 0,018 до 0,067).

На северо-западном берегу оз. Надудотурку в пиритизированных базальтах лабакской свиты в штучной пробе установлено 0,03 г/т платины (V-3-28). На южном берегу того же озера в пиритизированных базальтах сырадасайской свиты содержится до 0,03 г/т палладия (V-4-26) [29, 34].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На восточной оконечности о. Циркуль (II-4-10) в многочисленных пегматитовых жилах мощностью от сантиметров до 1,5 м и длиной до 50 м изредка содержится вкрапленность уранинита. В жилах в незначительных количествах встречается пирротин, халькопирит и турмалин [23].

В скважине (IV-3-42) в интервалах 17,5–19,8 м в базальтах сырадасайской свиты рентгеноспектральным анализом установлено содержание урана 0,0031 %, тория – 0,0007 % [34].

Установлена литохимическая аномалия в нижнем течении р. Домба (IV-4-4) в коренных породах устьясинской свиты на площади 5 × 195 м с содержаниями (рентгеноспектральный анализ) урана 0,0048 % [34].

Торий. В ходе ГДП-1000/3 в шлиховых пробах донных отложений Карского моря выявлены единичные знаки торита (I-6-10, II-4-6, III-3-1, IV-3-4).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Данная группа полезных ископаемых представлена месторождениями долеритов, известняков, глин, пунктом минерализации керамических пегматитов, графитом (на угольных месторождениях) и многочисленными проявлениями агатов в базальтах.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Барит. Повышенные содержания бария в донных отложениях бассейна р. Дептурама (IV-6-8) приурочены к полям развития черносланцевых отложений устьясинской свиты [28].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты в виде многочисленных конкреций размером до 10 см описаны в 1975 г. В. Я. Кабаньковым и др. в отложениях верхнехутудинской толщи нижнего кембрия на р. Хутудабигай, в 11 км выше устье р. Тамараг и на р. Грустная [109].

Конкреции встречены в ходе работ ГДП-1000/3 на р. Убойная в карбонатных отложениях эвенкской свиты (С₃-Р_{1ев}) (IV-3-16) и на о. Большой (острова Арктического Института) (I-2-7) в терригенных отложениях мела. Содержание Р₂О₅ составляет 4,29 и 8,28 % соответственно.

Отложения верхнего мела характеризуются фосфоритоносностью практически по всей области их распространения, однако сколько-нибудь значительных скоплений фосфорита на площади листов пока не обнаружено и перспективы территории не ясны. Так, на Гыданском полуострове в основании насоновской свиты (K_2ns) залегает фосфоритовый горизонт (до 70 % желваков фосфоритов) [23].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Керамические пегматиты с микроклином (до 10 %), плагиоклазом и гнездами мусковита установлены на р. Медвежья (II-6-7). Отмеченные участки распространения слюдоносных пегматитов изучены слабо [23].

В ходе работ по ГДП-1000/3 пегматиты установлены в бух. Чугунок. Представлены жилами 0,5–15 м и шширами 0,3–0,4 м.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пункт минерализации **асбеста** (V-2-6) установлен на р. Ефремова, в 9 км от устья. Асбестовая жила мощностью 5–8 см и протяженностью до 4 м приурочена к контакту известняков домбинской свиты верхнего девона и мало-мощной дайки долеритов быррангского комплекса. Хризотил-асбест белого цвета ($Ng - 1,529$) расщепляется на тонкие нити длиной до 40 мм [33].

Графит и термоантрацит. Графитсодержащие гнейсы и кристаллосланцы широко распространены в пределах Харитоновского гранитогнейсового массива (Хутудинско-Большевицкая минерагеническая зона). По одним оценкам, практической значимости не представляют [111], по другим предварительным оценкам, в бассейне р. Ленивая можно ожидать выявление крупных объектов графита [124].

Скрытокристаллический графит и термоантрацит тесно связаны между собой взаимопереходами и локализируются в широкой полосе в пределах Западно-Таймырского угольного района в отложениях перми. Они образованы в результате воздействия интрузий (даек и силлов) долеритов мезозоя на углистые пласты. Для термоантрацита характерны незначительная зольность (3–8 %), низкое содержание серы (0,02–0,5 %) и концентрация углерода (90–97 %). Проявления графита и термоантрацита установлены на угольных проявлениях – Лемберовское (IV-2-10), Матвеевское (V-2-13) и восточнее (реки Хутодань, Чедырымота, Лынта) и (IV-6-7, 18, 25). На проявлении Лемберовское на первом участке пласт графита мощностью 7–8 м залегает в непосредственной близости от мощного силла долеритов. Лабораторными исследованиями установлена возможность использования графита для производства тиглей и карбюраторов [23, 90].

Крупнообломочные развалы скрытокристаллических графитов отмечены в поле пермских угленосных отложений на водоразделе рек Подгорного и Быррангабигай (IV-6-36), левобережье р. Бинюда (IV-6-3) [27].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На водоразделе рек Сырадасай и Верхняя Тамы (V-3-26,29,30–33) и у р. Дюндака (V-3-24) установлены семь проявлений **агата**. Агатовая минерализация приурочена к шаровым лавам и миндалекаменным разностям базальтов лабакской и верхнетамской свит нижнего триаса. Суммарная мощность продуктивного горизонта – около 100 м. Большинство выявленных проявлений представляют собой элювиально-делювиальные россыпи агатовых жеод и миндалин, формирующихся в непосредственной близости от коренных источников. Площадь россыпей – от 30×100 до 50×500 м. На каждые 10 м² площади приходится в среднем 2–3 агатовые миндалины. Продуктивность россыпей на глубину не изучалась.

Наиболее детально изучены и опробованы проявления (V-3-29). Здесь преобладают миндалины, сложенные агатом. Более редко встречаются агатовые жеоды с центрами, выполненными полупрозрачным горным хрусталем, иногда с фиолетовым оттенком (аметистовым кварцем). Изредка отмечаются мелкокристаллические щетки аметистового кварца, развивающиеся по трещинам в базальтах.

Декоративно-художественная характеристика агата проведена в Геммологической партии ЦГРЭ «Центркварцсамоцветы» в 1987 г. Агат хорошо выдерживает распиловку и дальнейшую механическую обработку в пластинах толщиной 20 мм. Большинство образцов принимают прекрасную полировку, близкую к зеркальной. Основным дефектом, снижающим качество агата, является наличие тонких трещин. Таймырский агат, хотя и не обладает резким и броским рисунком, в целом декоративен. Отдельные образцы агата по декоративно-качественным характеристикам и размерам бездефектных областей соответствуют ОСТу 41,117-76, что позволяет использовать их в камнерезной промышленности для изготовления мелких ювелирно-галантерейных изделий. Образцы типа «глазчатый агат», после распиловки и шлифовки, могут с успехом использоваться в качестве коллекционного материала (например, как миниатюрные» или «малые кабинетные» образцы) [34].

В ходе работ ГДП-1000/3 наблюдалось широкое распространение щебня и гальки **сердолика на** пляжах Карского моря. Сердолик красновато-желтовато-бурого цвета, иногда с зональной структурой. Размер – 1–3 см, реже до 5–6 см. Максимальные концентрации (до 10–15 %) и наибольшие размеры встречены на северо-западных берегах о-вов Арктического Института на пляже и на поверхности береговых уступов высотой 5–6 м. Возможно, сердолики связаны с отложениями K₂-P. Южная граница распространения – северные берега островов Каменные, п-ов Минина.

Минералы-спутники алмазов. На правом берегу р. Чулюю (IV-6-23) в шлихах диагностирован пироп. Также стоит упомянуть о находках в шлихах муассanita на р. Малая Сюда (IV-6-47,48) [27]. Описание минералов отсутствует, а к находкам муассanita следует относиться с осторожностью, учитывая возможность загрязнения искусственным карборундом и полигенностью его происхождения.

При производстве ГДП-1000/3 на акватории в шлихах поверхностных донных осадков диагностированы единичные зерна хромдиоксида, образующие ореол (I-1-1) в северо-западной части территории листа, западнее островов Арктического Института и островов Известий ЦИК. На карте показаны и единичные разобщенные находки (I-5-3; II-2-3; II-3-7; II-4-8; III-1-3; III-2-3; VI-1-1).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На площади листа имеются большие ресурсы разнообразных строительных материалов, однако из-за слабой экономической освоенности территории специальные исследования по ним не проводились.

Магматические породы

На площади листа в качестве естественных строительных материалов могут быть использованы долериты быррангского и тарисеймитаринского комплексов и кварцевые сиениты Убойнинского массива Левоубойнинского комплекса. В целом долериты широко распространены в виде силлов и даек, выдержанных по простирацию, мощность которых составляет от первых метров до 50 м. Ресурсы их неограничены.

Кварцевые сиениты и монзониты Убойнинского массива (V-3-1) обнажаются на площади около 30 км². Породы средне-крупнокристаллические с ясно выраженной порфировой структурой. Высокая механическая прочность, хорошие декоративные свойства позволяют использовать породы в качестве естественного строительного материала и облицовочного камня. Ресурсы, подсчитанные до глубины 100 м, составляют по категории P₃ – 2600 млн м³ [34].

Месторождение долеритов, расположенное на о. Диксон (IV-2-6) эксплуатировалось местными строительными организациями до 1965 г. [32].

Долериты непромышленных месторождений на мысе Палец (V-2-5) и на р. Базовая (V-3-3) по результатам лабораторного исследования трех проб последнего месторождения пригодны в качестве бутового камня в промышленном и гражданском строительстве (ТУ-21-73-87) и как сырье для каменного литья. Щебень долеритов можно использовать в дорожном строительстве и как заполнитель в обычные бетоны (ГОСТ 8267-82) [33, 34].

Карбонатные породы

Известняки и доломиты занимают обширные площади в центральной части территории, сложенной толщами палеозоя. Известняки и доломиты нижнего и среднего палеозоя могут быть использованы в качестве бутового камня. Среди средне- и верхнекаменноугольных отложений встречаются горизонты «чистых» известняков, пригодных для обжига на известь. Ресурсы таких известняков практически неограниченны [23].

Месторождение известняков в каньоне р. Убойная (IV-3-10) находится в 7 км от устья. Пласт известняков мощностью 30 м прослеживается на 80 м. Известняки могут использоваться (по результатам исследования двух проб):

как заполнители в обычные бетоны (ГОСТ 8267-82) для дорожных покрытий и балласта при железнодорожном строительстве (ГОСТ 7392-85), в качестве бутового камня (ТУ-21-73-87), для производства строительной извести (ОСТ 21-27-76). Месторождения аналогичных известняков известны на р. Новоморжово (IV-3-14), р. Зелеево (IV-3-15) [30].

На берегу бух. Ефремова на протяжении 150 м обнажается пачка верхнедевонских известняков домбинской свиты (V-2-3). Мощность их – около 10 м. Известняки доломитизированные, глинистые, по предварительным данным, пригодные для обжига на известь и для изготовления магнезиальных цементов. Другой выход аналогичных пород известен на левом берегу р. Максимовка (V-2-4). Здесь в обрыве высотой 12–15 м вскрывается пачка аналогичных известняков [33].

Глинистые породы

Глины широко распространены среди верхнечетвертичных отложений в южной части листа.

Глины керамические. Верхнечетвертичные лагунные морские глины на правом берегу р. Ньюадябору (V-4-1) прослежены на протяжении 1,5 км, мощность – их от 10 до 25 м. Глины пластичные, пригодные для производства грубой керамики. Прогнозные ресурсы категории P_3 – 10 млн т.

Глины керамзитовые. В левом борту р. Быстрая (V-4-27) на площади 36 км² распространены лагунные морские глины со средней мощностью 15 м. Глина монтмориллонитовая с примесью каолинита, гидрослюды. Можно использовать как сырье для керамзита, а также для изготовления черепицы, кирпича и в буровых растворах. Прогнозные ресурсы категории P_3 – 270 млн т.

Месторождение Лабакское (V-4-23) представлено озерными лагунными ленточнослоистыми глинами и суглинками. Площадь продуктивной части – 30 км², средняя мощность – до 10 м. Состав глин существенно монтмориллонитовый, в качестве примесей отмечаются каолинит и гидрослюды. В естественном виде и с добавкой 0,5 % концентрата нефти по лабораторным испытаниям отвечает требованиям на сырье для керамзита. Возможно применение для изготовления черепицы, а также использование в буровых растворах. Прогнозные ресурсы категории P_3 – 150 млн т.

Выходы глин известны и на р. Пясины (V-6-1).

На левом притоке р. Лабака (V-4-25) выходы морских лагунных глин на площади 14 км² при средней мощности 10 м. Глины умеренно пластичные монтмориллонитовые, в качестве примесей присутствует каолинит. Можно использовать для производства керамзита, грубой керамики. Прогнозные ресурсы категории P_3 – 70 млн т [29].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гранат. Следует отметить достаточно широкое распространение в северо-восточной части площади (п-ов Михайлова, Берег Харитона Лаптева, о. Рингнес, о. Бардропер, р. Ленивая) природного обогащенного шлиха – гранатовых песков мощностью от 1–2 до 20–25 см на пляже, в прибойной зоне и аллювии. Выход тяжелой фракции достигает 90 %, состоит из альмандина 65 %, ильменита 18 %, ставролита 15 %, сфена 2 %. Размеры обломков кристаллов граната – не более 1,5–2 мм. По единичным пробам, в гранатовых песках установлено повышенное содержание германия до 20 г/т, скандия 55 г/т, иттрия 130 г/т. Также установлена распространенность гранатосодержащих сланцев и амфиболитов среди верхневендских пород на п-ове Северный, о. Бардропер. Выделения граната достигают размеров 1–2, максимум 3 см.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

На изученной территории согласно металлогеническому и тектоническому районированию России самыми крупными минерагеническими таксонами являются Таймыро-Североземельская и Западно-Сибирская минерагенические провинции (МП). Более дробное районирование проведено в соответствии с Легендой Таймырско-Североземельской серий листов ГК-1000/3 и по материалам ГДП-200.

Процесс формирования полезных ископаемых происходит на протяжении всей геологической истории развития региона, часто имеет полигенную и полихронную природу. Геологические образования, имеющие рудоконтролирующее значение, приведены в таблице металлотектов (прил. 2).

Выделяется несколько крупных минерагенических эпох и продуктивных этапов: рифейско-вендский, поздневендско-раннепалеозойский, среднепалеозойско-триасовый, юрско-кайнозойский. С первым этапом связано формирование керамических и редкометалльных пегматитов, золото-(сульфидно)-кварцевой формации. Поздневендско-раннепалеозойские существенно терригенные углеродсодержащие комплексы характеризуются повышенной металлоносностью, что выражается обогащением отложений золотом, мышьяком, ванадием, молибденом, полиметаллами. Среднепалеозойско-триасовый характеризуется наибольшим разнообразием видов полезных ископаемых и формационных типов. В это время происходит формирование мощных угленосных отложений Таймырского угленосного бассейна. На севере Таймыра происходит тектоно-магматическая перестройка, сопровождающаяся интенсивной гранитизацией. Основное распространение приобретают золоторудные образования (часто в ассоциации с медью и полиметаллами), а в отдельных зонах гранитоидного магматизма отмечена редкометалльная и молибден-медно-порфировая минерализация. На юге Таймырской складчатой области гранитизация слабо проявлена (единичные, небольшие по площади интрузии), больше выражены рифтогенные процессы, сопровождающиеся формированием многочисленных даек, силлов и покровов основного состава. Здесь выявлены проявления сурьмяно-ртутно-мышьякового оруденения, ряд которых включает золото, полиметаллической и медно-никелевой сульфидной

формаций (в т. ч. и платиноносной). Последний этап рудогенеза характеризуется формированием основных нефтегазоматеринских толщ и коллекторов, создаются благоприятные условия для формирования фосфоритов, бурых углей. На заключительных стадиях происходило образование кор выветривания, неясно проявленных процессов россыпеобразования в континентальных и прибрежно-морских комплексах и продолжает происходить формирование железо-марганцевых конкреций в донных отложениях Карского моря.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ

Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция

В пределах листа провинция охватывает большую часть п-ова Таймыр, северную часть Карского моря, включая острова Известий ЦИК, прослеживаясь на сопредельные листы на севере и востоке. С западной и южной сторон граничит с Западно-Сибирской МП. Таймыро-Североземельская провинция подразделяется на три минерагенические зоны (МЗ): Хутудинско-Большевицкую, Центрально-Таймырскую, Диксоновско-Северобыррангскую. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых для площади листов S-44, 45 приводятся по состоянию на 2015 г. (прил. 3–5).

Хутудинско-Большевицкая молибденово-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, Mo/Rf-С; С-Р;Т) занимает самую северную часть провинции, ее южная граница проведена по Диабазовому разлому-надвигу. Объединяет самые древние на территории выходы докембрийских и нижнепалеозойских структурно-вещественных комплексов Северотаймырско-Североземельской складчатой системы.

В зависимости от интенсивности проявления процессов гранитоидного магматизма и метаморфизма в пределах МЗ выделены две минерагенические подзоны (МПз): Харитоновско-Кропоткинская бериллиево-мусковитово-молибден-золоторуднороссыпная и Ленивенско-Мининская золоторудная. Граница подзон проведена по Главному Таймырскому разлому.

Харитоновско-Кропоткинская МПз охватывает область наиболее метаморфизованных пород *тревожнинского* метаморфического комплекса, ленивенско-толлевского комплекса гранитов рудогенерирующих и рудовмещающих для керамических и берилл-редкометалльных пегматитов. Метаморфизованные вулканыты (туфы, лавы) приметинской толщи, терригенные породы ленивенской серии вмещают золото и медно-кварц-сульфидную минерализацию.

Ленивенско-Мининская МПз включает флишоидный комплекс пород ленивенской серии и мининской толщи, карбонатные толщи грустнинской свиты, образование которых в сочетании с наложением зеленосланцевого метаморфизма, масштабных процессов гранитизации определили формирование золото- и меднорудных формаций. С гранодиоритами мининского комплекса генетически связаны проявления золото-(сульфидно)-кварцевой формации. Проявления локализуются на некотором удалении от интрузивных массивов, контролируются разломами северо-восточного простирания, со-

проводятся околорудными метасоматитами. Район их распространения выделен в **Конечнинский золоторудный узел** (1.0.1 Au) потенциальной площадью 340 км² и утвержденными в Роснедра ресурсами (Р₃) рудного золота в 100 т. Золоторудные проявления сопровождаются шлиховым ореолом.

Мининско-Ленинградский золоторудно-россыпной район потенциальный (0.2 Au/V,C-P,T,Q) расположен большей частью в Хутудинско-Большевикской МЗ и немного захватывает Центрально-Таймырскую МЗ, поэтому выделен «вне зон». Район объединяет шлиховые ореолы золота на п-ове Михайлова, в бухтах Михайлова–Конечная, рек Хутудабигай, Северная, на островах Маркгам и Соревнований.

Центрально-Таймырская медно-золоторудная минерогеническая зона (2 Au,Cu/RF-V; C-P;T), границами которой являются региональные протяженные разломы-надвиги: Диабазовый на севере и Пясино-Фаддеевский на юге. Образования рифейско-вендского возраста на площади листа не выходят на поверхность. Терригенно-карбонатные толщи силура–карбона являются рудовмещающей средой для золотого, мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения золото-сульфидной формации на территории соседнего листа S-46. Основные перспективы МЗ связаны с моржовским комплексом монцитграносиенитовым, рудогенерирующим и рудовмещающим для молибденмеднопорфирового, вольфрам-молибденитового скарнового оруденений.

Диксоновско-Северобыррангская сурьмяно-ртутно-золоторудная минерогеническая зона (3 Au,Hg,Sb/O;T) ограничена Пясино-Фаддеевским разломом – надвигом на севере, южная граница проведена по границе распространения меловых отложений.

В строении принимают участие осадочные и вулканогенные формации, дислоцированные в складки и осложненные многочисленными разрывными нарушениями. Выделяются формации карбонатно-сланцевая (ордовикско-силурийские отложения), карбонатная рифогенная (силурийские отложения), карбонатно-галогенная (девонские отложения), известняковая рифовая (нижний–средний карбон), алевроито-песчаная (средний карбон–нижняя пермь), паралическая угленосная (пермь). Встречаются небольшие интрузии и дайки левоубойнинского и устьпясинского комплексов среднего триаса, многочисленные дайки умереннощелочного состава позднепермского возраста, дайки основного состава и ультраосновное тело Бинюдинского комплекса ранне-триасового возраста.

Основным полезным ископаемым региона является каменный уголь. **Западно-Таймырский каменноугольный район** (3.1 УК/Р) занимает площадь 7810 км². Границы района обоснованы значительным объемом поисковых и исследовательских работ. Угли района преимущественно средне- и малозольные, низкосернистые, мало- и среднефосфористые, по своим классификационным параметрам занимают промежуточное положение между углями Кузбасса и Тунгусского бассейна [38]. Запасы двух месторождений (Слободское и Крестьянское) стоят на балансе. Остальные проявления могут быть доразведаны с достаточной небольшими затратами. Наиболее перспективное – Сырадасайское проявление, содержит коксующиеся и энергетические угли. При возникновении потребности в эксплуатации нетиповыми горными предприятиями могут быть вовлечены Слободское, Пясинское и другие удобные

в транспортном отношении месторождения и проявления. Суммарные ресурсы района оценены в 60 083 млн т (прил. 3).

В южной части МЗ известны два проявления, три пункта минерализации, представленные сурьмяно-ртутно-мышьяковой ассоциацией минералов, в которых, как правило, в небольших количествах фиксируется присутствие золота. Оруденение сопровождается геохимическими аномалиями, шлиховыми ореолами и потоками киновари, реальгара, аурипигмента и золота, обычно мелкого.

На пологом месторождении на р. Извилистая (лист S-46) при проведении ГСР масштаба 1 : 200 000 с применением геохимических и буровых работ выявлены золоторудные тела мощностью от 1 до 17,5 м с концентрацией золота до 30–40 г/т. Формационным аналогом рудопроявлений рудного узла Извилистое является месторождение типа «карлин» – Белл (США) [35].

Убойнинский молибден-меднорудный узел потенциальный (3.0.1 Cu,Mo/T) площадью 500 км² на р. Убойная включает выходы интрузий левоубойнинского и устьпясинского комплексов. По сравнению с кларковыми, Убойнинская интрузия обогащена медью, молибденом, бором, вольфрамом, серебром и золотом. Рудная специализация интрузии медно-порфировая. В геофизических полях рудный узел выражен областью высокоградиентного знакопеременного магнитного поля, локальной отрицательной гравиметрической аномалией; интрузии моржовско-убойнинского комплекса выделяются аэрогамма-спектрометрическими аномалиями K, U, Th. Рудный узел отчетливо проявлен в геохимических полях. В пределах Убойнинского рудного узла выявлено два проявления медно-порфирового оруденения: Убойное 1 и Убойное 2. Прогнозные ресурсы (P₃) составляют: меди – 500 тыс. т, молибдена 20 тыс. т, золото 20 т [30, 34].

Бинюдинский платино-кобальт-никелеворудный район потенциальный (3.2 Ni,Co,МПГ/T) площадью 1300 км² выделен в среднем течении р. Бинюда у восточной рамки листа [27]. Важнейшей особенностью ультрабазит-базитового магматизма района является наличие платиноносной высокомагнезиальной раннетриасовой интрузии бинюдинского комплекса, содержащей сульфиды меди, никеля, МПГ.

Район охватывает комплексное рудопроявление Чулыо, отчетливо проявлен в геохимических полях, литохимические аномалии меди и никеля в оливиновых долеритах. Повышенные содержания Ni и Cr отмечаются в донных осадках рек Хутодань, Чулыо, Лынта, Сорогабигай. На территории известны слабые локальные ореолы мышьяка, что, учитывая наличие арсенидов в рудах Бинюдинской интрузии, может служить дополнительным поисковым признаком при выявлении рудоносных участков.

В геофизических полях рудный район выражен областью высокоградиентного знакопеременного магнитного поля, локальной гравиметрической аномалией и повышенным тепловым полем. Бинюдинская интрузия в магнитном поле выражается линейной аномалией интенсивностью до 1740 нТл, ограниченной высокоградиентными зонами.

По составу и возрасту слагающих формаций, а также геоструктурной позиции рудный район имеет черты сходства с рифтогенной зоной Шонгда

(Вьетнам), где известны месторождения медно-никелевых руд в триасовых коматиитах.

Прогнозные ресурсы (P₃) составляют меди 500 тыс. т, никеля 1500 тыс. т, МПГ 350 т [120].

Усть-Енисейская буроугольная минерагеническая область (4 УБ/Ј-К) на территории листа представлена северо-западной частью Енисей-Хатангского прогиба, сопрягающегося на западе с образованиями Западно-Сибирской платформы. Енисей-Хатангский прогиб является внутриконтинентальной структурой, наложенной на севере на ранние киммериды Таймыра, а на юге на Сибирскую платформу. Усредненная граница начала формирования собственно койлогенного (бассейнового) комплекса определяется на уровне позднего триаса. В прибортовых частях прогиба в составе койлогенного разреза выделяются глинисто-песчаный юрско-нижнемеловой (1–2 км) и угленосный нижнемеловой (до 700 м) комплексы. Буроугольные образования последнего слабо изучены, в основном распространены в узкой полосе северной прибортовой части. Прогнозная оценка не производилась.

Глинисто-песчаные отложения верхнего мела характеризуются фосфоритонасностью практически по всей области их распространения, однако сколько-нибудь значительных скоплений фосфорита на площади листов пока не обнаружено и перспективы территории в данном отношении не ясны.

Восточнокарский железомарганцеворудный (ЖМК) район потенциальный (0.1 Mn, Fe/Q) охватывает ореолы находок железомарганцевых конкреций, выявленных в ходе ГДП-1000/3. Район подробно описан в гл. «Полезные ископаемые». Подсчитан минерагенический потенциал ЖМК (паспорт ПО № 2661004, не рекомендован для постановки на учет при апробации на НРС в ФГБУ «ВСЕГЕИ»), которые составляют 8 млн т конкреций, содержащих Mn – 1,5 млн т и Мо – 2 тыс. т.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА

Перспективность описываемой территории на нефть и газ обосновывается расположением ее значительной части в пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, наличием непромышленных нефте- и газопроявлений, благоприятными геолого-геофизическими данными по результатам сейсмических, комплексных геолого-геофизических исследований, присутствием повышенных содержаний битумов и высоких гомологов метана в донных отложениях Карского моря и Енисейского залива.

Схема прогноза на нефть и газ составлена по материалам обобщающих работ ОАО «Севморнефтегеофизика» [101], ОАО «Севморгео» [102], ВСЕГЕИ [131], результатам комплексных геолого-геофизических работ, проведенных АО «Южморгеология» в Енисейском заливе [112] и ОАО «Таймыргеофизика» на правом берегу р. Енисей [100]. На территории листа пробурена одна параметрическая скважина на о. Свердруп. В пообъектном плане геологоразведочных работ до 2020 г. Роснедр планируется бурение двух параметрических скважин – Тетояхская (в 2016 г.) и Таймырская-118 (в 2017 г.).

Нефтегазогеологическое районирование и оценка прогнозных ресурсов углеводородов

Основой нефтегазогеологического районирования является Карта нефтегазоносности РФ и сопредельных стран СНГ масштаба 1:5 000 000 (ВНИГНИ, 2012 г.).

Большая часть территории листа относится к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в пределах которой выделены Енисей-Хатангская и Гыданская нефтегазоносные области (НГО), а также Свердрупская перспективная нефтегазоносная область (ПНГО). Северная часть площади листа относится к Самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (ПНГО) Северо-Сибирского порога. В пределах Западного Таймыра выделена Самостоятельная Южно-Таймырская ПНГО.

Оценка начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов территории листа приведена в табл. 23.

Таблица 23

Начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов перспективных областей территории листов S-44, 45

Нефтегазогеологические подразделения	Расчетная площадь ПНГР, км ²	Удельная плотность УВ, тыс. т/км ²	Начальные суммарные геологические ресурсы УВ, млн т
Самостоятельная ПНГО Северо-Сибирского порога	6897,2	<3	13,8
	593,2	3–5	2,4
	1019,96	5–10	7,6
Итого			23,8
Самостоятельная Южно-Таймырская ПНГО	19817,8	<3	39,6
	9059,2	30–50	362,4
Итого			402,0
Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция			
Свердрупская ПНГО	4724,5	<3	9,4
	25382,8	10–30	507,7
	7302,0	50–100	547,7
Итого			1064,8
Гыданская НГО	2791,853	150	418,8
Енисей-Хатангская НГО	15716,8	10–30	314,3
	6438,1	30–50	257,5
	8024,0	50–100	601,8
	1254,8	100–200	188,2
Итого			1361,9
Всего на территории листа ресурсов УВ категории Д			3271,3

Самостоятельная ПНГО Северо-Сибирского порога (5 Н,Гз/РЗ,МЗ).

В тектоническом отношении ПНГО соответствует одноименной пограничной структуре, располагающейся на стыке Западно-Сибирской плиты, Таймырско-Североземельской складчатой области и Карской плиты (на севере за пределами листа). Граница ПНГО проведена в соответствии с «Картой нефтегазоносности...» масштаба 1 : 5 000 000, хотя в настоящей работе площадь Северо-Сибирского порога ограничена крайним северо-западным углом. В пределах ПНГО развиты незначительные по мощности пермотриасовые и юрские отложения мощностью до 1250 м, зафиксированные по данным СМНГ в седловине Сейсмическая (на севере) и в Северо-Михайловской впадине (на северо-востоке). В пределах Северо-Михайловской впадины выделены две структурные ловушки, связанные с юрскими и пермотриасовыми НГК. Фрагменты ловушек располагаются на описываемой площади.

Перспективы ПНГО на «Карте нефтегазоносности» масштаба 1 : 5 000 000 относились к низшей категории, что соответствует плотности прогнозных ресурсов менее 3 тыс. т у.т. на 1 км². Перспективы в пределах седловины Сейсмическая в связи с присутствием юрского и пермотриасового НГК повышены до 3–5 тыс. т у.т. на 1 км², а в пределах Михайловской впадины – до 5–10 тыс. т у.т. на 1 км² благодаря наличию структурных ловушек.

В донных отложениях северо-восточной части ПНГО установлены (ГДП-1000/3) повышенные содержания хлороформенного битумоида А 0,02–0,05 %, которые показаны на схеме прогноза на нефть и газ. В кембрийских отложениях о. Тройной (I-3-1 на карте ПИ) зафиксированы повышенные содержания ХБА и СПБ.

Самостоятельная Южно-Таймырская ПНГО (6 Н,Гз/РЗ). ПНГО выделена по результатам комплексных геолого-геофизических работ, проведенных на правом берегу р. Енисей в пределах Диксоновско-Северобыррангской складчатой зоны Таймырской складчатой системы на сочленении с Енисей-Хатангским региональным прогибом [100]. Северная граница области практически совпадает с Пясино-Фадеевским разломом. Южную границу авторы предлагают провести по Южно-Таймырскому глубинному разлому, но авторы листа S-44, 45 провели южную границу Южно-Таймырской перспективной области по традиционной северной границе Енисей-Хатангской нефтегазоносной области. Положение восточной границы не ясно.

Перспективность области определяется наличием прямых признаков нефтегазоносности – проявлений нефти, битумов и газа в бассейне р. Сырадасай. Сделан вывод, что битумоиды мигрировали во вмещающие отложения в посттриасовое время и масштабы перемещения органического вещества были значительны. По результатам исследований выделены нефтегазоматеринские отложения силурийского, девонского и каменноугольного возраста. Степень катагенетической преобразованности органического вещества и глубина погружения толщ свидетельствует, что они прошли главную фазу нефтегазогенерации. Отложения с хорошими коллекторскими свойствами имеются в отложениях силура, девона и перми. Выделены три субширотные зоны, осложненные крупными поднятиями по палеозойским отложениям, в которых могут образовывать ловушки УВ:

– Ефремовский участок, перспективная площадь 3175 км², прогнозные ресурсы: 95–160 млн т УУВ, плотность прогнозных ресурсов 30–50 тыс. т у.т. на 1 км²;

– Сырадасайский участок, перспективная площадь 3325 км², прогнозные ресурсы – 100–165 млн т УУВ, плотность прогнозных ресурсов 30–50 тыс. т у.т. на 1 км²;

– Чулыосский участок, перспективная площадь 2735 км², прогнозные ресурсы при средней плотности 31–50 тыс. т/км² составят 85–135 млн т УУВ. По районированию участок попадает в Енисей-Хатангскую нефтегазоносную область.

Суммарные ресурсы в пределах выделенных участков – 280–460 млн т УУВ. Снижают перспективность участков широко проявленные дизъюнктивные нарушения и магматизм, особенно на Ефремовской площади.

По данным ВНИГРИ (2013 г.) проектируются две параметрические скважины: Таймырская-118, расположенная на 20 км южнее Сырадасайского участка и Тетояхская, расположенная на 10 км южнее Чулыосского участка.

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция

Свердрупская ПНГО

Свердрупская ПНГО (7 Н,Гз/PZ,MZ) занимает западную часть листа и соответствует северо-восточной части Южно-Карской синеклизы. Область выделена в значительной степени условно в связи с исключительно низкой сейсмической изученностью. В пределах ПНГО, по данным сейсморазведки, широко развиты дизъюнктивные нарушения. Характерно уменьшение мощности осадочного чехла с запада на восток (глубина залегания меняется от 3 до 1 км). По данным СМНГ, в северо-восточной части синеклизы выделяется впадина Утешения с крупными структурными ловушками, в которых развиты юрские и пермотриасовые НГК (в центральной части) и юрские НГК (по периферии впадины).

Южная часть ПНГО, включая о. Свердрупа, относится к мегавалу Вилькицкого, где ловушки не обнаружены. Параметрическая скважина глубиной 2336 м пробурена на о. Свердрупа. Здесь мощность осадочных отложений (пермь–верхний мел) составляет 1620 м. По результатам изучения отложений сделаны выводы об опесчанивании юрского разреза в восточном направлении, ухудшении свойств покрышек для коллекторов ранне- и позднемелового возраста, а также об уменьшении перспектив нефтегазоносности [102, 119].

При проведении ГДП-1000/3 в донных отложениях установлены точечные аномалии с повышенными содержаниями битумоида А (0,02 %) на ст. 49 и высокими содержаниями метана и тяжелых углеводородов на ст. 48. По периферии впадины Утешения оконтурены ореолы повышенных содержаний битумов в донных отложениях. Повышенные содержания ХБА установлены в верхнемеловых песках о. Большой (П-3-1, КПИ)

Перспективы ПНГО на Карте нефтегазоносности масштаба 1:5 000 000 относились к III категории, что соответствует плотности прогнозных ресурсов 30–50 тыс. т у.т. на 1 км². На смежном листе S-43 по границе с нашей площадью плотность ресурсов составляет 50–100 тыс. т у.т. на 1 км². С уче-

том имеющихся данных нами в центральной части впадины Утешения предполагается плотность ресурсов 50–100 тыс. т у.т. на 1 км²,^a по периферии – 10–30 тыс. т у.т. на 1 км².

По данным СМНГ, перспективы нефтегазоносности ПНГО в пределах нашей площади ограничены площадью ее периферической части, а именно впадиной Утешения, где, по данным «Севморнефтегеофизика», можно прогнозировать перспективный нефтегазоносный район. Указанная площадь составляет около 25 % от площади всей впадины и, соответственно, ресурсы составят также 25 % от подсчитанных (Севморнефтегеофизика), то есть около 55 млн т. у.т.

Гыданская НГО

В площадь листа входит небольшая часть Гыданской НГО (8 Н,Гз/PZ,MZ) в самой юго-западной части территории, полностью совпадая с ***Северо-Гыданским нефтегазоносным районом*** (8.1 Н,Гз). В тектоническом отношении соответствует западной части Притаймырского прогиба Усть-Енисейского регионального прогиба. Мощность осадочного чехла составляет 1–2 км. Бурением одиночных скважин на юге, за пределами листа, установлено значительное опесчанивание турон-сантонского и нижнеальбского региональных флюидоупоров. Вместе с тем увеличиваются количество и общая мощность песчаников поздневаланжин-готеривской части разреза, с которыми, предположительно, и связывают основную продуктивность. В пределах территории листа перспективные объекты не выявлены.

Енисей-Хатангская НГО

Енисей-Хатангская НГО (9 Н,Гз/PZ,MZ) занимает практически всю южную часть листа, в тектоническом отношении отвечает Притаймырскому прогибу Усть-Енисейского регионального прогиба. Геолого-геофизическая изученность низка и неравномерна как по площади, так и по разрезу. Описание Енисей-Хатангской нефтегазоносной области дается по результатам работ ОАО «Таймыргеофизика» [100] и обобщающей работе коллектива авторов ФГБУ «ВСЕГЕИ» [131].

Нефтегазоносная область Енисей-Хатангского регионального прогиба в целом характеризуется преобладающим распространением газовых месторождений над нефтяными. Вмещающими для них являются отложения юры и мела, наибольшее число преимущественно газоконденсатных залежей сосредоточено в неокомских отложениях. Прямых сведений о нефтегазоносности более древних отложений в пределах прогиба нет, так как они не изучены бурением. Однако по прогнозным оценкам возможна нефтегазоносность верхнепалеозойско-нижнетриасового комплекса.

Всего на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих к нему районов Западно-Сибирской геосинеклизы в юрско-меловых отложениях было выделено семь основных нефтегазоносных комплексов (НГК) – геттанг-байосский, батский, оксфордский, нижне- и верхнеокомский, аптский и альб-сеноманский. Названия НГК даны в соответствии с возрастом их проницаемых комплексов. Промышленная нефтегазоносность доказана в батском, оксфордском и нижнеокомском НГК.

В пределах НГО в соответствии с тектоническим районированием выделяются два района: **Усть-Енисейский НГР** (9.1 Н,Гз) и **Пясинский НГР** (9.2 Н,Гз).

Усть-Енисейский НГР расположен в северной части Притаймырского прогиба и соответствует Южнотаймырской моноклинали. Мощность осадочного чехла не превышает 3 км. На месторождениях, расположенных южнее, на листе R-45, по всему разрезу выявлены только чисто газовые залежи (Нижнехетское). Пористость коллекторов снижается от 26–31 % в сеноманских отложениях до 13–20 % в низах сеномана. Согласно прогнозу, на большей части НГР в резервуарах ниже- и среднеюрского комплексов возможно формирование смешанных газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей; в наиболее глубоких впадинах – газовых и газоконденсатных скоплений. Плотность ресурсов предполагается от 10 до 100 тыс. т у.т. на 1 км².

Пясинский НГР расположен в юго-восточной части Притаймырского прогиба и в тектоническом плане соответствует Центрально-Таймырскому прогибу. Характеризуется наименьшей изученностью. Мощность осадочного чехла увеличивается до 7 км.

На территории выделены Хабейско-Гарейская зона нефтегазонакопления, Центрально-Таймырская зона возможного нефтегазонакопления, перспективные объекты в прогнозных локальных ловушках, выявленных по результатам интерпретации гравимагнитных материалов и выявленных и намеченных локальных ловушек из резервного фонда, подсчитаны прогнозные локализованные ресурсы (D₁) [131].

Центрально-Таймырская зона возможного нефтегазонакопления (ВЗНГ) выделена в пределах Пясинского НГР, на площади листа попадает только своей самой северной оконечностью. Основными перспективными резервуарами являются: малохетско-верхнесуходудинский, яковлевский и дерябинский резервуары, с которыми могут быть связаны газоконденсатные и нефтяные залежи.

Верхнеюрские отложения в Центрально-Таймырской ВЗНГ (гольчихинская свита) представлены глинистыми шельфовыми фациями однородного состава. Прогнозируются наибольшие мощности юрского НГМК (до 3500–4000 м) и наиболее полные его разрезы. Мощность нижнеюрского комплекса прогнозируется не более чем 1000–1500 м. Возможно формирование смешанных газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей.

Локальная ловушка Сарихская прогнозируется в меловых отложениях с ресурсами 32,6 тыс. т УУВ, относится к Нераспределенному фонду недр. Плотность ресурсов предполагается от 100 до 200 тыс. т у.т. на 1 км².

Хабейско-Гарейская зона нефтегазонакопления находится на южной границе листа. Приурочена к полю распространения меловых отложений сокращенной (по сравнению с центральной частью НГО) мощности (до 1700 м). Севернее зоны НГН, в сторону Таймырской складчатой системы отложения комплекса находятся уже на глубинах менее 1000 м и мощность их невелика. Мощность мелового НГМК в пределах зон НГН не превышает 1500–1700 м. Разрез его (кроме нижнехетской свиты) представлен преимущественно алевро-песчаными отложениями. Практически во всем разрезе неокома здесь отсутствуют выдержанные глинистые горизонты – флюидоупоры. В меловом

НГМК данного района перспективным является нижнехетский резервуар. Там, где он залегает на глубинах более 1000 м. Остальные нефтегазовые резервуары мелового НГМК в рассматриваемых зонах НГН, ввиду отсутствия в их разрезе надежных флюидоупоров и залегания некоторых из них (насоновский, долганско-верхнеяковлевский, возможно, яковлевский) в криолитозоне, не представляют поискового интереса.

В пределах рассматриваемой зоны НГН (за пределами листа) открыто одно малое по запасам Хабейское газовое месторождение, где однопластовая литологически ограниченная залежь связана с нижнехетским резервуаром.

В резервуарах мелового НГМК могут находиться преимущественно газовые и газоконденсатные залежи, сформировавшиеся за счет латеральной миграции УВ из Центрально-Таймырского прогиба.

Особенностями типового разреза юрского НГМК является сокращенная мощность и отсутствие нижнеюрского комплекса. Среднеюрские же отложения, согласно материалам сейсморазведки, не имеют здесь сплошного распространения, заполняя ложбины, впадины и промоины в рельефе триасовой поверхности. Судя по материалам скважин, пробуренных на Хабейском месторождении, верхнеюрские отложения представлены здесь монотонной глинисто-алевролитовой толщей, условно отнесенной к гольчихинской свите. Эти отложения в пределах Хабейско-Гарейской зоны НГН имеют, вероятно, повсеместное распространение, и мощность их достигает в южных частях зоны 1000 м.

Мощность среднеюрских отложений в «западинах» триасовой поверхности прогнозировать трудно. В скважинах Хабейского месторождения она изменяется от 35 до 131 м.

Из резервуаров юрского НГМК здесь не повсеместно распространен малышевский продуктивный резервуар. В нем на Хабейском месторождении открыта газовая залежь эрозийного типа, балансовые запасы которой категории С₁ составляют 1100 млн м³.

В Хабейско-Гарейской зоне НГН в ниже-среднеюрских резервуарах прогнозируется распространение смешанных газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей.

Вся его территория относится к Нераспределенному фонду недр. Перспективные объекты и их характеристика показаны на схеме прогноза на нефть и газ.

Локальные поднятия прогнозируются в ниже-среднекембрийских, девонских, пермских и триасовых отложениях с невыясненными перспективами нефтегазоносности в пределах Енисей-Хатангской НГО (семь поднятий).

Были выполнены расчеты локализованных ресурсов категории D₁. Наиболее крупные ресурсы оценены на Верхнелыдикском и Нижнелыдикском поднятиях, составляя соответственно 14,5 и 16,2 млн т УУВ.

Прогнозные локальные структуры (ПЛС), выявленные по материалам интерпретации гравимагнитных материалов, как полагают, имеют высокую перспективность, т. к. все открытые залежи УВ и нефтегазопроявления в плане совпали с высокоамплитудными осложнениями, выделенными в кровле фундамента. На территории листа выделяется три перспективных ПЛС площадью от 175 до 225 км² и локализованными ресурсами до 32,6 млн т УУВ.

Центрально-Таймырская возможная зона нефтегазонакопления (ВЗНГ) попадает на юго-восточную часть территории листа своей самой северной оконечностью. Основными перспективными резервуарами являются малохетско-верхнесуходудинский, яковлевский и дерябинский резервуары, с которыми могут быть связаны газоконденсатные и нефтяные залежи.

Верхнеюрские отложения в Центрально-Таймырской ВЗНГ (гольчихинская свита) представлены глинистыми шельфовыми фациями однородного состава. Прогнозируются наибольшие мощности юрского НГМК (до 3500–4000 м) и наиболее полные его разрезы. Мощность нижнеюрского комплекса прогнозируется не более чем 1000–1500 м. Возможно формирование смешанных газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей.

Локальная ловушка Сарихская прогнозируется в меловых отложениях, с ресурсами 32,6 тыс. т УУВ, относится к Нераспределенному фонду недр.

Комплексные геолого-геофизические работы были проведены ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в Енисейском заливе, на стыке Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского прогиба и Таймыро-Североземельской складчатой области [112]. Эти работы частично перекрывались исследованиями, проведенными ОАО «Севморгео» [119]. Результаты работ в пределах листа S-44 хорошо согласуются.

В качестве первоочередных перспективных объектов в центральной части залива выделены участки Сибирякова и Лескинское. Участок Сибирякова в районировании, принятом для листов S-44, 45 попадает в Свердловскую ПНГО, а участок Лескинское попадает на границу, разделяющую Усть-Енисейский НГР и Южно-Таймырскую самостоятельную ПНГО. В структурном отношении участки отвечают поднятиям и разделяющей их Гыданской моноклинали. Перспективы авторы связывают со средне-верхнепалеозойским комплексом (верхнедевонским), в котором предполагают зоны высокого насыщения углеводородами. Мезозойский комплекс отложений либо отсутствует, либо имеет незначительную мощность и поэтому признан менее перспективным. Перспективность и мощность мезозойских отложений повышается в северной и южной частях Енисейского залива. Авторы предлагают проведение параметрического бурения на перспективных участках глубиной 5–7 км до отложений девонского или силурийского возраста [112].

Прогнозные ресурсы нефти оцениваются в 2476 млн т, ресурсы газа в 4164 млрд м³. Ресурсы мезозойской толщи, слагающей дно Енисейского залива, составляют 279,8 млн т у.т. Авторы отчета предлагают два участка для лицензирования: Лескинское поднятие площадью 3728 км² с ресурсами УВ – 175 млн т у. т. (по нефти – 76,3 млн т, по газу – 98,6 млрд м³) и поднятие Сибирякова площадью 2726 км² с ресурсами УВ – 86,4 млн т у.т. (по нефти 49,7 млн т, по газу – 36,7 млрд м³).

На схеме в Енисейском заливе показаны геохимические аномалии, выявленные в ходе ГДП-1000/3. Они пространственно совпадают с участком Лескинского поднятия и Гыданской моноклинали.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия региона изучены крайне слабо, преимущественно в региональном плане. В основу гидрогеологического районирования положены идеи Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, М. М. Василевского [50, 88], на основе которых в 1973 г. подготовлена Карта основных типов гидрогеологических структур масштаба 1:7 500 000 [4, 49]. Позднее по результатам проведенного в 1980–1990-х гг. подводного бурения была разработана структурно-гидрогеологическая схема Западно-Арктического шельфа России [58], которая послужила основой составления гидрогеологических разделов серии арктических листов Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000.

Главной особенностью рассматриваемой площади является существенное различие гидрогеологических условий, присущих континентальной и островной суше, с одной стороны, и субаквальной части, приуроченной к Карскому морю, с другой. В первом случае характерно существенное замедление подземного водообмена под криогенным воздействием. Пресные воды континентальной и островной суши, как правило, повсеместно заморожены, а залегающие ниже мощных (до 300–500 м) криогенных водоупоров подземные воды имеют повышенную минерализацию, которая увеличивается с глубиной до 30–75 г/дм³ [15].

В прибрежных зонах Карского моря шириной до первых километров часто развиты поддонные многолетнемерзлые толщи мощностью в несколько десятков метров. В остальной части морской акватории широко распространены охлажденные породы с криопэгами и редкие «острова» мерзлых пород. Соленость подземных вод субаквальной части площади, как правило, не ниже 30–35 г/дм³.

Подземные воды региона не могут служить источником надежного питьевого и технического водоснабжения. Проявления подземных пресных вод распространены только в континентальной части площади, приурочены в основном к маломощному (0,2–0,8 м) сезонномерзлому слою или речным и подзерным таликам, часто загрязнены.

Площадь листа представлена четырьмя крупными гидрогеологическими структурами: Южно-Карским артезианским бассейном (А), Предновоземельским артезианским бассейном (В), Таймырско-Североземельской гидрогеологической складчатой областью (С) и Енисей-Хатангским артезианским бассейном (8) (рис. 18).

Южно-Карский артезианский бассейн

Южно-Карский артезианский бассейн (А) является северной субаквальной окраиной Западно-Сибирской артезианской области. Сложен тремя гидрогеологическими этажами: верхним, представленным мело-кайнозойскими терригенными породами; средним, образованным эффузивно-осадочной терригенной толщей, и нижним, приуроченным к метаморфизованным образованиям протерозоя–венда и дислоцированным породам верхнего палеозоя. На площади листа указанный артезианский бассейн охватывает в основном акваторию Карского моря, а также северо-восточную часть Гыданского полуострова, острова Свердрупа, Арктического Института и др. Выделяются два гидрогеологических района: Северо-Гыданский (приуроченный к одноименной региональной ступени) и Свердрупский (одноименный прогиб).

Верхний гидрогеологический этаж сложен в основном кайнозойскими морскими отложениями песчано-глинистого состава, мощность которых редко превышает 50–100 м. Характерны порово-пластовое, трещинно-пластовое и пластово-поровое типы скоплений подземных вод с высокими коллекторскими показателями отложений (пористость до 15–30%). Минерализация вод верхнего этажа в субаквальной части площади близка к минерализации морской воды.

Средний гидрогеологический этаж представлен мезозойским, преимущественно осадочным терригенным чехлом мощностью до 1,5 км и более. Тип скопления подземных вод – трещинно-пластовый, пластово-трещинный и трещинно-жильный, с низкими удельными дебитами скважин. Воды гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией до 50 г/дм³. На площади листа в пределах среднего этажа выделяется юрско-неокомский водоносный комплекс.

Входящий в состав среднего гидрогеологического этажа юрско-неокомский водоносный комплекс сложен юрскими песчано-глинистыми отложениями, перекрытыми глинистым верхнеюрско-нижнеаланжинским водоупором. Воды, по результатам бурения на Гыданском полуострове, преимущественно гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией до 10 г/дм³. Наблюдаются весьма высокие пластовые давления – от 45–50 мПа.

Нижний гидрогеологический этаж, залегающий на глубинах ниже 2 км и имеющий мощность 3–4 км, сложен протерозойскими–палеозойскими преимущественно массивными горными породами с трещинно-жильным типом скопления подземных вод: кристаллическими сланцами, кварцитами, песчаниками, аргиллитами. Воды имеют сверхгидростатическое пластовое давление, минерализацию, предположительно, около 25 г/дм³ [113].

Предновоземельский артезианский бассейн

Предновоземельский артезианский бассейн (В) принадлежит к Приновоземельско-Адмиралтейской зоне краевых дислокаций, включает в себя поднятия, впадины и полузамкнутые структуры различной морфологии и генезиса, что определяет повышенную сложность гидрогеологических условий.

Существенную роль в формировании этих условий играют глубинные разрывные нарушения, которые на протяжении всей истории развития бассейна играли роль естественных путей миграции воды. На площади листа бассейн занимает северо-западную часть; расположен, за исключением островов Известий ЦИК, на акватории Карского моря. Представлен Северо-Сибирским (приуроченным к одноименному порогу) гидрогеологическим районом.

Отложения кайнозойского возраста, принадлежащие к верхнему гидрогеологическому этажу, распространены слабо и содержат в основном порово-пластовые воды. К среднему этажу можно отнести маломощные меловые отложения с преимущественно пластово-трещинным типом подземных вод. Нижний гидрогеологический этаж, залегающий на глубинах до 200 м, сложен складчато-метаморфическим протерозойско-палеозойским фундаментом с водами трещинно-жильного типа.

Таймырско-Североземельская гидрогеологическая складчатая область

Таймырско-Североземельская гидрогеологическая складчатая область (С) занимает наибольшую часть площади листов S-44,45, охватывая северо-западную часть Таймыра, острова и прилегающую акваторию Карского моря. В пределах указанной площади выделяются Северотаймырско-Североземельский и Таймырский (приуроченные к одноименным складчатым системам) гидрогеологические районы. В строении принимают участие кайнозойские, мезозойские и палеозойские отложения; сложнодислоцированные метаморфические и изверженные породы архея и протерозоя.

На п-ове Таймыр и островах поверхностные отложения полностью заморожены до глубины 400–500 м. Надмерзлотные воды развиты в период летней оттайки повсеместно до глубины первых десятков сантиметров, практического значения не имеют [20]. Пресные воды также возможны в таликах под крупными реками и озерами. В приустьевых районах Енисея, в придонных песчано-глинистых отложениях могут быть развиты пресные воды смешанного состава.

Верхний гидрогеологический этаж на акватории представлен водоносными комплексами юрско-меловых и кайнозойских (неоген-четвертичных) отложений наложенного артезианского чехла суммарной мощностью до 350 м, содержащими соленые воды морского типа. К среднему гидрогеологическому этажу относятся мезозойские алевриты, песчаники, аргиллиты, алевриты, конгломераты.

Нижний гидрогеологический этаж представлен верхнерифейскими и палеозойскими породами: толщами гнейсов и кристаллических сланцев, перекрытыми песчано-конгломератовыми отложениями, известняками, глинистыми сланцами и доломитами.

Енисей-Хатангский артезианский бассейн

Енисей-Хатангский артезианский бассейн (D) приурочен к одноименному прогибу, расположен в южной части листов S-44, 45. На глубине до 100–200 м на правом берегу Енисея и до 400–500 м в восточной части является криогенным водоупором [159]. В пределах рассматриваемой площади расположен Прибортовой гидрогеологический район, приуроченный к одноименной моноклинали.

Енисейский залив является основной региональной зоной разгрузки подземных вод суши. В целом же гидрогеологическая обстановка субэкринной части бассейна определяется повсеместным распространением мощных мерзлых толщ – криогенных водоупоров. Надмерзлотные воды не пригодны для водоснабжения ввиду их малой обильности, сезонности и загрязненности. Под руслами рек и озерами распространены талые зоны мощностью до 10 м и выше (по данным электропрофилирования), на которые можно ориентироваться при потребности в небольших водозаборах [78].

Верхний гидрогеологический этаж слагают юрско-меловые и кайнозойские отложения с порово-пластовыми водами. Мезозойские осадочные отложения слагают средний гидрогеологический этаж с преимущественно трещинно-пластовым и пластово-трещинным характером залегания подземных вод. Нижний гидрогеологический этаж представлен протерозойскими породами кристаллического фундамента, сложен гнейсами с водами трещинно-жильного типа.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Основным источником информации при изучении геоэкологической обстановки в акватории, на островах юго-восточной части Карского моря и северо-западном побережье п-ова Таймыр послужили материалы геолого-геофизических исследований Северной партии ФГУНПП «ПМГРЭ», проведенных в ходе работ по созданию комплекта ГК-1000/3.

Эколого-геологическая схема и объяснительная записка к ней составлены в соответствии с требованиями инструкции по составлению и подготовке к изданию листов ГГК РФ масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 (третье поколение).

ТИПЫ РЕЛЬЕФА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геологическая составляющая природной среды, влияющая на экологическую обстановку, включает природные и техногенные объекты и процессы. Главной особенностью эколого-геологической обстановки района является ее формирование в условиях, характерных для арктических областей – континентальная арктическая тундра и арктический шельф.

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 переотложения и накопления вещества.

В исследуемом районе поступление вещества в современные осадки происходит преимущественно с участков денудации, которым *на суше* отвечают площади развития низкогорно-холмистого и холмистого рельефа с высотами от 200 до 400 м и от 0 до 200 м соответственно.

В 15–20 км от правого берега Енисейского залива поднимаются западные отроги хр. Бырранга, сложенные основными породами (1-й тип рельефа). Хорошо развиты платообразные возвышенности и гряды устойчивых к выветриванию осадочных пород, разделенные крутыми и средней крутизны склонами. Склоны покрыты глыбово-щебнистыми отложениями с глинистым заполнителем. Характерны неустойчивые в условиях вечной мерзлоты осыпи, оползни. У подножья гряд и в глубоких долинах до начала августа сохраняются снежники, а в некоторых местах – и до выпадения нового снега. Пешеходная и транспортная проходимость крайне затруднена. Непосредственно

вдоль побережий Енисейского залива и Карского моря тянется холмисто-увалистая равнина, пронизанная долинами рек и ручьев (2-й тип рельефа). Для данного типа характерны глыбово-щебнисто-дресвяные с глинистым наполнителем отложения, курумники, обрывы, иногда гладкие поверхности. К такому типу относятся окрестности р. Ленивая, которая прорезает северные предгорья центральной части хр. Бырранга с юга на север. Основной тип ландшафта – пологие горные шлейфы, слабо перекрытые четвертичными отложениями и избыточно увлажненные в течение вегетационного периода.

На акватории участкам денудации отвечают прибрежная холмистая равнина на глубинах 0–20 м (7-й тип рельефа) и, вдоль берегов, – подводные останцы мелководного плато, сложенные раннемеловыми слаболитифицированными терригенно-угленосными отложениями и коренными породами (8-й тип рельефа). Вдоль берегов, сложенных прочными осадочными, метаморфическими и магматическими породами, на дне прибрежной равнины преобладают гравийники и пески, а у берегов, сложенных кайнозойскими отложениями, развиты алевроиты и пелиты. В песках останцов плато отмечаются преимущественно пески со скоплениями ракуши. Участки подводной денудации опасны отмелями и подводными скалами.

Участкам транспортировки *на суше* отвечают плоские террасированные речные долины аллювиального типа рельефа (3-й тип рельефа). Для рек Монгочехя и Пясины характерны явления заболачивания, обводненности и оползневости склонов долин, а также распространение и накопление галечника, гравийника и песков.

Спокойный равнинный ландшафт в низовьях р. Убойная, к примеру (4-й тип рельефа), представляет собой невысокие (50–100 м над уровнем моря) увалы с длинными пологими склонами, чередующиеся с ложбинами стока и заболоченными приозерными депрессиями. Местами выходы коренных пород подходят непосредственно к берегу.

Для равнинных районов характерны многочисленные действующие оползни. В местах залегания полигонально-жильных льдов зачастую имеются массивы байджарахов. В целом в равнинных районах достаточно хорошо представлен плакорный тип местности типичного для Таймыра характера. Также, для 4-го типа характерно наличие засоленных маршей, явления термокарста, торфообразования, обводнения и термоабразии.

Участкам транспортировки на шельфе (глубины до 70 м) отвечают долинообразные понижения с уклоном и наклонные террасированные поверхности на глубинах 20–50 м (9-й тип рельефа), сложенные смешанными песчано-алеврито-глинистыми осадками (микритами), а также склоны прибрежной долины на глубинах > 50 м (10-й тип рельефа), поверхности которых покрыты маломощным слоем песчано-алеврито-глинистых осадков.

Характерной особенностью полярных областей является резкое преобладание терригенного материала. Перенос вещества осуществляется в основном гравитационным путем. Привнос материала дрейфующими льдами в нашем районе, в соответствии с направлениями дрейфа, возможен только с юго-востока. Во взвешенном состоянии происходит разнос небольшой доли материала тальми водами и течениями преимущественно с юго-запада на северо-восток.

Аккумуляция материала на суше происходит в нижней части крупных речных долин и на озерно-болотистых плоских и пологонаклонных террасированных поверхностях на рыхлых отложениях песков, супесей, гравийников, галечников и суглинков мощностью от 10 до 40 м, торфяниках (5-й тип рельефа), а также на полого-волнистых и холмисто-грядовых поверхностях с абс. отм. 50–200 м, на пологих склонах (6-й тип рельефа). Материал представлен супесями и суглинками с гравием, гальками и валунами мощностью до 50 м. Для данной морфоструктурной группы характерны явления оврагообразования, оползней, термокарстов и обводнения.

На акватории аккумуляция материала происходит на прибрежной плоской равнине, сложенной чехлом рыхлых четвертичных осадков мощностью 10–20 м (11-й тип рельефа). Накопление алевритов, пелитов и алевролитовых песков происходит на глубинах 0–40 м.

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ

Природные опасности

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 и оврагов. В период оттайки отмечается интенсивное заболачивание тундры, грязевые потоки и оползни на склонах. Повсеместны процессы термоабразии, существенно влияющие на формирование ландшафта и поведение грунтов. Кроме того, повсеместно распространены залежи из древесины, т. н. «плавник», в особенной степени по берегам Енисейского залива и прилегающих бухт. Встречены топляки.

Значительные эндогенные опасности не выявлены.

Определяющими критериями геохимической устойчивости ландшафтов в нашем районе являются небольшой объем биомассы на суше и значительное развитие пелитов, имеющих высокую сорбционную способность, на акватории. Указанные факторы позволяют оценить геохимическую устойчивость как среднюю или низкую. Критерии геодинамической устойчивости – высокая льдистость, низкая среднегодовая температура и местами слабая закрепленность поверхности растительностью дают низкую оценку. В целом оценка геохимической и геодинамической устойчивости только подтверждает высокую уязвимость арктической природы.

Техногенные опасности

К техногенным объектам, нарушающим экосистемы района, относятся территории законсервированных полярных поселков разного ведомственного подчинения на островах Карского моря и побережье п-ова Таймыр. Как правило, указанные объекты окружены свалками бытового и производственного мусора и соседствуют со складами горюче-смазочных материалов (ГСМ),

хранящихся в емкостях и бочкотаре. Наиболее крупными и, к настоящему времени, сильно запущенными в связи с малой эксплуатацией объектами являются заброшенные полярная станция Лескино и погранзастава на п-ове Северный, а также ныне действующие полярные станции Стерлегова на одноименном мысе, на о. Тройной арх. Известий ЦИК и пос. Диксон. Посещенные нами законсервированные поселки и станции разрушаются как естественным путем, так и бесчинствами белых медведей, легко проникающих в брошенные жилые и научные постройки.

В целом побережье и острова мало загрязнены, хотя не найдется, пожалуй, ни одного пункта высадки, где бы на берегу не встретились пластмассовые бутылки, обрывки сетей и прочие признаки близости цивилизации.

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. Однако следует отметить, что загрязнение акватории судами 1996–2015 гг. было минимальным в связи со снижением грузопотока по Северному морскому пути.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В настоящем разделе впервые приведены материалы по эколого-геохимической характеристике современных донных осадков акватории, растительности и почв района.

Выполнено геолого-экологическое опробование почв и растительности для последующего определения содержаний радионуклидов и тяжелых металлов. Из поверхностных вод отобраны пробы воды для определения содержаний загрязняющих веществ и пригодности вод для питья. На посещенных участках научно-хозяйственной деятельности было проведено профильное опробование почв с целью определения содержаний нефтепродуктов и тяжелых металлов.

На акватории отобраны пробы из верхнего слоя осадков для определения содержаний радионуклидов, тяжелых металлов и других загрязнителей.

Эколого-геохимическая характеристика донных осадков акватории

Изучение загрязнения современных донных осадков Карского моря, выполненное в ходе морских геолого-геофизических работ во время рейсов НЭС «Фридьоф Нансен» в 2014 и 2015 гг., а также в процессе камеральной обработки собранных материалов, было ограничено замерами естественной радиоактивности и определением содержаний тяжелых металлов и радионуклидов. Поскольку на территории листов отмечается вынос техногенных загрязнителей из крупных рек (Енисея), в 14 пробах донных отложений дополнительно анализировались соответствующие загрязнители агротехногенного происхождения, а также компоненты нефти и нефтепродуктов.

Оценка эколого-геологической обстановки и составление эколого-геологической схемы акватории проведены по результатам анализов донных отложений из инт. 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 выносятся течением Енисея, поступают в исследуемую акваторию из коренных выходов пород на дне, с берегов п-ова Таймыр и островов, при транспортировке льдами и течениями, а также при выпадении вместе с атмосферными осадками.

Содержания тяжелых металлов определялись полуколичественным спектральным анализом (ПКСА) и количественным химическим анализом (КХА – 14 проб), в связи с чем объективная оценка загрязнения целым рядом элементов, рекомендованных для учета, оказалась невозможной – из-за небольшого количества проб, отданных на КХА.

В исследуемом районе были выявлены превышения норм ОДК для следующих тяжелых металлов: I класса опасности – As и Zn, II класса опасности – Cu, Ni, Cr, однако, более чем двукратное превышение порога ОДК₀ перешли лишь Zn, Cu и Ni.

Полученные концентрации тяжелых металлов в пробах донных осадков Карского моря и прилегающей акватории Енисейского залива были приведены к сравнению с нормами ОДК для Санкт-Петербурга и Ленинградской области, в соответствии с единственным на данный момент официальным нормативом – «Нормами и критериями оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга» от 17.06.1996 г., поскольку критерии определения экологически опасных уровней загрязнения донных осадков пока разработаны недостаточно. Статистические параметры приведены в табл. 24.

Цинк (Zn). Содержание цинка в донных осадках листов S-44,45 изменяется в пределах от 30 до 300 г/т. Местный фон цинка в донных осадках ниже (73,86 г/т) уровня минимального загрязнения (140 г/т), принятого для Санкт-Петербургского района. Однако аномальные значения, а также около 10 % от числа всех проб – выше этого уровня, хотя и не дотягивают до значений интенсивно загрязненных донных образований. Наиболее высокие концентрации (около 200–300 г/т) отмечены в Енисейском заливе, у северного берега п-ова Михайлова и далее на северо-восток, близ устьев рек Тревожная и Ленивая, а также в ряде станций к западу от Плавниковых островов.

Мышьяк (As). Выделены три пробы с превышением относительно ОДК₀ – одна в акватории Енисейского залива и две на акватории Карского моря, на станциях 12, 34 и 57 – в диапазоне от 31 до 49 г/т, при региональном фоне в 21,71 г/т. Местный фон не выходит за пределы допустимых безопасных значений (29 г/т), тогда как три вышеприведенных значения попадают в класс слабозагрязненных осадков (ОДК₀).

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках юго-восточной части
Карского моря (интервал опробования 0–3 см) – 171 проба**

Элемент	Класс опасности	Содержание, г/т			Коэф. вар.	ОДК ₀ *
		Min	Max	Среднее		
Zn	I	30	300	73,86	0,67	140
Pb	I	2	30	16,89	0,33	85
As	I	6	49	21,71	0,50	29
Cr	II	15	154	77,28	0,32	140
Ni	II	3	80	39,46	0,38	35
Cu	II	10	70	35,85	0,33	35

* ОДК₀ – относительно допустимая концентрация, выше уровня которой осадки обладают слабой загрязненностью (в соответствии с Нормами и критериями оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга от 17.06.1996 г).

На эколого-геохимическую схему вынесены значения содержаний тяжелых металлов, кратные удвоенному порогу ОДК₀.

Хром (Cr). Отмечены четыре пробы, превышающие уровень слабого загрязнения (ОДК₀) – в диапазоне от 150 до 154 г/т при местном фоне в 77,28 г/т, что ниже уровня минимального загрязнения по Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона. Предположительно, аномалии хрома связаны с выходами щелочных гранитоидов (острова Каменные, Долгие).

Медь (Cu) является одним из основных загрязнителей как акватории Енисейского залива, так и исследуемой акватории всей южной части Карского моря. Содержание меди в донных осадках листов S-44,45 изменяется в пределах от 10 до 70 г/т. Региональный фон меди в донных осадках несколько выше (35,85 г/т) минимального уровня загрязнения (35 г/т) по Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона, однако максимальные (аномальные) значения до умеренно загрязненного уровня не доходят. Ареал распространения содержаний меди, соответствующих слабозагрязненным отложениям, равномерно охватывает практически всю исследуемую акваторию южной части Карского моря, а также ряд станций в Енисейском заливе, к юго-востоку от о. Сибирякова. Максимальные содержания меди (70 г/т) встречены в Енисейском заливе, в 50 км к западу от Плавниковых островов – на станции 53, а также близ устья р. Талая (Берег Чичагова, станция 21).

Никель (Ni) наравне с медью, является основным загрязнителем акваторий Карского моря и Енисейского залива. Содержание никеля в донных осадках листов S-44,45 изменяется в пределах от 3 до 80 г/т. Региональный фон для исследуемого района составляет 39,46 г/т, что также превышает уровень слабого загрязнения (ОДК₀). Наиболее высокие концентрации (до 80 г/т) отмечены в Енисейском заливе, у Берега Чичагова – в районе устья р. Талая (станция 21), а также огромные площади равнин с преимущественно алевритово-пелитовыми и пелитовыми отложениями – к западу от Плавниковых островов и шхер Минина почти до самого о. Свердруп, к северу и северо-

востоку, вдоль побережья от п-ова Михайлова, а также в районе арх. Известий ЦИК. В целом границы ареала распространения повышенных содержания никеля (уровня ОДК₀), сходны с контурами ареала меди, охватывая практически всю исследуемую акваторию южной части Карского моря, а также всего Енисейского залива.

В донных отложениях акватории Карского моря и устья Енисея по результатам количественного химического анализа (КХА) зафиксировано присутствие также свинца, бора, кадмия, сурьмы, селена, нефтепродуктов, полихлорированных бифенилов (ПХБ) и хлорорганических пестицидов (ХОП) (табл. 25), однако, превышения норм ОДК₀ и ПДК для них не выявлено, за исключением мышьяка и сурьмы, содержания которых в донных осадках не превышают удвоенного порога по ОДК₀ и ПДК соответственно.

Т а б л и ц а 25

**Содержание тяжелых металлов, нефтепродуктов и ХОП
по результатам КХА в донных осадках юго-восточной части Карского моря
(интервал опробования 0–3 см) – 14 проб**

Элемент/химическое соединение	Содержание, г/т			ОДК ₀ /ПДК, г/т*
	Min	Max	Среднее	
As	6	49	21,71	29
Cd	0,13	0,73	0,3	1,2
Sb	1,8	4,9	3,34	3,34
ПХБ (общ)	0,000025	0,00047	0,00013	0,1
ХОП (общ)	0,000025	0,00028	0,00011	0,1
Нефтепродукты	20	50	29,5	180
Бенз(а)пирен	<0,0012	0,0026		0,02

* Величина ОДК для нефтепродуктов, Cd и As соответствует Нормам и критериям оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга от 17.06.1996 г. Содержание иных химических элементов (Sb и Hg) приведены относительно ПДК в соответствии с Гигиеническими нормативами (ГН) 2.1.7.2041-06 для почв, поскольку для донных осадков подобные нормативы еще не выработаны. Такие элементы как В и Se не учитывались, поскольку для них вообще отсутствуют какие бы то ни было нормативы.

Хлорорганические соединения (ПХБ, ХОП) приведены относительно ПДК в соответствии с Гигиеническими нормативами 2.1.7.12-1-2004 для почв.

Донные отложения Пясинского залива характеризуются минимальным содержанием Cr, Co, Ni, Cu и Sn. Средние концентрации этих элементов обычно не превышают региональный фон. В осадках залива наблюдается повышение Hg, Mo, As, Rb, U, Pb и Th. Содержание таких элементов, как ртути и молибдена, превышает уровень регионального фона в 2 раза и более. Существенных отличий по содержанию элементов, связанных с закономерным изменением литологического состава, выделенные типы отложений не имеют. Вероятно, это связано с опробованием преимущественно только пелито-алевритовых осадков. Можно отметить лишь отдельные, относительно более высокие содержания некоторых элементов [108].

Таким образом, большинство аномальных ореолов повышенных содержания металлов, отмеченных в пределах листов S-44,45, связаны в основном с тонкозернистыми осадками, как Карского моря, так и Енисейского залива. Вероятно, наряду с природным (Р-Т траппы), металлы имеют и техногенное происхождение, учитывая вынос данных элементов течением Енисея. Накопление повышенных содержаний тяжелых металлов (в случае их техногенного происхождения) и их тяготение к юго-восточным берегам акватории южной части Карского моря может быть связано с порядком постоянных течений в Карском море, образующих хорошо выраженный круговорот вод против часовой стрелки. При этом, исследуемый район находится во власти восточной ветви Обь-Енисейского течения, несущей свои воды вдоль Таймырского побережья к проливу Вилькицкого, подхватывая воды Енисея, и обогащенные различными химическими элементами с крупных предприятий и комбинатов [66]. Акватория листа может считаться относительно свободной от загрязнений тяжелыми металлами.

Анализируя общий характер загрязнения поверхностного слоя донных осадков акватории (интервал 0–3 см), можно сказать, что уровень загрязнения минимальный. Категория загрязнения допустимая, экологическое состояние удовлетворительное.

Радионуклиды

Радиотехногенное загрязнение изучалось в верхнем слое (0–3 см) донных осадков. Естественная радиоактивность (М) измерялась на борту судна с помощью радиометра СРП-88-Н. Содержания естественных и искусственных радионуклидов определялись гамма-спектрометрическим методом (Центральная лаборатория СЗФ «Невскгеология» ФГУП «Урангео»). Результаты статистической обработки данных по радиоактивному загрязнению акватории архипелага приведены в табл. 26. К аномальным отнесены пробы с более чем двукратным превышением относительно порога чувствительности метода.

Выполненные исследования проб современных донных осадков позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов на листах S-44,45.

К техногенным радионуклидам относятся ^{137}Cs и ^{60}Co , представляющие большой интерес как для радиационной экологии, так и опасность для животного мира акватории.

Наименее равномерно, но при этом повсеместно, по площади донных осадков акватории распространен **радиоцезий**. Ореол наиболее высоких значений активности (15 проб) сосредоточен в устье Енисейского залива, где значения его активности в осадках достигают 40 Бк/кг (причем величина активности ^{137}Cs падает в сторону Карского моря, с увеличением расстояния от устья). Также отмечены ореолы к северу от Диксона, с величиной активности до 12 Бк/кг (9 проб), на ряде станций к западу от п-ва Михайлова (5 проб) – до 13 Бк/кг, а также в двух точечных аномалиях – на станции 28 к западу от о. Зверобой – до 13 Бк/кг и на станции 57 к северо-западу от п-ова Михайлова – аналогично, до 13 Бк/кг. Региональный фон удельной активности радиоцезия составляет 6,2 Бк/кг.

Содержания радиоактивных элементов в донных осадках
восточной части Карского моря (интервал 0–3 см) – 224 пробы

Химические элементы	Чувствительность определения, Бк/кг	Содержания, Бк/кг			Коэф. вар.
		Max	Min	Среднее	
^{137}Cs	1	40	<2	6,2	1,08
^{60}Co	1	4	<3	<3	0,38
^{232}Th	7	41	3	26,4	0,28
U (экв. ^{226}Ra)	5	43	<5	25,1	0,32
^{40}K	30	712	48	516	0,19
$A_{\text{эфф.}} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} +$ $+ 0,085A_{\text{K}}$		157	11	103	
M (естественная радиоактивность)	0,3 мкР/ч	4,0	0,5	2,0	

Таким образом, основная доля загрязнения радиоактивным изотопом ^{137}Cs приходится на акваторию Енисейского залива. Кроме того, на долю выноса из Енисейского залива приходятся и две аномалии ^{60}Co (до 1,5 Бк/кг), еще две аномалии ^{60}Co – к северу от Диксона (3–4 Бк/кг), и еще две – к юго-западу от арх. Арктического Института (2,5–3 Бк/кг), в остальных пробах содержания радиокобальта не превышают уровня чувствительности анализа. (В условных обозначениях величина активности ^{60}Co отнесена к графе геохимических аномалий, не выражающихся в масштабе карты диапазона 8–16 пороговых значений для удобства). Немаловажную роль в накоплении ^{137}Cs на дне Енисейского залива играет и наличие маргинального геохимического фильтра на границе соленых морских и пресных речных вод, преодолевая который, радиоактивные частицы частично оседают на дно. В данном случае, на процесс осаждения влияют несколько причин: а) сорбция радиоактивной взвеси мощными зарослями фукусов и ламинарии из вод прибрежных течений с последующим накоплением радионуклидов в грунтах при их (водорослей) отмирании; б) активное адсорбционное накопление в грунтах ^{137}Cs и ^{60}Co в результате коагуляции и массового оседания мелкой части взвеси при смешении речной пресной воды с электролитом морской воды. Следует отметить, что ^{137}Cs аккумулируется в мельчайших частицах глинистых минералов за счет жесткой фиксации последнего в межплоскостных промежутках этих минералов при замещении калия [68].

Концентрация же техногенных радионуклидов близ юго-восточных берегов Карского моря может быть объяснена подобным образом, что и для тяжелых металлов, выносимых из Енисейского залива – переносом радионуклидов потоком восточной ветви Обь-Енисейского течения вдоль всего побережья на северо-восток. На открытой части акватории активность ^{137}Cs падает в связи с тем, что на больших глубинах ^{137}Cs переходит из осадков в растворимую форму солей.

К радионуклидам природного происхождения относятся ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K , распространение их контролируется в основном природными факторами: ли-

тологическим составом осадков, петрографическими и минералогическими особенностями пород областей сноса, гидродинамикой акватории, донным рельефом. Рассеяны достаточно равномерно по акватории Карского моря, с небольшими коэффициентами вариации. Характеризуются невысокими значениями активности – средняя эффективная активность по ним не превышает 103 Бк/кг. Повышенные значения удельной активности природных радионуклидов связаны в основном с тонкозернистыми осадками и в целом не представляют опасности с точки зрения радиоактивного загрязнения донных грунтов.

Естественная радиоактивность (М) измерялась радиометром, как в ковшовых пробах, так и в керне ударных трубок. Среднее значение (М) в поверхностных пробах 2 мкР/ч, что более чем в 10 раз ниже ПДК, определенного для почв.

В целом же, для всей акватории Карского моря источниками радиоцезия являются Новоземельские ядерные полигоны, а также многочисленные сбросы и захоронения радиоактивных отходов в море.

Кроме того, причины подобного загрязнения донных осадков Енисея заключаются еще и в том, что в период с 1950 по 1990 год красноярские комбинаты «Маяк» и «Томск-7» регулярно осуществляли радиоактивные сбросы в большом объеме.

Эколого-геохимическая характеристика почв

Почвы района относятся к типу арктических тундр. Почвообразовательные процессы крайне замедленны. Пробы почв были отобраны преимущественно по побережьям многочисленных островов акватории и юго-западной части п-ова Таймыр, на листах S-44,45, а также по профилям на детальных участках в местах техногенного воздействия. Пробы исследованы на содержания тяжелых металлов, радионуклидов и, в местах хранения горючесмазочных материалов (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.

Статистические параметры распределения тяжелых металлов и сравнение их с ПДК для почв приведены в табл. 27.

Эколого-геохимическими особенностями почв являются повышенные относительно ПДК содержания Zn, Pb (1-й класс опасности) и Cu, Ni, Cr, Co (2-й класс опасности) – повсеместно, практически во всех отобранных пробах.

Таким образом, рассматривая загрязнение тяжелыми металлами в целом по площади, можно сказать, что оно носит природный характер (вероятно, связано с Р-Т траппами) и является минимальным или слабым. Категория загрязнения – допустимая и умеренно опасная.

**Содержание (г/т) тяжелых металлов в почвах юго-восточного побережья
Карского моря – 125 проб**

Химический элемент	Класс опасности	Содержания, г/т			ПДК для почв, г/т*
		Max	Min	Среднее	
Zn	I	300	15	113,0	23,0
Pb	I	30	3	14,8	6,0
Cr	II	200	20	82,0	6,0
Co	II	30	1	17,3	5,0
Ni	II	70	1	37,6	4,0
Cu	II	100	10	31,2	3,0
V	III	150	10	87,7	150,0
Mn	III	3000	100	568,8	1500,0

* Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. ГН 2.1.7.2041-06, ГН 2.1.7.2042-06, Москва, 2006, Государственные санитарно-эпидемиологические правила и нормативы.

Радионуклиды

Радиотехногенное загрязнение.

¹³⁷Cs. Присутствие и следы данного радиоизотопа установлены во всех пробах, однако в половине из них содержание на уровне чувствительности анализа и ниже. В остальных отмечен в инт. удельной активности от 1 до 73 Бк/кг (табл. 28). Пробы с аномальными показателями активности выявлены на восточном побережье Енисейского залива, на р. Убойная, островах Мысовой и Олений, Гольцмана и Зверобой. Особо высокие аномалии отмечены в устье р. Гусиная – до 73 Бк/кг, Хутудабигай – до 43 Бк/кг, а также на р. Убойная – до 43 Бк/кг.

**Характеристика загрязнения радионуклидами почвы юго-восточного побережья
Карского моря – 118 проб**

Химический элемент	Чувствительность определения	Содержание, Бк/кг			Коэффициент вариации
		Max	Min	Среднее	
¹³⁷ Cs	1	73	0,5	7,31	1,51
⁶⁰ Co	1	9	<1	<3	0,99
²³² Th	7	48	3	21,75	0,47
U (экв. ²²⁶ Ra)	5	47	7,4	23,92	0,34
⁴⁰ K	30	687	130	400,68	0,25
A _{эфф.} = A _{Ra} + 1,31A _{Th} + + 0,085A _K		163	22	52	
M (естественная радиоактивность)	0,3 мкР/ч	75	2	25	

⁶⁰Со. Превышения активности радиокобальта более чем в 2 раза относительно пороговых значений встречены в 12 пробах. В устьях рек Гусиная, Монгочейха и Убойная – до 4 Бк/кг, на о. Расторгуева – до 4 Бк/кг и в устье р. Хутудабигай – до 9 Бк/кг. В остальных пробах активность кобальта весьма низкая и не превышает порогового уровня чувствительности.

Естественная радиоактивность (М) грунтов измерялась радиометром СРП-86Н во время полевых работ 2014–2015 гг. Максимальные установленные значения (до 70 мкР/ч) имеются на участках развития микроклиновых гранитов на о. Моржово.

Радионуклиды природного происхождения – ⁴⁰К, ²³²Th, ²²⁶Ra характеризуются невысокими значениями активности. Значения A_{эфф} – ниже допустимых.

Нефтепродукты

Проведенное профильное опробование бывших участков хранения ГСМ на полярной ст. Стерлегова, островах Известий ЦИК и Свердрупа, заброшенной военной базы п-ова Северный, а также во фьорде Хутуда и устье р. Максимовка 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 чрезвычайно опасных концентраций (табл. 29). Напряженная обстановка сложилась на заброшенной военной базе и полярной станции Стерлегова.

Таким образом, анализируя полученные результаты, можно говорить о необходимой рекультивации данных территорий. Для уменьшения загрязнения территории склады ГСМ должны, по возможности, располагаться на участках с песчаными грунтами, более способными к самоочищению. В целом опробованные почвы на остальных участках по сумме всех приведенных результатов имеют слабую, реже среднюю степень загрязнения.

Таблица 29

Содержания нефтепродуктов в почвах населенных пунктов в местах хранения ГСМ

Участок	Общее количество проб	Содержание нефтепродуктов, г/т			
		Допустимое <2000	Умеренно опасное 2000–3000	Опасное 3000–5000	Чрезвычайно опасное >5000
Полярная станция Стерлегова	23	9	Нет	5	9 (от 5841 до 49 625)
Остров Свердрупа	25	25	Нет	Нет	Нет
Острова Известий ЦИК	50	50	Нет	Нет	Нет
Фьорд Хутуда	10	10	Нет	Нет	Нет
Заброшенная военная база, п-ов Северный	50	30	Нет	2	18 (от 5600 до >20 000)
Устье р. Максимовка	20	20	Нет	Нет	Нет

Эколого-геохимическая характеристика растительности

Пробы растительности (мхов, травяного покрова и лишайников – общей численностью 139 образцов) для определения их загрязнения отбирались во время полевых работ 2014 и 2015 гг. сотрудниками Северной партии ПМГРЭ. Отбор производился совместно с отбором почвы.

Тяжелые металлы

Содержания тяжелых металлов определялись полуколичественным спектральным анализом (ПКСА), в связи с чем были учтены не все рекомендованные при экологических исследованиях элементы. Кроме того, непосредственно на ПКСА пробы растительности были отданы уже после процесса озоления. Таким образом, это привело к дополнительному искажению истинных содержаний элементов в растениях, так как при озолении проб происходит потеря некоторой части летучих элементов (Mo, V, Zn, Pb, Cd). В среднем в процессе озоления навески проб растительности потеряли до 2/3 своей массы.

Статистические параметры распределения тяжелых металлов и сравнение их со средним составом золы наземных растений приведены в табл. 30.

Т а б л и ц а 30

Содержание тяжелых металлов в растительности юго-восточного побережья Карского моря (131 проба)

Химический элемент	Класс опасности	Содержания, г/т			Средний состав золы наземных растений*
		Max	Min	Среднее	
Zn	I	919	60	222,3	50
Pb	I	65	3	23,6	1,6
Cr	II	173	5	71,1	2,0
Co	II	126	2,5	19,4	3,0
Ni	II	191	5	58,5	80
Cu	II	113	15	45,8	70
V	III	200	5	68,5	15

* По А. И. Перельману.

Максимальные концентрации тяжелых металлов в золе растений обнаружены в пробах с берегов Енисейского залива, Плавниковых островов, островов Колосовых, Каменных, п-ова Михайлова, а также в устьях рек Лемберова и Тревожная. Превышение средних концентраций по выборке в 2–8 раз отмечено для семи элементов, представленных в вышестоящей таблице. Общий процент проб с таковыми аномалиями не превышает 10 % от всех проб. Однако среднее содержание тяжелых металлов в отобранных пробах превышает среднее содержание в золе наземных растений практически повсеместно. Таким образом, можно говорить о том, что загрязнение данными элементами

имеет природное происхождение, практически полностью соответствует содержаниям ТМ в почвах, на которых они произрастают, и не представляют значительной опасности.

Радионуклиды

Параметры загрязнения растительности по пробам со значимым содержанием радионуклидов приведены в табл. 31. В качестве аномальных приняты значения, более чем в 2 раза превышающие средние содержания в растениях района.

^{137}Cs установлен практически во всех пробах в интервале удельной активности от 1,5 до 106 Бк/кг. Пробы с превышенными показателями активности (46–97 Бк/кг) отмечены на островах Каменные, Гольцмана, Крестовский, в бухте близ о. Соревнования, на северном побережье п-ова Михайлова, на реках Убойная и Хутудабигай, а также на п-ове Рыбный. Наиболее высокие (104–106 Бк/кг) показатели активности отмечены на южном побережье бух. Воскресенского, а также на о. Рингнес.

Таблица 31

Характеристика загрязнения радионуклидами растительности юго-восточного побережья Карского моря – 139 проб

Химический элемент	Чувствительность определения	Содержание, Бк/кг			Коэффициент вариации
		Max	Min	Среднее	
^{137}Cs	1	106	1,5	22,79	1,05
^{60}Co	1	23	1	5,48	0,99
^{232}Th	7	54	1,5	18,37	0,64
U (экв. ^{226}Ra)	5	153	4,0	49,67	0,68
^{40}K	30	701	1,5	168,37	0,97
$A_{\text{эфф.}} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} + 0,085A_{\text{K}}$		283	6	88	

Среднее содержание цезия в пробах в среднем в 5 раз превышает уровень чувствительности анализа. Сравнивая полученные данные с результатами проведенного гамма-спектрометрического анализа (ГСА) образцов растительности листов Т-45–48, наблюдается практически полная тождественность, как по доле проб, где ^{137}Cs и ^{60}Co были обнаружены в принципе, так и по количеству проб с аномальными превышениями активностей соответствующих радиоизотопов относительно пороговых значений.

^{60}Co , на уровне, превышающем значимый (чувствительности анализа), выявлен более чем в половине исследованных проб. Пробы с аномальной активностью (8–17 Бк/кг) выявлены практически на всем побережье от островов Плавниковых до бух. Воскресенского, на Каменных островах, а также по берегам Енисейского залива. Наиболее высокие показатели активности (20–23 Бк/кг) отмечены на северо-восточном побережье п-ова Гыдан, на о. Малый

Корсаковский, в двух точках шхер Манина, а также на южном побережье бух. Воскресенского.

Радионуклиды природного происхождения – ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra характеризуются невысокими значениями активности. Значения $A_{\text{эфф}}$ – ниже допустимых.

Эколого-геохимическая характеристика поверхностных вод

В ходе проведения ГДП 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 СанПиН 2.1.4.1074-01.

Вода из опробованных ручьев и озер была исследована по всем показателям (органолептические свойства, макросостав, содержания микропримесей), также был проведен анализ на содержание органических соединений (только за 2014 г., в 2015 г. подобный анализ не проводился).

В результате проведенных исследований отмечен ряд территорий, где употребление воды для питья нежелательно, среди таковых – восточная оконечность о. Тройной, северо-западная оконечность арх. Арктического Института и восточная часть п-ова Михайлова – отмечено превышение ПДК по мышьяку в 2–8 раз, а также на восточном побережье бух. Безымянная и в устье р. Гусиная отмечено превышение ПДК по сероводороду в 2–8 раз.

Вода, используемая на морской гидрометеорологической полярной ст. Стерлегова – пригодна для питья.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Эколого-геологическая оценка приведенных сведений несколько различается для акватории и суши. Загрязнение суши техногенными компонентами имеет место в виде содержания в половине отобранных проб почв и растительности радиоактивного изотопа цезия – ^{137}Cs , зачастую превышающего пороговый уровень более чем в 32 раза, а также нефтепродуктов, отмеченных на некоторых действующих и заброшенных объектах в исключительно высоких концентрациях. Содержания природных загрязняющих веществ достигают умеренно опасных значений. Эколого-геологическую обстановку на суше, особенно с учетом расположения района в высоких полярных широтах с наличием специфических природных и техногенных опасностей, можно оценить как напряженную, а на площади отдельных населенных пунктов – как кризисную. В связи с этим, необходимо сохранить эту площадь от возможного дальнейшего загрязнения и заняться рекультивацией территорий, занятых свалками и складами ГСМ.

На участках отмеченного радиотехногенного загрязнения необходим мониторинг содержаний радионуклидов.

К сожалению, большая часть п-ова Таймыр (в пределах листов S-44,45) не может получить объективную оценку, поскольку в комплекс проводившихся

ранее работ экологические исследования не входили, а в ходе ГДП обследовать столь значительную площадь физически невозможно (в течение экспедиций 2014–2015 гг. была исследована только прибрежная зона п-ова Таймыр).

Эколого-геологическая обстановка на акватории определяется, в первую очередь, природными опасностями (ледовая обстановка) и заметным техногенным загрязнением (в первую очередь ^{137}Cs и ^{60}Co , а также Zn, Ni и Cu, причем радиоцезий отмечен практически во всех пробах донных осадков, а его активность в большинстве случаев заключена в инт. 16–32 пороговых значений). Ситуацию в целом можно оценить как напряженную в прибрежных участках и как удовлетворительную – в открытой части моря.

На акватории необходимо исследование состояния придонного слоя воды, где в растворенном состоянии могут присутствовать радионуклиды, отсутствующие в донных осадках.

Исследования материала донных осадков акватории необходимо дополнить аналитическими методиками, позволяющими определить содержания As, Cd, Hg, Sb, F и Se. На акватории необходимо расширить изучение загрязнения донных осадков на наличие хлорорганических соединений, углеводов и прочих техногенных поллютантов (в ходе экспедиций 2014–2015 гг. таковые исследования были приведены лишь для 14 проб донных осадков).

Значительная часть суши, полоса акватории на расстоянии 2 км от нее и целый ряд островов относятся к территории Большого арктического заповедника, на площади которого запрещены практически все геологические виды работ, да и просто посещение. В столь малонаселенном районе эти строгости излишни, а вот проведение детальных эколого-геологических исследований в будущем может быть весьма затруднено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по объекту «Создание комплекта Госгеолкарты-1000/3 листов S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарей» проводились с 2014 по 2016 год с выполнением полевых работ в 2014 и 2015 гг. Площадь работ составляет 164 860 км², в т. ч. площадь суши, включающая Западный Таймыр и малые острова – 96 860 км².

Геологическое строение района работ очень сложное, поскольку он находится на стыке двух надпорядковых структур – Западно-Сибирской плиты и Таймыро-Североземельской складчатой области.

В задачи, поставленные перед исполнителями в соответствии с техническим заданием, входило решение вопросов по всем аспектам геологического строения региона – стратиграфии (от раннего протерозоя до четвертичных отложений), магматизма, полезных ископаемых, тектоники, истории геологического развития, минерагенических перспектив, геоэкологии.

К началу работ площадь была обеспечена геофизической основой (создана в ПМГРЭ в 2013 г.), серийной легендой, Госгеолкартой второго поколения (2000 г.), сетью глубинных профилей на акватории и на суше. На сухопутную юго-западную часть площади издано девять листов ГК-200.

Первоочередной задачей проведения полевых работ являлось создание на акватории регулярной сети сейсмоакустических профилей и донного опробования. Комплекс морских работ включал сейсмоакустическое и гидромагнитное профилирование, донное опробование ковшами и ударными трубками глубиной до 3,5 м, радиометрические наблюдения, шлиховое опробование и отбор проб для литохимических, газово-геохимических, палинологических, микрофаунистических, гранулометрических, рентгено-структурных и эколого-геологических исследований.

В процессе полевых работ проводился люминесцентно-битуминологический анализ, петрографическое описание донно-каменного материала и литологическое описание ковшовых проб и керна ударных трубок. На участках контрастных магнитных аномалий и продолжения гидромагнитных профилей на мелководных участках акватории проводились опытно-методические работы по их заверке магнитометрическими наблюдениями с борта судна на воздушной подушке «Хивус-10».

На суше в 2014–2015 гг. удалось провести десантные работы на островах Известий ЦИК, Арктического Института, Свердруп, Каменные, Мона, на западном побережье п-ова Таймыр, включая шхеры Минина и Берег Харитона Лаптева. В состав работ на материке и островах входили геологические

маршруты с отбором проб для аналитических исследований состава и возраста пород, составление опорных разрезов, литогеохимическое, шлиховое, гидрогеохимическое, геоэкологическое опробование, наземные магнитометрические работы, радиометрические наблюдения, небольшой объем бороздового и точечного опробования. На площади действующих и законсервированных поселков проводилось профильное эколого-геохимическое опробование почвы в местах хранения ГСМ.

Лабораторные исследования собранного каменного материала включали следующие виды анализов: макро- и микрофаунистические, палинологические, гранулометрические, петрографические, рентгеноструктурные, геохронологические, спектральные, силикатные, масс-спектрометрические (определение содержания золота, урана и тория), газово-геохимические, битуминологические, каппаметрические, углпетрографические, технический анализ углей, определения содержания радионуклидов в донных осадках, почвах и растительности, а также нефтепродуктов в почвах и органических загрязнителях в донных осадках. Результаты некоторых исследований поступают до сих пор.

В камеральный период проводилась обработка собранных материалов, сбор и переинтерпретация материалов предшествующих работ, составление сводок, обобщений рабочих макетов карт, составление базы данных.

По материалам собственных и предшествующих работ составлен комплект ГК-1000/3, включающий:

– карты масштаба 1 : 1 000 000 – геологическая дочетвертичных образований, геологическая четвертичных отложений, литологическая поверхности дна, геоморфологическая, полезных ископаемых и закономерностей размещения полезных ископаемых.

– схемы масштаба 1 : 2 500 000 – тектоническая, глубинного строения, нефтегазоносности, прогноза полезных ископаемых, эколого-геологическая.

– схемы масштаба 1 : 5 000 000 – тектонического районирования, минералогического районирования, оценки экологического состояния геологической среды.

Вспомогательные карты масштаба 1 : 1 000 000 размещены в базе данных (карта петрографического состава донно-каменного материала; карта результатов битуминологических исследований донных отложений).

Получены следующие новые материалы.

Стратиграфия.

1. По данным определения изотопного возраста детритовых цирконов уточнен возраст протерозойских образований:

– возраст тревожнинского метаморфического комплекса – не моложе конца позднего рифея (на нашей площади);

– протерозойский возраст приметнинской толщи уточнен до позднерифейского;

– возраст ленивенской серии – не древнее конца позднего венда.

2. По результатам переинтерпретации видового состава микрофоссилий путем сопоставления с фаунистически охарактеризованными толщами, а также в соответствии с возрастом детритовых цирконов уточнен возраст:

– отложений мининской толщи – не древнее раннекембрийского;

- отложений хутудинской толщи – не древнее ранне-среднекембрийского;
- отложений южнинской толщи – не древнее среднекембрийского;
- на островах Известий ЦИК выделены и закартированы две толщи – нижнекембрийская сергеевская и среднекембрийская известинская.

3. На островах Арктического Института и п-ове Михайлова по спорово-пыльцевым определениям и находкам флоры установлено присутствие раннемеловых отложений.

4. Разработана сейсмостратиграфическая шкала для акватории по данным профильных глубинных сейсмических исследований ОАО «СМНГ» и профиля 4-АР (Севморгео), дополненных результатами сейсмоакустических наблюдений, определениям микрофауны и переотложенного спорово-пыльцевого комплекса.

5. На акватории по результатам изучения донных отложений уточнены границы распространения меловых и мел-палеогеновых осадков.

6. Четвертичные отложения на акватории и на суше по данным изотопных исследований и массовых спорово-пыльцевых, микрофаунистических определений расчленены на плейстоценовые и голоценовые, а также выделены нерасчлененные отложения. В составе плейстоцена выделены: эоплейстоцен (лескинская толща, ранее были нерасчлененные неоген-нижнечетвертичные отложения); среднее звено (ширтинский горизонт); верхнее звено казанцевский, муруктинский, каргинский и сартанский горизонты). Голоценовые отложения представлены современным звеном, расчлененным на морские, аллювиальные, озерные, болотные и нерасчлененными верхним–современным звеньями, включающими аллювиальные, склоновые и водораздельные отложения. По палинологическим и микрофаунистическим данным сделаны выводы об условиях осадконакопления. Доказано отсутствие ледниковых отложений на п-ове Михайлова.

Изучение разреза четвертичных отложений на акватории выполнено впервые.

7. По результатам гранулометрического анализа верхнего слоя осадков составлена литологическая карта дна акватории, дополненная изучением вещественного состава отложений и их геохимической характеристикой.

Магматизм и метаморфизм.

1. В связи с получением новых изотопных датировок изменен или уточнен, иногда очень существенно, возраст восьми магматических комплексов из 15, выделенных для листа S-44,45 в серийной Легенде. Изменения касаются следующих комплексов:

- аттинский комплекс ортоамфиболитовый переведен из протерозоя в средний карбон;

- чугуновский комплекс: протерозойский возраст уточнен до ранневендского;

- скотт-гансеновский комплекс переведен из протерозоя в средний триас;

- подтвержден предполагавшийся позднерифейский (конец позднего рифея) возраст гусинского комплекса;

- подтвержден выполненный на листе S-46 перевод позднерифейского ленинско-толлевского комплекса в средне-позднекаменноугольный;

– мининский комплекс из ранне-среднекаменноугольного переведен в позднекаменноугольный–раннепермский;

– подтверждены предполагавшиеся по геологическим данным позднепермский возраст тарисеймитаринского комплекса и средне-позднетриасовый возраст моржовского и устьясинского комплексов.

2. Установлено присутствие на площади интрузий, ранее не имевших возрастных аналогов и выделенных в отдельные подразделения:

– нерасчлененные раннекаменноугольные граниты;

– нерасчлененные дайки габбродолеритов раннепермского возраста;

– рыбнинский комплекс средне-позднетриасовый.

3. По совокупности комплексов и их возрасту выделяются несколько тектоно-магматических этапов – байкальский, каледонский, герцинский, киммерийский.

4. Наблюдается омоложение магматической деятельности с востока на запад.

5. Возраст субстрата тревожнинского метаморфического комплекса отнесен к рифею; возраст этапов метаморфизма отвечает концу позднего рифея, рубежу карбона–перми и раннему триасу.

Тектоника. Использование материалов опережающей геофизической основы и результатов глубинных сейсмических работ позволило уточнить строение фундамента и осадочного чехла. Выделены опущенные и поднятые блоки, установлены контуры погребенных интрузий, прослежены тектонические нарушения в фундаменте и в чехле. Уточнено положение восточной границы Западно-Сибирской плиты. Выполнено тектоническое районирование и описание частных структур.

Геоморфология. С учетом батиметрии и новых данных по сейсмоакустике впервые в единой легенде составлена геоморфологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 на сушу и акваторию.

Полезные ископаемые.

1. Подтверждены высокие перспективы нефтегазоносности Южно-Карской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба.

2. Выявлено присутствие железо-марганцевых конкреций на дне акватории, околонтурены площади распространения, подсчитаны прогнозные ресурсы и утвержден паспорт нового перспективного объекта.

3. Проведено минерагеническое районирование, приведены данные прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота, бурых углей.

4. Перспективы района связаны с дальнейшими поисковыми работами на золото и углеводороды.

История геологического развития в значительной степени изменена, будучи производной от новых данных по возрасту стратифицированных и интрузивных образований.

Эколого-геологическая обстановка. На основе полученных результатов эколого-геологического опробования и анализа состояния природной среды впервые составлена эколого-геологическая схема и дана экологическая оценка площади. Выявлены природные и техногенные опасности – присутствие тяжелых металлов в почвах и донных отложениях, загрязнение нефтепродуктами почв в местах хранения ГСМ, присутствие ¹³⁷Cs в донных отложениях,

почвах и, особенно, в растительности. Отмечено присутствие невысоких количеств органических загрязнителей в донных осадках Енисейского залива. Состояние окружающей среды оценено как удовлетворительное – в открытой части акватории; как напряженное – в прибрежной части акватории и на суше; как кризисное – в местах хранения ГСМ.

Несмотря на большой объем исследований, остался ряд нерешенных вопросов геологического строения:

- не определена верхняя возрастная граница воскресенской, стерлеговской, мининской, сергеевской и известинской толщ;
- количество магматических комплексов слишком велико и представляется возможным, например, объединение близких по возрасту и составу левоубойнинского и моржовского граносиенит-сиенитовых комплексов;
- не решен вопрос о наличии дивнинского габбро-долеритового комплекса девонского возраста;
- слабо расчленяются дайки и силлы габбродолеритов позднепермского–раннетриасового возраста (тарисеймитаринский, быррангский, угрюминский комплексы), которые по результатам изотопных исследований имеют возраст от ранней перми до среднего триаса при сходном составе;
- недостаточно исследованы метаморфические образования в шхерах Минина;
- остался открытым вопрос о перспективах россыпной золотоносности;
- не исследованы перспективы алмазности лампроитов чичаговского комплекса;
- нет геоэкологических исследований центральной части Западного Таймыра.

В соответствии с изложенными нерешенными задачами вытекают рекомендации по направлениям дальнейших исследований.

1. Завершение работ по ГСР-200 на Хутудинской площади.
2. Постановка геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на площади, не охваченной работами этого масштаба, а именно площадь от Берега Харитона Лаптева до восточной рамки листов S-44,45: Только систематические геологические работы дают обоснованные результаты.
3. Внедрение и массовое использование современных методов изотопного датирования магматических пород и немых стратифицированных толщ.
4. Постановка работ масштаба 1 : 50 000 на поиски коренного золота в пределах Конечнинского золоторудного узла.
5. Проведение специализированных тематических работ по изучению алмазности чичаговского комплекса.
6. Постановка специализированных поисковых работ на нефть и газ на акватории Карского моря и Енисейского залива с бурением параметрической скважины.
7. Проведение геоэкологических исследований на территории Западного Таймыра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Атлас конкреций /Ред. А. В. Македонов, Н. Н. Предтеченский. – Л.: Недра, 1988. – 323 с.
2. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – СПб.: ГУН и О МО РФ, 1980.
3. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть I. Брахиоподы, остракоды, конодонты. – СПб., 2003. – 239 с.
4. *Басков Е. А., Неизвестнов Я. В., Суриков С. Н.* Гидрогеологические структуры акватории // Основные типы гидрогеологических структур СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1974. – С. 86–88.
5. *Батурин Г. Н.* Вариации состава железо-марганцевых конкреций Карского моря // Океанология. – 2011. – Т. 51. – № 1. – С. 153–161.
6. *Беззубцев В. В., Залялеев Р. М., Сакович А. Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск, 1986. – 177 с.
7. *Богданов Ю. А., Горшков А. И., Гурвич Е. Г., Богданова О. Ю., Дубина Г. И., Иванов Г. В., Исаева А. Б., Муравьев К. Г.* Железо-марганцевые конкреции Карского моря // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 789–800.
8. *Болдушевская Л. Н., Филипов Ю. А., Ладыгин С. В., Романов А. П.* Нефтегазоматеринские толщи палеозойского разреза Западного Таймыра и корреляционные связи: органическое вещество пород – нефтиды // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. – № 4(12). – С. 26–33.
9. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб.: ААНИИ, 2006. – 295 с.
10. *Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 202 с.
11. *Волкова В. С.* Колебание климата в Западной Сибири в позднплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, ОИГГМ, 1991. – С. 30–40.
12. *Волкова В. С.* Палиностратиграфия четвертичных отложений полуостровов Ямал и Тазовский (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 8. – С. 1119–1134.
13. *Волкова В. С., Архипов С. А., Бабушкин А. Е., Кулькова И. А., Гуськов С. А., Кузьмина О. Б., Левчук Л. К., Михайлова И. В., Сухорукова С. С.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. – 246 с.
14. *Вялов В. И.* Таймырский угольный бассейн // Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра. – Новосибирск: СО РАН, 2003. – С. 174–177.
15. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 414 с.
16. Геологическая карта СССР (с картой полезных ископаемых) масштаба 1 : 200 000. Лист S-44-XXI, XXII. Серия Таймырская. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1960.

17. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск, 1986.
18. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Ред. И. С. Грамберг, Ю. Е. Погребницкий. – Л.: Недра, 1984. – 280 с.
19. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. – М.: Недра, 1970.
20. Гидрогеология СССР. Т. XVIII: Красноярский край и Тувинская АССР. – М.: Недра, 1972. – 479 с.
21. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист S-44,45 (о. Диксон). Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
22. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист S-41–43 (о. Белый). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000, лист S-44–46 – Усть-Тарей. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий, Б. Г. Лопатин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 251 с.
24. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Серия Северокарско-Баренцевоморская и Таймырско-Севеземельская. Лист T–45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013.
25. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51,52 – дельта р. Лена. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Серия Северокарско-Баренцевоморская. Лист S-(36),37 – Баренцево море (зап. центр. части). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-45-XXIII, XXIV (гряды Баруанима). Объяснительная записка / Ред. Ю. С. Глухов – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
28. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-45-XXI,XXII (устье р. Пясины). Издание первое. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.
29. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-45-XXV,XXVI (истоки р. Быстрая). Издание второе. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
30. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-44-XXIII,XXIV (зимовье Убойная). Издание второе. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
31. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-45-XIX,XX (зимовье Громадского). Издание второе. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
32. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-44-XXI,XXII (порт Диксон). Издание второе. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
33. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-44-XXVII,XXVIII (бухта Ефремова). Издание второе. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
34. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист S-44-XXIX,XXX (оз. Сыруто). Издание второе. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 – Тарей. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016.
36. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Вып. 91. Уголь. – Т. VII (Сибирский Федеральный Округ), ч. 2. – М.: Росгеолфонд, 2015. – 310 с.

37. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. – М.: Научный мир, 2002. – 135 с.
38. Гуревич А. Б., Волкова Г. М. Таймырский угленосный бассейн (угленосность, качество, ресурсы углей) // Природные ресурсы Таймыра: Сборник научных трудов. Вып. 1. – Дудинка, 2003. – 160–177 с.
39. Гуревич В. И., Яковлев А. В. Железисто-марганцовистые корки и конкреции Карского моря // Кобальтоносные Fe-Mn корки Тихого океана: Сборник научных трудов. – СПб. – 1993. – С. 97–111.
40. Гусев Е. А., Шарин В. В., Дымов В. А., Качурина Н. В., Арсланов Х. А. Новые данные о строении верхних горизонтов осадочного чехла северной части Карского шельфа // Разведка и охрана недр. – 2012. – № 8. – С. 87–90.
41. Гусев Е. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Молодьков А. Н., Кузнецов В. Ю., Смирнов С. Б., Чернов С. Б., Жеребцов И. Е., Левченко С. Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – № 2(88). – С. 36–44.
42. Гусев Е. А., Аникина Н. Ю., Арсланов Х. А., Бондаренко С. А., Деревянко Л. Г., Молодьков А. Н., Пушина З. В., Рекант П. В., Степанова Г. В. Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Известия русского географического общества. – 2013. – Т. 145. – № 4. – С. 65–79.
43. Гусев Е. А., Максимов Ф. Е., Молодьков А. Н., Яржембовский Я. Д., Макарьев А. А., Арсланов Х. А., Кузнецов В. Ю., Петров А. Ю., Григорьев В. А., Токарев И. В. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островам Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2016. – № 3(109). – С. 74–84.
44. Даминова А. М. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова // Советская геология. – 1957. – № 58. – С. 50–55.
45. Данилов И. Д., Шило Н. А. Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6. – № 6. – С. 92–100.
46. Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. – Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1974. – 128 с. (Тр. СНИИГиМС, вып. 143).
47. Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. – Новосибирск: Наука, 1986. – 144 с.
48. Задорнов М. М., Романчук Л. И., Болотов Л. А. Минеральное сырье. Железо-марганцевые образования: Справочник. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. – 46 с.
49. Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования и типизация гидрогеологических структур // Основные типы гидрогеологических структур СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1974. – С. 5–9.
50. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. Сер. – 1963. – Т. 101. – С. 5–35.
51. Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Методы геоморфологического картирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам карты-1000/3). – М.: АО «Геоинформмарк», 2001.
52. Иванова А. М., Кошелева В. А., Яшин Д. С. и др. Атлас донных осадков Мирового океана. Внутренние и внешние моря России. – ГУНиО ВМФ России, 2000.
53. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Е. В. Скларов и др.; под ред. Е. В. Скларова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
54. Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Красиков Э. М. К проблеме стратификации позднекембрийских–раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра. Докембрий и кембрий полуострова Таймыр // Сб. научн. тр. НИИГА. – Л., 1978. – С. 5–22.
55. Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф. Позднекембрийско-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1981. – С. 55–62.

56. Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф. Новый тип разреза кембрийских отложений на западе Центрального Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб., 1997. – С. 5–6. (сб. научн. тр. ВНИИОкеангеология).
57. Каплянская Ф. А., Никольская М. В., Тарноградский В. Д. Доледниковые морские отложения на севере Западной Сибири (Лескинская толща) // Кайнозой шельфа и остров Советской Арктики. – Л., 1986. – С. 100–109.
58. Козлов С. А. Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России // Труды НИИГА–ВНИИОкеангеология. – 2004. – Т. 206. – 147 с.
59. Кординов А. А. Осадки Карского моря // Тр. НИИГА. – Л., 1953. – Т. 56.
60. Кошелева В. А., Яшин Д. С. – Донные осадки Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 286 с.
61. Куликов Н. Н. Осадкообразование в Карском море // Современные осадки морей и океанов. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 437–547.
62. Кушнир Д. Г. Глубинное геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской полосы Таймыра и Гыдана. Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2016.
63. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982. – 272 с.
64. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974.
65. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – 248 с.
66. Лоция Карского моря. – СПб.: ГУНиО МО РФ, 1998.
67. Люткевич Е. М. Геология архипелага Каменные острова Карского моря и их положение в структуре Таймырской складчатой дуги // Проблемы Арктики. – 1940. – № 4. – С. 56–69.
68. Матишов Д. Г., Матишов Г. Г. Радиационная экологическая океанология. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. – 417 с.
69. Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. – Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1972. – 130 с.
70. Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной геологической съемке. – Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
71. Микрофоссилии докембрия СССР / Под ред. Т. В. Янсаускас. – Л.: Наука, 1989.
72. Мусатов Е. Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. – 1998. – Т. 1. – № 2. – С. 157–183.
73. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. – 100 с.
74. Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра/ Гл. ред. А. Г. Самойлов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 348 с.
75. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под ред. В. С. Попова, О. А. Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768 с.
76. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Л.: Недра, 1971. – 248 с. (тр. НИИГА, т. 166).
77. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб., 2008. – С. 115–122.
78. Пугач В. Б., Тимофеев В. М. Исследование подозерных таликов методами электроразведки // Геофизические методы в гидрогеологии, инженерной геологии и гидротехнике. – Ереван, 1985. – С. 157–158.
79. Рокос С. И., Тарасов Г. А. Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2007. – № 67. – С. 66–75.
80. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Эндеогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью Фрисланд). – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», 2011. – 270 с. (Тр. НИИГА ВНИИОкеангеология, т. 219).

81. Смирнова Л. Н. Акритархи в отложениях докембрия и кембрия Таймыра и их значение для корреляции вмещающих толщ: Сб. научн. тр. НИИГА. – Л., 1978. – С. 66–76.
82. *Соболевская Р. Ф., Кузнецов В. Ю., Кабаньков В. Я.* Новые данные по позднедокембрийско-раннепалеозойским отложениям западной части Центрального Таймыра // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 4. / Гл. ред. А. К. Мкртычян. – Красноярск: Изд-во ГП «Красноярскгеолсъемка», 1998. – С. 102–107.
83. *Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П.* Стратиграфия кембрия Восточного и Центрального Таймыра // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. – М.: Недра, 1965. – С. 35–57. (тр. НИИГА, т. 145).
84. *Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Кабаньков В. Я.* О переходных слоях кембродовика на Таймыре (грустнинская толща) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. – Л., 1978. – С. 22–32. (Тр. НИИГА. Сб. научн. тр.).
85. Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. – СПб., 2000. – 100 с.
86. Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики: Сб. научных статей. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. – 156 с.
87. *Стрелецкая И. Д., Васильев А. А., Слагода Е. А., Опокина О. Л., Облогов Г. Е.* Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 2012. – № 3. – С. 57–63.
- 87а. *Тарасов П. Е., Андреев А. А., Романенко Ф. А., Сулержицкий Л. Д.* Палиностратиграфия четвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия, геологическая корреляция, 1995. – Т. 3. – № 2. – С. 98–104.
88. *Толстихин Н. И.* Пояс артезианских бассейнов Арктики // Мерзлотно-гидротермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. – М.: Наука, 1967.
89. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. – СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2005.
90. Угольная база России. Т. IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). – М.: ЗАО «Геоинформмарк» 2001. – 493 с.
91. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. – Новосибирск, 2000.
92. *Урванцев Н. Н.* Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. – Л.: Главн. геол.-развед. упр. Вып. 65, 1931.
93. *Устрицкий В. И.* Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики. – Л., 1971. – 278 с.
94. *Фефилова Л. А.* Новые микрофаунистические данные из пограничных отложений перми и триаса российской Западной Арктики (архипелаг Новая Земля и пограничные регионы): Палеоботанический временник. Приложение к журналу «Lethaea rossica», 2015. Вып. 2. – С. 229–240.
95. *Шнейдер Г. В.* Верхнелепесточеновые и голоценовые отложения бассейна р. Верхняя Таймыра (Центральный Таймыр) // Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 187–200.
96. *Kleiber H. P., Niessen F., Weiel D.* The Late Quaternary evolution of the western Laptev Sea continental margin, Arctic Siberia – implications from sub-bottom profiling // Global and Planetary Change. – 2001. – Vol. 31. – P. 105–124.
97. *Polyak L., Niessen F., Gataullin V., Gainanov V.* The eastern extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on seismic-reflection data from the eastern Kara Sea // Polar Research. – 2008. – Vol. 27. – P. 162–174.
- 97а. *Hjort Ch., Funder S.* Mountain-derived versus shelf-based glaciations on the western Taymyr Peninsula, Siberia // Polar Research. – 2008. – Vol. 27. – P. 273–279.

98. *Альтман В. Л., Мишин А. Н., Литвинова Т. П.* Отчет о результатах незавершенных работ по созданию опережающей геофизической основы Государственной геологической карты территории Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа в масштабе 1 : 1 000 000 (III квартал 2000 г. – IV квартал 2002 г.). ФГУНПП ВСЕГЕИ.

99. *Андросов Б. Н.* Обобщение материалов по угленосности отложений, попутно вскрываемых при разведке на рудные полезные ископаемые. Прогнозная карта угленосности Таймырского угленосного бассейна масштаба 1 : 1 000 000. ПГО «Красноярскгеология», 1977.

100. *Бурдин В. Б.* Сейсморазведочные работы с целью подготовки новых зон нефтегазонакопления в области сочленения Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского прогиба и горного Таймыра (правобережье р. Енисей). Дудинка, 2010.

101. *Васильева Е. А.* Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна. Мурманск, ОАО «СМНГ», 2009.

102. *Винокуров И. Ю.* Создание единой модели глубинного строения Карско-Баренцевого мегабассейна на основе каркасной государственной сети опорных профилей с целью зонального и локального прогноза нефтегазоносности региона, включая прибрежные территории Западно-Сибирской НПП. ПГО «Севморгеология», 2010.

103. *Гуревич А. Б.* Обобщить и систематизировать материалы по угленосности территории Таймырского АО с подсчетом прогнозных ресурсов по состоянию на 1.01.2003 г. СПб., фонды ВСЕГЕИ, 2002.

104. *Гуревич В. И.* и др. Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. – Л.: НПО «Севморгеология», фонды МАГЭ, 1985.

105. *Зацетин Е. Н.* и др. Авиадесантная гравиметрическая съемка 2-го класса по программе МГМ в 1981 г. в Карском море. ФГУНПП ПМГРЭ.

106. *Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П.* и др. Стратиграфия и условия образования юрских и меловых отложений западной части Енисей-Хатангского залива в связи с перспективами их нефтегазоносности. – СПб., ВНИИОкеангеология, 1960.

107. *Карцева Г. Н., Афанасенков Г. П.* и др. Обобщение данных бурения в Енисей-Хатангском прогибе по стратиграфии, литологии и нефтегазоносности мезозойских отложений. – СПб., ВНИИОкеангеология, 1982.

108. *Кулаков С. В.* Геоэкологические исследования водной среды и донных осадков оз. Пясино, р. Пясины и Пясинского залива в 1997–1999 гг. Норильск, 2001, фонды ДЦАГРЭ (ВСЕГЕИ).

109. *Кулаков С. В.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листов S-45-IX–X, XV–XVI (Хутудинская площадь) – информационный отчет Мининской партии о результатах незавершенных работ. Норильск, 2002, фонды ДЦАГРЭ.

110. Легенда Таймырской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Норильск, ТТГФ (Таймырские территориальные геологические фонды), 1997.

111. Легенда Таймырско-Североземельской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.

112. *Мейснер Л. Б.* Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности недр Енисейского и Хатангского заливов. ОАО «Южморгеология», 2010.

113. *Неизвестнов Я. В., Бро Е. Г., Гинсбург Г. Д.* и др. Типизация морских артезианских бассейнов Арктики по комплексу гидрогеологических показателей нефтегазоносности. Т. 77. – Л., НИИГА, Фонды ВНИИОкеангеология, 1977.

114. *Никулов Л. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Диксонской площади (отчет по групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 в западной части Горного Таймыра в пределах Диксоновского блока). Красноярск, КГУ, 1989.

115. *Никулов Л. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Диксоновской площади. Отчет по групповой съемке и геологическому доизучению масштаба

1:200 000 в западной части Горного Таймыра на площади листов S-44-XXI–XXIV, XXVII–XXX; S-45-XIX–XXI, XXIV, XXV, XXVI за 1985–1990 гг. ПГО «Красноярскгеология», 1990.

116. *Падерин П. Г.* Составление опорной легенды Госгеолкарты-200 Таймырской серии листов (новое поколение). Отчет Таймырской партии о результатах работ по составлению опорной легенды Таймырской серии листов «Госгеолкарты-200», проведенных в 1996–2001 гг. Норильск, фонды ДГУП ЦАГРЭ (ВСЕГЕИ), 2002.

117. *Понина В. А.* Региональные комплексные геофизические исследования на При-таймырском участке шельфа Карского моря. Мурманск, ОАО «СМНГ», 1991.

118. *Проскурнин В. Ф.* и др. Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области. Отчет о результатах работ. СПб., ВСЕГЕИ, 2008.

119. Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазонасности южной периклинали Северо-Карского бассейна. Отчет по госконтракту. Фонды ОАО «Севморнефтегеофизика». Мурманск, 2011.

120. *Романов А. П., Ладыгин С. В.* и др. Геологическое доизучение площади листов Госгеолкарты-1000/3 S-44 (Диксон), S-45 (Усть-Тарей), в рамках объекта: «Создание комплекта Госгеолкарты-1000/3 листов S-44 (Диксон), S-45 (Усть-Тарей)» (Госконтракт № 29/06/14–2 от 4.03.2014 г.) по договору № 8/05 от 2.06.2014 г. ГПКК «КНИИГиМС». Красноярск, 2015.

121. *Рослов Ю. В.* и др. Глубинная геологическая модель Баренцево-Карской плиты (северной части Обско-Баренцевского мегабассейна) и зон ее сочленения с сопредельными тектоническими областями по линии геотраверза 3-АР: Белое море–о. Пионер (архипелаг Северная Земля). СПб., ПГО «Севморгеология», 2007.

122. *Сакулина Т. С.* Проведение комплексных геолого-геофизических исследований на опорном профиле 4-АР с целью изучения глубинного строения и уточнения перспектив нефтегазонасности Баренцево-Карской плиты и зон ее сочленения с сопредельными тектоническими структурами. Отчет по гос. контракту. Фонды ФГУНПП «Севморгео». СПб., 2007.

123. *Салманов А. П., Мартынов А. В.* и др. Отчет о проведении поисковых работ на рудопроявлениях меди и никеля на площади Убойнинской антиклинали Пуринской площади за 1982–1985 гг. Норильск, ПГО «Красноярскгеология», 1985.

124. *Сердюк С. С.* Каталог месторождений и проявлений полезных ископаемых Таймыра. Отчет. Красноярск, КФ СНИИГГиМС, 1992.

125. *Троицкий С. Л., Куликов Н. Н.* Основные черты геологического строения и рельеф бассейнов рек Сырадасай, Быстрой, ср. течения р. Пуры и левобережья р. Глубокой. Красноярск, КГУ, 1952.

126. *Федотов А. Н.* Поиски коксующихся углей на Диксонской площади в пределах Сырадасайской структуры. (Отчет по работам 1985–1988 гг. на листах S-44-117-ВГ, 118-ВГ, 119-ВГ). ПГО «Красноярскгеология», 1988.

127. *Четвергов А. П.* и др. Отчет о работах Северной и Полярной гравиметрических партий за 1969–1970 гг. Красноярское ГУ, 1970.

128. *Шануренко Н. К.* и др. Минерагеня Североземельско-Таймырского региона (отчет по теме «Прогнозно-металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области»). Л., ПГО «Севморгеология» и ВНИИОкеангеология, 1984.

129. *Шануренко Н. К., Васильев Б. С., Захаров Ю. И.* и др. Эндогенные золоторудные и золотоносные формации Североземельско-Таймырского региона. Норильск, ЦАГРЭ, 1988.

130. *Школа И. В., Ронкина З. З., Бро Е. Г.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Свердруп-1 (О. Свердруп, Карское море). ВНИИОкеангеология, 1981.

131. *Ларичев А. И., Чеканов В. И.* Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений геологоразведки на нефть и газ. – СПб., ФГУП ВСЕГЕИ.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, первичных и вторичных геохимических ореолов, показанных на листах S-44, S-45 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Нефть и газ			
Нефть			
IV-6-42	П	Река Толбато	27
V-3-41	П	Река Сырадасай	34
V-3-44	П	Река Сырадасай	34
Газ			
V-3-38	П	Река Сырадасай	34
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
V-2-11	МС/З	Слободское	33
V-2-18	ММ/З	Крестьянское	33
IV-2-9	П/З	Бухта Лемберова	32
IV-2-10	П	Лемберовское	32
IV-3-18	П	Река Убойная	30
IV-3-19	П	Река Прав. Убойная	30
IV-3-20	П	Река Прав. Убойная	30
IV-3-21	П	Истоки р. Каменка	30
IV-3-22	П	Истоки р. Каменка	30
IV-3-23	П	Река Вост. Убойная	30
IV-3-26	П	Река Вост. Убойная	30
IV-3-29	П	Убойнинское	30
IV-4-9	П	Река Прав. Макарова	31
IV-4-10	П	Река Макарова	31
IV-4-11	П	Река Прав. Макарова	31
IV-4-12	П	Малоозерновское-I	31
IV-4-14	П	Малоозерновское-II	31
IV-4-13	П	Истоки р. Домба	31
IV-4-16	П	Истоки р. Новорможово	31
IV-5-14	П	Река Дюмталей	28
IV-5-17	П	Правобережье, ниж. теч. р. Пясины	28

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-19	П	Правобережье, ниж. теч. р. Пясина	28
IV-5-20	П	Правобережье, ниж. теч. р. Пясина	28
IV-5-21	П	Правобережье, ниж. теч. р. Пясина	28
IV-5-22	П	Правобережье, ниж. теч. р. Пясина	28
IV-6-2	П	Река Бинюда	27
IV-6-4	П	Река Бинюда	27
IV-6-5	П	К северу от р. Хутодань	27
IV-6-6	П	К северу от р. Хутодань	27
IV-6-7	П	Река Хутодань	27
IV-6-9	П	К северу от р. Хутодань	27
IV-6-10	П	Река Хутодань	27
IV-6-13	П	Река Хутодань	27
IV-6-18	П	Истоки р. Чедырымота	27
IV-6-21	П	Река Чедырымота	27
IV-6-25	П	Река Лынта	27
IV-6-26	П	Правобережье р. Бинюда	27
IV-6-27	П	Правобережье р. Бинюда	27
IV-6-28	П	Правобережье р. Бинюда	27
IV-6-32	П	Река Сорога-Бигай	27
IV-6-37	П	Река Дюйчока	27
IV-6-39	П	К западу от р. Бинюда	27
IV-6-43	П	К западу от р. Бинюда	27
V-2-1	П	Река Лев. Убойная	33
V-2-2	П	Река Максимовка	33
V-2-7	П	Бухта Слободская	33
V-2-8	П	Зимовье Слободское	33
V-2-9	П	Ефремовское	33
V-2-12	П	Река Мал. Ефремова	33
V-2-13	П	Матвеевское	33
V-2-14	П	Река Матвеевка	33
V-2-15	П	Река Матвеевка	33
V-2-16	П	Река Крестьянка	33
V-2-17	П/З	Верхнекрестьянское	33
V-3-2	П	Река Холодная	34
V-3-7	П	Река Дянгур	34
V-3-8	П	Левобережье р. Холодная	34
V-3-11	П	Река Прав. Убойная	34
V-3-12	П	Оз. Косотурку	34
V-3-17	П	Река Мал. Кособигай	34

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-19	П	Лев. приток р. Кособигай	34
V-3-20	П	Истоки р. Ефремова	34
V-3-34	П	Сырадасайское	34
V-4-2	П/З	Пясинское	29
V-4-8	П	Река Дянгур	29
V-4-10	П	Лев. приток р. Кособигай	29
V-4-11	П	Лев. приток р. Кособигай	29
V-4-19	П	Река Лабака	29
V-4-20	П	Река Лабака	29
V-4-24	П	Водораздел рек Лабака и Коундей	29
У г о л ь б у р ы й			
VI-3-1	П	Река Сариха	23
Т о р ф			
I-3-1	П	Остров Тройной (т.н. 218)	ГДП-1000/3
I-3-5	П	Остров Хлебникова (т.н. 350)	ГДП-1000/3
III-3-7	П	Остров Восточный Каменный (т.н. 114)	ГДП-1000/3
VI-1-3	П	Западный берег Енисейского залива (т.н. 143)	ГДП-1000/3
VI-2-3	П	Западный берег Енисейского залива (т.н. 144)	ГДП-1000/3
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Железо, марганец (ЖМК)			
I-1-2	ПМ	Донная станция 68	ГДП-1000/3
I-1-4	ПМ	Донная станция 69	ГДП-1000/3
I-2-1	ПМ	Донная станция 23	ГДП-1000/3
I-2-2	ПМ	Донная станция 95	ГДП-1000/3
I-2-3	ПМ	Донная станция 96	ГДП-1000/3
I-2-4	ПМ	Донная станция 97	ГДП-1000/3
I-2-5	ПМ	Донная станция 24	ГДП-1000/3
I-2-6	ПМ	Донная станция 89	ГДП-1000/3
I-3-4	ПМ	Донная станция 32	ГДП-1000/3
I-3-6	ПМ	Донная станция 33	ГДП-1000/3
I-3-7	ПМ	Донная станция 30	ГДП-1000/3
I-3-8	ПМ	Донная станция 105	ГДП-1000/3
I-3-9	ПМ	Донная станция 108	ГДП-1000/3
I-3-10	ПМ	Донная станция 102	ГДП-1000/3
I-4-1	ПМ	Донная станция 133	ГДП-1000/3

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-1	ПМ	Донная станция 139	ГДП-1000/3
I-5-2	ПМ	Донная станция 135	ГДП-1000/3
I-5-4	ПМ	Донная станция 57	ГДП-1000/3
I-6-1	ПМ	Донная станция 46	ГДП-1000/3
I-6-4	ПМ	Донная станция 147	ГДП-1000/3
I-6-5	ПМ	Донная станция 188	ГДП-1000/3
I-6-6	ПМ	Донная станция 145	ГДП-1000/3
I-6-9	ПМ	Донная станция 41	ГДП-1000/3
I-6-14	ПМ	Донная станция 42	ГДП-1000/3
I-6-15	ПМ	Донная станция 144	ГДП-1000/3
II-1-1	ПМ	Донная станция 70	ГДП-1000/3
II-1-2	ПМ	Донная станция 173	ГДП-1000/3
II-1-3	ПМ	Донная станция 172	ГДП-1000/3
II-1-4	ПМ	Донная станция 71	ГДП-1000/3
II-1-5	ПМ	Донная станция 72	ГДП-1000/3
II-1-6	ПМ	Донная станция 174	ГДП-1000/3
II-1-7	ПМ	Донная станция 175	ГДП-1000/3
II-2-1	ПМ	Донная станция 81	ГДП-1000/3
II-2-2	ПМ	Донная станция 79	ГДП-1000/3
II-2-4	ПМ	Донная станция 78	ГДП-1000/3
II-3-2	ПМ	Донная станция 113	ГДП-1000/3
II-3-3	ПМ	Донная станция 153	ГДП-1000/3
II-3-4	ПМ	Донная станция 114	ГДП-1000/3
II-3-5	ПМ	Донная станция 54	ГДП-1000/3
II-3-6	ПМ	Донная станция 152	ГДП-1000/3
II-4-1	ПМ	Донная станция 122	ГДП-1000/3
II-4-3	ПМ	Донная станция 123	ГДП-1000/3
II-4-5	ПМ	Донная станция 56	ГДП-1000/3
II-4-7	ПМ	Донная станция 35	ГДП-1000/3
II-5-1	ПМ	Донная станция 138	ГДП-1000/3
II-5-3	ПМ	Донная станция 137	ГДП-1000/3
III-2-1	ПМ	Донная станция 77	ГДП-1000/3
III-2-2	ПМ	Донная станция 84	ГДП-1000/3
III-2-4	ПМ	Донная станция 76	ГДП-1000/3
III-2-5	ПМ	Донная станция 51	ГДП-1000/3
III-2-7	ПМ	Донная станция 166	ГДП-1000/3
III-2-8	ПМ	Донная станция 50	ГДП-1000/3
III-3-2	ПМ	Донная станция 157	ГДП-1000/3
III-4-1	ПМ	Донная станция 116	ГДП-1000/3

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-5	ПМ	Донная станция 28	ГДП-1000/3
III-4-6	ПМ	Донная станция 159	ГДП-1000/3
IV-1-1	ПМ	Донная станция 47	ГДП-1000/3
IV-1-2	ПМ	Донная станция 14	ГДП-1000/3
IV-2-1	ПМ	Донная станция 168	ГДП-1000/3
IV-2-2	ПМ	Донная станция 170	ГДП-1000/3
IV-2-3	ПМ	Донная станция 169	ГДП-1000/3
IV-2-4	ПМ	Донная станция 17	ГДП-1000/3
IV-3-2	ПМ	Донная станция 184	ГДП-1000/3
IV-3-3	ПМ	Донная станция 164	ГДП-1000/3
Марганец			
I-6-3	ВГХО	Акватория	ГДП-1000/3
Хром			
IV-5-13	ВГХО	Река Кучумка	28
Титан, цирконий			
IV-5-6	ШО	Междуречье Ловких и Бегичева	28
Ванадий			
III-6-8	ПМ	Река Хутудабига	23
Цветные металлы			
<i>Медь</i>			
I-6-12	ПМ	Поляр. ст. Стерлегова	23
I-6-13	ПМ	Мыс Стерлегова	23
II-5-10	ПМ	Бухта Ветренная	23
II-6-1	ПМ	Мыс Пиритовый	23
II-6-11	ПМ	Река Гусиная	23
III-5-7	ПМ	Зал. Минина	23
III-5-8	ПМ	Зал. Минина	23
III-5-12	ПМ	Фиорд Хутуда	23
III-5-14	ПМ	Фиорд Хутуда	23
Медь, молибден			
V-3-4	П	Убойное I	34
V-3-6	П	Убойное II	34
IV-6-16	ПМ	Река Лынта	27
V-3-5	ПМ	Массив Убойный	34

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-14	ПМ	Река Пура	29
IV-2-5	ВГХО	Реки Михайлова–Аварийная	28
Медь, свинец			
I-2-8	ШП	Остров Большой (т.н. 402)	ГДП-1000/3
III-3-8	ШП	Остров Восточный Каменный (т.н. 114)	ГДП-1000/3
Медь, цинк			
V-4-18	ПМ	Оз. Надудотурку	29
V-4-21	ПМ	Лабакский	29
II-6-5	ПГХА	Остров Маркгам	ГДП-1000/3
V-3-45	ПГХА	Река Ньюнода	34
IV-4-17	ВГХО	Междуречье Вост. Убойная и Новоморжово	31
Медь, свинец, цинк			
IV-3-5	ПМ	Устье р. Новоморжово	30
Медь, никель			
II-5-24	П	Бухта Глухая	23
III-5-4	П	П-ов Минина	23
III-6-7	ПМ	Река Хутудабига	23
IV-5-4	ПМ	Прот. Старица	28
IV-5-7	ПМ	Река Чедырымота	28
IV-5-12	ПМ	Река Мал. Кучумка	28
V-4-17	ШП	Оз. Коундей	29
V-2-20	ПГХО	Нижнее течение р. Рогозинка	33
Медь, олово			
V-3-37	ВГХО	Река Верх. Тамы	34
Медь, серебро			
V-3-21	ПМ	Река Кособигай	34
III-5-10	ПГХА	Река Хутудабигай	ГДП-1000/3
Свинец, цинк			
II-5-15	ПМ	Остров Нерпичий (т.н. 132)	ГДП-1000/3
II-5-19	ПМ	Остров Нерпичий	23
III-5-13	ПМ	П-ов Рыбный	23
V-3-22	ПМ	Река Кособигай	34
V-4-29	ПМ	Река Кафусалиру	29

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-23	ПГХО	Правобережье, ниж. теч. р. Пясины	28
IV-3-11	ПГХА	Река Убойная	ГДП-1000/3
VI-2-2	ПГХА	Остров Крестовский	ГДП-1000/3
IV-3-8	ВГХО	Река Зелеева	30
IV-3-13	ВГХО	Река Новоморжово	30
IV-3-17	ВГХО	Река Убойная	30
IV-5-11	ВГХО	Река Дюмталей	28
IV-5-18	ВГХО	Река Кучумка	28
V-3-10	ВГХО	Реки Прав. и Мал. Убойная	34
V-4-6	ВГХО	Реки Угольная и Контаракубору	29
V-4-30	ВГХО	Река Нюдябору	29
III-1-2	ВГХА	Остров Свердрупы	ГДП-1000/3
III-2-6	ВГХА	Донная станция 51	ГДП-1000/3
VI-2-1	ВГХА	Донная станция 9	ГДП-1000/3
I-1-3	ШП	Донная станция 18	ГДП-1000/3
I-6-8	ШП	Донная станция 40	ГДП-1000/3
II-4-2	ШП	Донная станция 122	ГДП-1000/3
II-4-4	ШП	Донная станция 123	ГДП-1000/3
II-5-8	ШП	Бух. Михайлова (т.н. 118)	ГДП-1000/3
II-6-4	ШП	Река Тревожная (т.н. 227)	ГДП-1000/3
II-6-12	ШП	Река Гусиная (т.н. 231)	ГДП-1000/3
III-3-3	ШП	Остров Западный Каменный (т.н. 212)	ГДП-1000/3
III-3-4	ШП	О. Восточный Каменный (т.н. 367)	ГДП-1000/3
III-3-6	ШП	О. Восточный Каменный (т.н. 313)	ГДП-1000/3
IV-3-9	ШП	Река Убойная (т.н. 207)	ГДП-1000/3
Н и к е л ь			
IV-6-44	ПМ	Река Бинюда	27
IV-6-45	ПМ	Река Бинюда	27
IV-6-46	ПМ	Река Бинюда	27
IV-4-7	ВГХО	Река Макарова	31
V-2-21	ШП	Мыс Кузнецовский	33
V-2-22	ШП	Река Осиповка	33
V-2-23	ШП	Левый приток р. Рогозинка	33
Н и к е л ь , х р о м			
IV-6-35	ПГХА	Река Дюйчока	27
IV-6-40	ПГХА	К западу от р. Бинюда	27
IV-6-41	ПГХА	К западу от р. Бинюда	27
IV-6-12	ВГХО	Истоки р. Хутодань	27

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-15	ВГХО	Река Лынта	27
IV-6-17	ВГХО	Река Мал. Дептурама	27
IV-6-24	ВГХО	Река Чулюю	27
IV-6-34	ВГХО	Река Сорогабигай	27
Н и к е л ь , м е д ь			
IV-6-29	ПГХА	Река Чедырымота	27
IV-5-24	ВГХО	Левый берег р. Кучумка	28
Н и к е л ь , к о б а л ь т , п л а т и н а			
IV-6-22	П	Чулюю	27
М о л и б д е н			
II-6-2	ПМ	Река Ленивая	23
II-6-9	ПМ	Река Медвежья	23
III-4-3	ПМ	Остров Круглый	23
III-4-4	ПМ	Остров Подкова	23
IV-4-1	ПМ	Остров Расторгуева	31
I-6-16	ПГХА	Река Ленивая	ГДП-1000/3
III-4-2	ПГХА	Остров Бардропер	ГДП-1000/3
III-4-7	ПГХА	Остров Расторгуева, т.н. 108	ГДП-1000/3
IV-2-7	ВГХО	Нижн. теч. р. Мал. Лемберова	28
IV-4-6	ВГХО	Река Домба	31
IV-4-18	ВГХО	Истоки р. Сред. Озёрная	31
V-3-23	ВГХО	Реки Ефремова–Дюндака	34
I-6-2	ВГХА	Донная станция 46	ГДП-1000/3
II-5-4	ВГХА	Донная станция 36	ГДП-1000/3
М о л и б д е н , в о л ь ф р а м			
IV-4-2	ПМ	Остров Моржово	31
IV-3-1	ШП	Остров Расторгуева	30
В о л ь ф р а м			
I-6-11	ШП	П-ов Полярника	ГДП-1000/3
О л о в о			
V-4-7	ВГХО	Оз. Контаракунтурку	29
V-4-15	ШО	Оз. Надудотурку	29
V-4-13	ПШ	Река Фиедибобомалорому	29
II-5-9	ШП	Река Диоритовая (т.н. 9)	ГДП-1000/3

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Р т у т ь			
IV-4-3	ШО	Река Домба	31
IV-5-5	ШП	Река Бегичева	28
V-4-3	ПШ	Река Кодябигай	29
V-4-5	ПШ	Река Контаракубору	29
V-4-9	ПШ	Река Красносопчная	29
Р т у т ь , м ы ш ь я к			
IV-3-12	ШП	Река Новоморжово	27
IV-3-27	ПШ	Река Вост. Убойная	27
IV-4-19	ПШ	Река Вост. Озёрная	31
V-4-28	ПШ	Река Сонабигай	29
IV-4-8	ШО	Реки Макарова и Мал. Озёрная	31
V-3-16	ШО	Реки Мал. Убойная–Дюндака	34
V-3-46	ШО	Правобережье р. Сырадасай	34
М ы ш ь я к			
V-3-14	П	Убойнинское	34
V-3-40	П	Река Сырадасай	34
V-3-27	ПМ	Низовья р. Дюндака	34
IV-6-38	ПМ	Река Дюйчока	27
V-4-16	ПМ	Оз. Надудотурку	29
V-4-22	ПМ	Оз. Надудотурку	29
V-3-15	ВГХО	Реки Мал. Убойная–Дюндака	34
IV-4-5	ПШ	Река Домба	31
IV-4-15	ШП	Оз. Аника	31
V-3-9	ПШ	Река Холодная	34
V-4-4	ПШ	Река Мал. Пура	29
V-2-19	ШО	Река Крестьянка	33
V-3-13	ШО	Верхн. теч. р. Ефремова	34
V-3-25	ШО	Истоки р. Крестьянка	34
М ы ш ь я к , с у р ь м а			
IV-6-11	ПМ	Река Дептурама	27
IV-6-30	ПМ	Река Чедырымота	27
Р е д к и е м е т а л л ы			
Б е р и л л и й			
II-4-9	ПМ	Остров Длинный	23
II-6-7	ПМ	Гора Медвежья	23

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-11	ПМ	Северное	109
II-5-12	ПМ	П-ов Северный	109
		Ниобий, свинец	
IV-3-24	ПМ	Река Лев. Убойная	27
		Ниобий, торий, свинец	
IV-3-25	ПМ	Левоубоунинский	27
		Германий	
IV-3-6	ПМ	Устье р. Талая	30
		Гафний	
II-5-2	ВГХА	Донная станция 138	ГДП-1000/3
		Благородные металлы	
		Золото	
II-5-13	П	Встреча	23, 109
II-5-18	П	Видимое	118
II-5-20	П	Развал	109
II-5-22	П	Конечное	118
II-5-21	П	Выступ	109
II-5-25	П	Глухое	109
III-5-2	П	Бухта Глухая	109
III-5-3	П	П-ов Минина	109
II-5-16	ПМ	Мыс Конечный	109
II-5-17	ПМ	Гора Конечная	109
II-6-3	ПМ	Мыс Пиритовый	23
II-6-8	ПМ	Мыс Поспеева	109
III-5-6	ПМ	Река Северная	23, 109
III-6-1	ПМ	Река Блудная	23
III-6-2	ПМ	Река Тамараг	23
III-6-3	ПМ	Река Грустная	23
III-6-4	ПМ	Река Тамараг	23
III-6-5	ПМ	Река Грустная	23
IV-5-1	ПМ	Река Дептурама	28
IV-5-2	ПМ	Мыс Входной	28
IV-5-15	ПМ	Река Дюмталей	28
IV-5-16	ПМ	Река Дюмталей	28
V-2-10	ПМ	Мыс Бражникова	33

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-6	ШО	Северный ореол п-ова Михайлов	109
II-5-7	ШО	Южный ореол п-ова Михайлов	109
II-5-14	ШО	Бухты Михайлова–Конечная	23,109
II-5-23	ШО	Руч. Короткий	23
II-6-13	ШО	Река Новая	23
III-5-1	ШО	П-ов Минина	23
III-5-5	ШО	Река Северная	23
III-5-9	ШО	Река Хутудабига	23
III-6-6	ШО	Река Хутудабига	23
IV-6-31	ШО	Река Чедырымота	27
IV-6-33	ШО	Река Сорога-Бигай	27
V-3-18	ШО	Реки Кособигай–Дянгур	34
V-4-12	ШО	Реки Коундей–Лабака	29
I-3-3	ШП	Остров Тройной (т.н. 516)	ГДП-1000/3
I-2-9	ШП	О-ва Арктического института (т.н. 504)	ГДП-1000/3
I-2-10	ШП	О-ва Арктического института (т.н. 503)	ГДП-1000/3
II-5-5	ШП	П-ов Михайлова (т.н. 546)	ГДП-1000/3
II-6-6	ШП	Остров Маркгам (т.н. 543)	ГДП-1000/3
II-6-10	ШП	Остров Соревнования (т.н. 544)	ГДП-1000/3
III-1-1	ШП	Остров Свердруп (т.н. 324)	ГДП-1000/3
III-3-5	ШП	Остров Восточный Каменный (т.н. 214)	ГДП-1000/3
III-5-11	ШП	Река Хутудабига (т.н. 522)	ГДП-1000/3
IV-2-8	ШП	Река Лемберова (т.н. 5)	ГДП-1000/3
IV-3-7	ШП	Устье р. Убойная	27
IV-5-3	ШП	Река Песочная	28
IV-5-8	ШП	Правобережье, ниж. теч. р. Пясины	28
IV-5-9	ШП	Река Мономада	28
IV-5-10	ШП	Правый приток р. Мономада	28
IV-6-14	ШП	Река Хутодань	27
IV-6-19	ШП	Река Бинюда	27
IV-6-20	ШП	Река Лынта	27
IV-6-49	ШП	Прав. приток р. Сюдя	27
V-4-31	ШП	Истоки р. Кафусалиру	29
IV-3-28	ПШ	Река Лев.Убойная	27
Серебро			
IV-6-1	ВГХО	Река Дептурама	27
Платина			
V-3-28	ПМ	Оз. Надудотурку	34

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П а л л а д и й			
V-4-26	ПМ	Юж. побер. оз. Надудотурку	29
Радиоактивные элементы			
У р а н			
II-4-10	ПМ	Остров Циркуль	23
V-3-42	ПМ	Река Сырадасай	34
IV-4-4	ПГХА	Река Домба	31
Т о р и й			
I-6-10	ШП	Донная станция 41	ГДП-1000/3
II-4-6	ШП	Донная станция 55	ГДП-1000/3
III-3-1	ШП	Донная станция 52	ГДП-1000/3
IV-3-4	ШП	Донная станция 21	ГДП-1000/3
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Химическое сырье			
Б а р и т			
IV-6-8	ВГХО	Река Дептурама	27
Минеральные удобрения			
Ф о с ф о р и т			
I-2-7	ПМ	Остров Большой	ГДП-1000/3
IV-3-16	ПМ	Река Убойная	ГДП-1000/3
Керамическое и огнеупорное сырье			
Пегматит керамический			
II-6-7	ПМ	Река Медвежья	23
Горнотехническое сырье			
А с б е с т			
V-2-6	ПМ	Река Ефремова	33
Г р а ф и т			
IV-6-3	П	Река Бинюда	27
IV-6-36	П	Горы Мала-Барранга	27
Драгоценные и поделочные камни			
А г а т ы			
V-3-24	П	Река Дюндака	34
V-3-26	П	Река Верх. Тамы	34

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-29	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
V-3-30	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
V-3-31	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
V-3-32	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
V-3-33	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
Минералы-спутники алмазов			
Му а с с а н и т			
IV-6-47	ШП	Река Мал. Сюдя	27
IV-6-48	ШП	Река Мал. Сюдя	27
П и р о п			
IV-6-23	ШП	Река Чулюю	27
Х р о м д и о п с и д			
I-1-1	ШО	Акватория	ГДП-1000/3
I-5-3	ШП	Донная станция 135	ГДП-1000/3
II-2-3	ШП	Донная станция 85	ГДП-1000/3
II-3-7	ШП	Донная станция 152	ГДП-1000/3
II-4-8	ШП	Донная станция 118	ГДП-1000/3
III-1-3	ШП	Донная станция 75	ГДП-1000/3
III-2-3	ШП	Донная станция 84	ГДП-1000/3
VI-1-1	ШП	Донная станция 181	ГДП-1000/3
Строительные материалы			
Магматические породы			
Средние интрузивные породы			
V-3-1	ММ	Убойнинский массив	34
Основные интрузивные породы			
IV-2-6	ММ/З	Остров Диксон	28
V-2-5	ММ	Мыс Палец	33
V-3-3	ММ	Река Базовая	34
Карбонатные породы (известняк)			
IV-3-10	ММ	Река Убойная	30
IV-3-14	ММ	Река Новоморжово	33
IV-3-15	ММ	Река Зеледеева	30
V-2-3	ММ	Бухта Ефремова	33
V-2-4	ММ	Река Максимовка	33

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Глинистые породы			
Глины кирпичные, черепичные и гончарные			
V-4-1	ММ	Река Ньюадябору	29
Глины керамзитовые			
V-4-23	ММ	Лабакское	29
V-4-25	ММ	Лев. приток р. Лабака	29
V-4-27	ММ	Истоки р. Быстрая	29
V-6-1	ММ	Река Пясина	34
Прочие ископаемые			
Б и т у м			
I-3-2	П	Остров Тройной	ГДП-1000/3
I-6-7	П	Остров Рингнес	ГДП-1000/3
II-3-1	П	Остров Большой	ГДП-1000/3
V-3-35	П	Река Сырадасай	34
V-3-36	П	Река Верх. Тамы	34
V-3-39	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
V-3-43	П	Лев. приток р. Сырадасай	34
VI-I-2	П	Прол. Овцына	ГДП-1000/3

Принятые сокращения: МС – среднее месторождение; ММ – малое месторождение. П – проявление; ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол, ПГХО – первичный геохимический ореол; ПГХА – первичная геохимическая аномалия; ВГХО – вторичный геохимический ореол; ВГХА – вторичная геохимическая аномалия; ШП – шлиховая проба, ПШ – поток шлиховой.

Таблица металлотектов

Свита, толща, комплекс	Наименование, характеристика, формационная принадлежность	Минерагеническая специализация	Рудоконтролирующее значение	Рудоконтролирующие структуры и обстановка
Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция				
1 Au,Mo/RF-С;С-Р;Т Хутудинско-Большевицкая минерагеническая зона				
αgRF _{3tr}	Тревожинский метаморфический комплекс плагиогнейсово-амфиболитовый	Ве, Мо, полевой шпат	Рудогенерирующий и рудовмещающий для керамических и берилл-редкометалльных пегматитов	Близость гранитных интрузий, мигматизация
RF _{3pm}	Приметнинская толща, метаморфизованные вулканиты	Cu	Вмещает медно-кварц-сульфидную минерализацию	Зоны разломов, трещиноватости
εγV _{1с}	Чугунковский (медвежинский) комплекс щелочных и умеренно-щелочных гранитов	Полевой шпат	Рудогенерирующий и рудовмещающий для керамических пегматитов	Зоны тектоно-магматической активизации. Глубинные разломы
V?ln	Ленивенская серия.	Au, Cu	Рудовмещающая среда для объектов золоторудной кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой, медно-кварц-сульфидной формаций	Зоны разломов, интенсивной трещиноватости. Близость гранитных интрузий
V?vs	Воскресенская и стерлеговская толщи. Метатерригенные флишоидные толщи			
V?st				
Є,mn	Мининская толща. Метатерригенная флишоидная толща	Au	Рудовмещающая среда для объектов золоторудной кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций	Зоны разломов, интенсивной трещиноватости. Зеленосланцевая стадия метаморфизма
Є ₃ -O _{1gr}	Грустининская свита. Карбонатная толща	Au, As, Hg	Рудовмещающая среда для золотого, мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения золото-сульфидной формации	Антиклинальные структуры, осложненные разрывными нарушениями
γC _{2-3lt}	Ленивенско-толлевский комплекс мигматит-гранитовый	Полевой шпат, Ве	Рудогенерирующий и рудовмещающий для керамических и редкометалльных пегматитов	Зоны тектоно-магматической активизации. Зоны разломов

Свита, толща, комплекс	Наименование, характеристика, формационная принадлежность	Минерагеническая специализация	Рудоконтролирующее значение	Рудоконтролирующие структуры и обстановка
$\gamma\delta C_3-P_{1m}$	Мининский комплекс гранодиоритовый	Au, Be, U	Рудогенерирующее золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение; рудогенерирующий и рудовмещающий для редкометалльных и урановородных пегматитов	Зоны тектоно-магматической активизации. Зоны разломов
$\gamma\delta T_2-3l$	Рыбнинский комплекс гранодиоритовый	Mo	Рудогенерирующий и рудовмещающий для молибден-медно-порфирового оруденения	Зоны тектоно-магматической активизации. Зоны разломов. Зоны контактов
2 Au, Cu/RF-V; C-P; T Центральнo-Таймырская медно-золоторудная минерагеническая зона				
S_2-D_2up	Устьясинская свита. Терригенно-карбонатная	Au, As, Hg, Sb	Рудовмещающая среда для золотого, мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения золото-сульфидной формации	Зоны разломов, интенсивной трещиноватости
C_{1zl}	Зелеевская свита. Терригенно-карбонатная	Au, As, Hg, Sb	Рудовмещающая среда для золотого, мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения золото-сульфидной формации	Зоны тектоно-магматической активизации. Антиклинальные структуры, осложненные разрывными нарушениями
$v\beta D_3d$	Дивнинский комплекс габбро-долеритовый	Cu, Ni, V	Рудогенерирующий и рудовмещающий для медно-никелевого оруденения	Зоны тектоно-магматической активизации. Зоны разломов. Зоны контактов
ξT_2-3tu	Моржов-убойнинский комплекс монцитит-граносиенитовый	Cu, Mo, W	Рудогенерирующий и рудовмещающий для молибден-медно-порфирового, вольфрам-молибденитового скарнового оруденений	Зоны тектоно-магматической активизации. Зоны разломов
3 Au, Hg, Sb/O; T Диксоновско-Северобыррангская сурьмяно-ртутно-золоторудная минерагеническая зона				
S_2-D_2up	Устьясинская свита. Терригенно-карбонатная	Au, As, Hg, Sb	Рудовмещающая среда для золотого, мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения золото-сульфидной формации	Зоны разломов, интенсивной трещиноватости
$D_{1-3tr-vl}$	Тарейская, песчанинская и валентиновская свиты объединенные. Терригенно-карбонатная	Гипс, ангидрит. Нефть и битумы	Вмещает залежи гипса и ангидрита (на соседнем листе S-46)	Лагунные и отмирающие морские бассейны

Свита, толща, комплекс	Наименование, характеристика, формационная принадлежность	Минерагеническая специализация	Рудоконтролирующее значение	Рудоконтролирующие структуры и обстановка
C_{1zl}	Зелеевская свита. Терригенно-карбонатная	Au, As, Hg, Sb	Рудовмещающая среда для золотого, мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения золото-сульфидной формации	Зоны тектоно-магматической активизации. Антиклинальные структуры, осложненные разрывными нарушениями
P_{1ef}	Ефремовская свита. Прибрежно-континентальная паралическая, лагунная глинисто-песчаная угленосная	Уголь каменный	Вмещает промышленные пласты каменных углей	Области компенсированного погружения внутриконтинентального мелководья
P_{1ub}	Убойнинская свита. Прибрежно-континентальная паралическая, лагунная глинисто-песчаная угленосная	Уголь каменный	Вмещает промышленные пласты каменных углей	Области компенсированного погружения внутриконтинентального мелководья
P_{2kr}	Крестьянская свита. Прибрежно-континентальная паралическая, лагунная глинисто-песчаная угленосная	Уголь каменный	Вмещает промышленные пласты каменных углей	Области компенсированного погружения внутриконтинентального мелководья
$P_{3mr}+b\check{z}$	Макаревичская и бражниковская свиты. Прибрежно-континентальная паралическая, лагунная глинисто-песчаная угленосная	Уголь каменный	Вмещает промышленные пласты каменных углей	Области компенсированного погружения внутриконтинентального мелководья
T_{1lb}	Лабакская свита вулканогенно-осадочная	Агат	Вмещает поделочные камни	Зоны тектоно-магматической активизации
σT_{1bn}	Бинюдинский комплекс плагио-оливинитовый	Ni, Co, Pt	Рудогенерирующий и рудовмещающий для платиново-никелевой минерализации мафит-ультрамафитовой формации	Зоны тектоно-магматической активизации. Зоны разломов
T_{1vt}	Верхнетамская свита вулканогенно-осадочная	Агат	Вмещает поделочные камни	Зоны тектоно-магматической активизации
βT_{1b}	Быррангский комплекс долеритовый	Cu, Ni	Рудогенерирующий и рудовмещающий для медно-никелевого оруденения	Зоны тектоно-магматической активизации
$E\xi T_{2-3lu}$	Левоубойнинский комплекс шонкнит-тенсбергитовый	Cu, Mo	Рудогенерирующий и рудовмещающий для молибден-медно-порфинового оруденения	Зоны тектоно-магматической активизации

Свита, толща, комплекс	Наименование, характеристика, формационная принадлежность	Минерагеническая специализация	Рудоконтролирующее значение	Рудоконтролирующие структуры и обстановка
$\gamma\pi T_{2-3up}$	Устьясинский комплекс гранит-гранодиорит-порфировый	Cu,Mo, Nb,Pb,Th	Рудогенерирующий и рудовмещающий для молибден-медно-порфировой, редкометалльной минерализации	Зоны тектоно-магматической активизации
Западно-Сибирская минерагеническая провинция				
4 УБ/У-К Усть-Енисейская буроугольная минерагеническая область				
sJ	Юрские отложения	Газ, нефть	Потенциально нефтегазоносные отложения (юрский НГК)	Области компенсированного погружения континентального мелководья
K_{1jak}	Яковлевская свита. Континентальная лимническая буроугольная глинисто-алеврит-песчаная	Уголь бурый, газ, нефть	Вмещает пласты бурого угля. Потенциально нефтегазоносные отложения (неокомский НГК)	Области компенсированного погружения континентального мелководья
K_{1-2dl}	Долганская свита. Континентальная лимническая буроугольная глинисто-алеврит-песчаная	Газ, нефть	Потенциально нефтегазоносные отложения (альб-сеноманский НГК)	Области компенсированного погружения континентального мелководья
K_{2ns}	Насоновская свита. Глинисто-песчаная	Газ, нефть	Потенциально нефтегазоносные отложения (верхнемеловой НГК)	Обстановка трансгрессивного накопления толщ
K_{2sl}	Салпадаяхская свита	Фосфориты	Вмещает фосфориты	Обстановка трансгрессивного накопления толщ
Q_H	Голоценовые отложения	Fe,Mn (ЖМК)	Вмещает железо-марганцевые конкреции (ЖМК)	Геохимический барьер: морская вода–поверхностные донные отложения

**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений твердых полезных ископаемых
на площади листов S-44, 45**

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²	Запасы катего- рии (A, B и C)		Σ A + B + C	Прогнозные Ресурсы (P)			Минера- гени- ческий потен- циал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная про- дуктивность (за- пасы+ресурсы/S)
				A + B + C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃			
Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция												
<i>Хутундинско-Большевицкая молибденово-золоторудная минерагеническая зона (1 Au,Mo/RF-Е;С-Р;Т)</i>												
1	1.0.1 Конечнинский золоторуд- ный узел потенциальный [Пас- порт]	Золото корен- ное, т	340						100		100	0,3
<i>Диксоновско-Северобыррангская сурьмяно-ртутно-золоторудная минерагеническая зона (3 Au,Hg,Sb/O;Т)</i>												
	3.1 Западно-Таймырский ка- менноугольный район	Уголь камен- ный (УК), млн т										
2	V-2-11 Слободское месторож- дение	УК, млн т		2,117	85				1316,117		1403,234	
3	V-2-18 Крестьянское место- рождение	УК, млн т		1,067	0,76				46,478		48,305	
4	IV-2-9 Бухта Лемберова прояв- ление	УК, млн т						29			29	
5	IV-2-10 Лемберовское проявле- ние	УК, млн т						46,006			46,006	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²	Запасы категории (А, В и С)		Σ А + В + С	Прогнозные Ресурсы (Р)			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А + В + С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃			
6	IV-3-29 Убойнинское проявление	УК, млн т						365,6			365,6	
7	IV-4-12 Малозерновское-I проявление	УК, млн т					100				100	
8	IV-4-14 Малозерновское-II проявление	УК, млн т										
9	V-2-9 Ефремовское проявление	УК, млн т						200			200	
10	V-2-13 Матвеевское проявление	УК, млн т						200			200	
11	V-2-17 Верхнекрестьянское проявление	УК, млн т							80,077		80,077	
12	V-3-34 Сырадасайское проявление	УК, млн т						3898	1400		5298	
13	V-4-2 Пясинское проявление	УК, млн т					368	835,6	8000–16 000		9203,6–17 203,6	
14	3.2 Бинюдинский платино-кобальт-никелеворудный район потенциальный [Романов, 2016 г.]	Никель, тыс. т	1300						1500		1500	
		Медь, тыс. т						500		500		
		МПГ, т						350		350		
15	3.0.1 Убойнинский молибден-меднорудный узел потенциальный [Романов, S-44-29,30]	Медь, тыс. т	500						500		500	
		Молибден, тыс. т						20		20		
		Золото коренное, т						20		20		

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, (S), км ²	Запасы катего- рии (А, В и С)		Σ А + В + С	Прогнозные Ресурсы (Р)			Минера- гени- ческий потен- циал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная про- дуктивность (за- пасы+ресурсы/S)
				А + В + С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃			
<i>Вне зон</i>												
16	0.1 Восточнокарский железо- марганцеворудный (ЖМК) рай- он потенциальный [Паспорт]	Марганец, млн т	20 000							1,5	1,5	
		Молибден, тыс. т								2	2	
		ЖМК, млн т								8	8	
17	0.2 Мининско-Ленивенский золоторудно-россыпной район потенциальный [Проскурнин, 2008 г.]	Золото рос- сыпное, т	11 800						0,9		0,9	
		Золото корен- ное, т	11 800						300		300	0,025

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листах S-44, 45

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого, ед. изм.	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения рудных полезных ископаемых	Марганец, млн т	1	МП	1,5
	Медь, тыс. т	2	P ₃	1000
	Никель, тыс. т	1	P ₃	1500
	Молибден, тыс. т	1	P ₃	20
		1	МП	2
	Золото коренное, т	3	P ₃	420
	Золото россыпное, т	1	P ₃	0,9
МПП	1	P ₃	350	
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев (угленосных районов)	Уголь энергетический, млн т	2	P ₁	468
		6	P ₂	5545,206
		6	P ₃	18871,67
	Железо-марганцевые конкреции (ЖМК), млн т	1	МП	8

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листов S-44, 45
Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и их прогнозных ресурсов**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ	по результатам работ		
0.1. Восточнокарский железомарганцеворудный (ЖМК) район потенциальный	2000 г., Ю. Е. Погребницкий. Госгеолкарта-1000/2. Лист S-44-46 ЖМК 9–10 млн т., Мп и Мо оценка не производилась. Ресурсы на учете не состоят	МП: ЖМК – 8 млн т	–1–2 млн т	Рекомендуется геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 500 000 в пределах района на площади 20 000 км ² на листах S-44, 45
		Мп – 1,5 тыс. т	+ 1,5 тыс. т	
		Мо – 2 тыс. т	+ 2 тыс. т	

Список буровых скважин, показанных на геологической карте (листы S-44, 45)

Номер на карте	Авторский номер скважины	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое подразделения	Абсолютная отм. устья, м	Назначение скважины	Год бурения	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы
1	2	99	RF ₃ pm	-16	Картировочная	1998	Под слоем воды (0–16 м) вскрыты глинистые четвертичные отложения (16–98,5 м) и темно-зелено-вато-серые туфогравелиты с обломками черных сланцев и серых известняков (98,5–99,0 м)	109
2	3	75	^s K _{1b} -al ₁	-3	Картировочная	1998	Под слоем воды (0–3 м) вскрыты песчано-глинистые четвертичные отложения (3–72 м) и углистые пески, предположительно, мелового возраста (72–75 м)	109
3	1	102	^s K _{1b} -al ₁	-8,2	Картировочная	1998	Под слоем воды (0–8,2 м) вскрыты песчано-глинистые четвертичные отложения (8,2–66 м) и серые углистые пески с прослоями черных углистых глин, предположительно, мелового возраста (66–102 м)	109
4	7	58	RF ₃ pm	0	Картировочная	1998	Скважина вскрыла в интервале 0–24 м четвертичные отложения; 24–57,2 м – меловые (24–32 м – алеврито-глинистые, 32–57,2 м песчаные); 57,2–58 м туфогравелиты зеленые с гравием кремнистых пород	109
5	Свердруп-1	2336	RF-V		Параметрическая	1980	Скважина вскрыла 82 м четвертичных отложений, 1372 м – меловых, 166 м – юрских, и 716 м метаморфических пород	130
6	C-3	321,5	P _{1ub}		Поисковая		Вскрыта наклонная интрузия бинюдинского комплекса, подстилаемая угленосными отложениями убойнинской свиты	27

Номер на карте	Авторский номер скважины	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое подразделения	Абсолютная отм. устья, м	Назначение скважины	Год бурения	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы
7	НТ-3	460,1	T_{vt}		Поисковая		Скважина вскрывает разрезы верхне- и нижнетамской подсвит	29
8	НТ-6	413,1	P_{ub}		Поисковая		Скважина вскрывает убойнинскую, крестьянскую и макаревичскую свиты	
9	НТ-12	330	γT_{2-3up}		Поисковая		Скважина вскрывает гранит-порфиры нижнепясинского комплекса и разрез ефремовской свиты	
10	СС-8	400	P_{ef}		Поисковая		В интервале 23,4–146,8 м вскрыты отложения крестьянской свиты; в интервале 146,8–227,7 м – отложения убойнинской свиты; в интервале 227,7–400,0 м вскрыты отложения ефремовской свиты	34
11	СС-6	400,3	P_{2kr}		Поисковая		В интервале 10,0–90,0 м вскрыты отложения бражниковской свиты; в интервале 90,0–241,0 м – отложения макаревичской свиты, в интервале 241,1–400,3 м – отложения крестьянской свиты (P_{2-3kr})	

**Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных
отложений (листы S-44, 45)**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина (99 м) вскрывает отложения верхнего звена (75 м)	[109] Скважина 2
2	Скважина (88,8 м) вскрывает отложения верхнего звена (3 м), отложения предположительно среднего звена (73,8 м)	[109] Скважина 4
3	Скважина (89 м) вскрывает отложения верхнего звена (3 м), отложения предположительно среднего звена (84 м)	[109] Скважина 5
4	Скважина (58 м) вскрывает отложения предположительно среднего звена (57 м)	[109] Скважина 7
5	Скважина (45 м) вскрывает морские отложения верхнего звена (20,2 м), морские отложения предположительно эоплейстоцена (13,8 м)	[109] Скважина 19
6	Скважина (51 м) вскрывает морские неоплейстоценовые (34,8 м), морские отложения предположительно эоплейстоцена (12,2 м)	[109] Скважина 13
7	Скважина (139,5 м) вскрывает морские казанцевские (28,2 м), морские и ледниково-морские отложения среднего звена (104,8 м)	[29] Скважина 5 ГГС-50
8	Скважина (67,3 м) вскрывает каргинские (22,6 м), казанцевские (16,4), морские и ледниково-морские отложения среднего звена (28,3 м)	[29] Скважина 8 ГГС-50

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, расположенных на территории листов S-44, 45 (даны на карте фактов)

Номер на карте	Номер клетки	Название подразделения	Индекс подразделения	Тип эталонного объекта	Название объекта	Автор	Год	Вид работ	Нижняя граница	Верхняя граница	Первоисточник	Уточнения
1	I-3	Известинская толща	$\epsilon_2?iz$	Опорный разрез	Острова Известий ЦИК	Макарьев А. А.	2016	ГК-1000/3	Да	Нет	ГК-1000/3	
2	I-3	Сергеевская толща	$\epsilon_1?sr$	Опорный разрез					Нет	Нет	ГК-1000/3	
3	I-5	Граниты нерасчлененные ранне-средне-каменноугольные	γC_{1-2}	Петротип	Остров Ринг-несс	Макарьева Е. М.	2016	ГК-1000/3			ГК-1000/3	
4	I-5	Воскресенская толща	$V?vs$	Опорный разрез	Бухта Воскресенского	Забяка А. И.	1974	Тематические	Нет	Да	[46]	[111], ГК-1000/3
5	I-5	Стерлеговская толща	$V?st$	Опорный разрез	Мыс Стерлегова	Забяка А. И.	1974	Тематические	Нет	Да	[46]	[111], ГК-1000/3
6	II-5	Скотт-гансеновский комплекс	$\epsilon\beta T_{1-2}sg$	Петротип	Острова Скотт-Гансена	Коношенок А. Г., Устинов А. А.	1999	ГГС-200			[109]	ГК-1000/3
7	II-6	Габбро нерасчлененные позднерифейские	vRF_3	Петротип	Остров Марк-гама	Макарьева Е. М.	2016	ГК-1000/3			ГК-1000/3	
8	II-6	Тревожнинский метаморфический комплекс	$agRF_3tr$	Сводный разрез	Река Тревожная	Забяка А. И.	1974	Тематические	Нет	Нет	[46]	[111], ГК-1000/3
9	II-6	Аттинский комплекс	$v\sigma V?a$	Петротип	Река Атта	Нагайцева Н. Н., Говердовская Т. Г.						ГК-1000/3, [35]

Номер на карте	Номер клетки	Название подразделения	Индекс подразделения	Тип эталонного объекта	Название объекта	Автор	Год	Вид работ	Нижняя граница	Верхняя граница	Первоисточник	Уточнения
10	Ш-6	Приметнинская толща	RF _{3pm}	Стратотип	Река Гусиная	Величко Е. А.	1949		Нет	Нет	[111]	ГК-1000/3
11	Ш-6	Габбронориты нерасчлененные триасовые (?)	vT?	Петротип	Гора Приметная	Макарьева Е. М.	2016	ГК-1000/3			ГК-1000/3	
12	Ш-6	Гусинский комплекс	v-γRF _{3g}	Петротип	Река Гусиная	Коношенок А. Г.	1999	ГГС-200			[109]	ГК-1000/3
13	Ш-5	Чугунковский комплекс	εγV ₁ ĉ	Петротип	Бухта Чугунок	Коношенок А. Г., Устинов А. А.	1999	ГГС-200			[109]	ГК-1000/3
14	Ш-4	Умереннощелочные граниты нерасчлененные раннекембрийские	εγЄ ₁	Петротип	Остров Длинный	Макарьева Е. М.	2016	ГК-1000/3			ГК-1000/3	
15	Ш-4	Мининский комплекс	γδC ₃ -P _{1m}	Петротип	Мининский массив	Коношенок А. Г., Устинов А. А.	1999	ГГС-200			[109]	ГК-1000/3
16	Ш-5	Мининская толща	Є _{1mn}	Опорный разрез	Залив Ирины	Погребницкий Ю. Е.	1961		Нет	Да	ГК-1000, 1961	ГК-1000/3
17	Ш-5	Нижнехутудинская подтолща	Є _{1nh+vh}	Опорный разрез	Зимовье Хутуда	Погребницкий Ю. Е.	1961	ГК-1000	Да	Да	ГК-1000, 1961	[56]; ГК-1000/3
18	Ш-6	Верхнехутудинская подтолща	Є _{1nh+vh}	Опорный разрез	Река Хутудабига	Погребницкий Ю. Е.	1961	ГК-1000	Да	Да	ГК-1000, 1961	[56]; ГК-1000/3
19	Ш-6	Южнинская толща	Є _{1-2juž}	Опорный разрез	Река Хутудабига	Соболевская Р. Ф., Кузнецов В. Ю. и Кабаньков В. Я.	1997	ГГС-200	Да	Да	[56]	
20	Ш-6	Грустнинская свита	Є ₃ -O _{1gr}	Стратотип	Река Хутудабига	Забяка А. И.	1974	Тематические	Да	Да	[46]	

Номер на карте	Номер клетки	Название подразделения	Индекс подразделения	Тип эталонного объекта	Название объекта	Автор	Год	Вид работ	Нижняя граница	Верхняя граница	Первоисточник	Уточнения
21	III-6	Малодженнирская толща	$O_{1-2}md$	Опорный разрез	Река Хутудабига	Соболевская Р. Ф., Кузнецов В. Ю. и Кабаньков В. Я.	1997	ГГС-200	Да	Нет	[56]	
22	III-5	Рыбинский комплекс	$\gamma\delta T_{2-3}l$	Петротип	П-ов Рыбный	Макарьева Е. М.	2016	ГК-1000/3			ГК-1000/3	
23	IV-6	Бинюдинский комплекс	$\sigma T_{1}bn$	Петротип	Река Бинюда	Курбатов И. И., Романов А. П.	1992	ГК-200			[27]	
24	IV-4	Домбинская свита	D_3dm	Стратотип	Река Домба	Романов А. П.	1990	ГК-200	Да	Да	[31]	
25	IV-3	Зеледеевская свита	$C_{1z}l$	Стратотип	Река Убойная	Романов А. П.	1991	ГК-200	Да	Да	[31]	
26	IV-2	Габбродолериты нерасчлененные раннепермские	$v\beta P_1$	Петротип	Зал. Северный	Макарьева Е. М.	2016	ГК-1000/3			ГК-1000/3	
27	IV-3	Чичаговский комплекс	$\chi T_3\zeta$	Опорное обнажение	Река Убойная	Романов А. П.	1990	ГГС-200			[30]	
28	IV-3	Левобойнинский комплекс	$E\xi T_{2-3}lu$	Петротип	Река Убойная	Нагайцева Н. Н.	2000	[23]			[23]	
29	V-3	Убойнинская свита	P_{ub}	Лектостратотип	Река Убойная	Круговых В. В., Сивчиков В.Е.	1991	ГК-200			[34]	
30	V-3	Моржовоубойнинский комплекс	$\xi T_{2-3}mu$	Петротип	Река Убойная	Погребницкий Ю. Е.						ГК-1000/3
31	V-2	Макаровская свита	C_2mk	Парастратотип	Река Ефремова	Погребницкий Ю. Е.	1957	ГК-200	Да	Да		[115]

Номер на карте	Номер клетки	Название подразделения	Индекс подразделения	Тип эталонного объекта	Название объекта	Автор	Год	Вид работ	Нижняя граница	Верхняя граница	Первоисточник	Уточнения
32	V-2	Эвенкская свита	$C_3-P_{ев}$	Стратотип	Река Ефремова	Эйноор О. Л.	1946	ГК-200	Да	Да	[33]	
33	V-4	Устьясинский комплекс	$\gamma\mu T_2-3\mu p$	Петротип	Гора Чёрная	Равич М. Г., Чайка	1955	Специсследования				[115]
34	V-2	Ефремовская свита	P_{ef}	Лектостратотип	Бухта Слободская	Круговых В. В., Сивчиков В. Е.	1991	ГК-200	Да	Да	[33]	
35	V-2	Крестьянская свита	P_{2kr}	Лектостратотип	Река Крестьянка	Круговых В. В., Сивчиков В. Е.	1991	ГК-200	Да	Да	[33]	
36	V-3	Сырадасайская свита	P_{3sd}	Стратотип	Река Сырадасай	Нагайцева Н. Н.	1975		Да	Да	[34]	

Список пунктов на листах S-44, 45, для которых имеются определения изотопного возраста пород и минералов (дочетвертичные образования, даны на карте фактов)

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
1	I-3	Известинская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	503 – самое молодое зерно (интервал 503–528)	±25	[24], 1
2	I-3	Известинская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	505 – самое молодое зерно (интервал 505–534)	±25	[24], 102-1
3	I-3	Известинская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	508 – самое молодое зерно (интервал 508–534)	±4	[24], 102-4a
4	I-3	Сергеевская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	516 – самое молодое зерно (интервал 516–532)	±13	246-1
5	I-3	Сергеевская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	527 – самое молодое зерно (интервал 527–532)	±14	156-1
6	I-2	Сергеевская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	520 – самое молодое зерно (интервала 520–534)	±9	7-1
7	I-6	Мининский комплекс	Гранит	U-Pb LA-ICPMS	293	±8	ФН-189к-1
8	I-6	Ленивенская серия	Сланец	U-Pb LA-ICPMS	547 – наиболее молодое зерно (интервал 547–564)	±13	567-4
9	I-6	Ленивенская серия	Сланец	U-Pb LA-ICPMS	543 – наиболее молодое зерно (интервал 543–557)	±14	567-7
10	I-6	Нерасчлененные ранне-среднекаменноугольные граниты	Гранит	U-Pb LA-ICPMS	321	±8	180-1

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
11	I-6	Нерасчлененные ранне-среднекаменноугольные граниты	Умереннощелочной лейкогранит	U-Pb LA-ICPMS	319	±7	180-2
12	I-6	Ленивенско-толлевский комплекс	Диорит	U-Pb LA-ICPMS	307	±6	119-2
13	I-6	Ленивенско-толлевский комплекс	Умереннощелочной гранит	Ar-Ar, биотит	265	±3	119-3
14	I-6	Ленивенско-толлевский комплекс	Гранит	U-Pb LA-ICPMS	308	±6	119-13
15	I-6	Ленивенско-толлевский комплекс	Гранит	Ar-Ar, биотит	272	±4	119-13
16	I-6	Ленивенско-толлевский комплекс	Гранит	Ar-Ar, плагиоклаз	252	±3	119-13
17	I-6	Тревожинский комплекс		U-Pb LA-ICPMS	515 – наиболее молодое зерно (интервал 515–528)	±8	119-15
18	I-6	Ленивенско-толлевский комплекс	Лейкогранит	Ar-Ar, слюда	291	±8	220-6
19	I-6	Воскресенская толща	Амфиболит	U-Pb LA-ICPMS	535 – наиболее молодое зерно (интервал 535–569)	±11	15-1
20	I-6	Воскресенская толща	Кристаллосланец биотит-ставролитовый	U-Pb LA-ICPMS	535 – наиболее молодое зерно (интервал 535–567)	±10	120-1
21	I-6	Воскресенская толща	Кристаллосланец гранат-биотит-ставролитовый	U-Pb SIMS	550 – наиболее молодое зерно; прочие – 563, 573, 667, 686	±7	11-2

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
22	I-6	Воскресенская толща	Кристаллосланец гранат-биотитовый	U-Pb LA-ICPMS	542 – наиболее молодое зерно (интервал 542–560)	±10	14-3
23	I-6	Стерлеговская толща	Кристаллосланец альбит-биотитовый	U-Pb LA-ICPMS	532 – наиболее молодое зерно (интервал 532–556)	±10	12-2
24	I-6	Стерлеговская толща	Песчаник олигомиктовый	U-Pb LA-ICPMS	542 – наиболее молодое зерно (интервал 542–564)	±11	224-4
25	I-6	Стерлеговская толща	Алеврит олигомиктовый	U-Pb LA-ICPMS	556 – наиболее молодое зерно (интервал 556–565)	±14	186-3
26	I-6	Стерлеговская толща	Метапесчаник аркозовый	U-Pb LA-ICPMS	528 – наиболее молодое зерно (интервал 528–535)	±13	259-13
27	I-6	Стерлеговская толща	Метапесчаник аркозовый	U-Pb LA-ICPMS	535 – наиболее молодое зерно (интервал 535–568)	±14	183-17
28	I-6	Стерлеговская толща	Метапесчаник аркозовый	U-Pb LA-ICPMS	522 – наиболее молодое зерно (интервал 522–568)	±12	539-3
29	II-5	Скотт-гансеновский комплекс	Пикробазальт ультраосновной	Ar-Ar, вал	254	±5	258-1
30	II-5	Скотт-гансеновский комплекс	Туфолава пикробазальта	U-Pb LA-ICPMS	234	±6	СК-2, 3
31	II-5	Скотт-гансеновский комплекс	Трахиандезит-базальт	Ar-Ar, вал	300	±3	256-13
32	II-6	Стерлеговская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	537 – наиболее молодое зерно (интервал 537–570)	±12	17-2
33	II-6	Нерасчлененные позднерифейские метагаббро	Эруптивная брекчия	U-Pb LA-ICPMS	294	±8	188-1

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
34	П-6	Нерасчлененные позднерифейские метагаббро	Метагаббро	Ar-Ar, вал	397	±4	188-12
35	П-6	Нерасчлененные позднерифейские метагаббро	Метагаббро	Ar-Ar, вал	359	±6	188-3
36	П-6	Нерасчлененные позднерифейские метагаббро	Метагаббро	Ar-Ar, вал	425	±5	188-9
37	П-6	Приметнинская толща	Туф трахиандезитов	U-Pb LA-ICPMS	664 – наиболее молодое зерно (интервал 664–744)	±16	543-11
38	П-6	Нерасчлененные позднерифейские метагаббро	Метагаббро	U-Pb LA-ICPMS	664	±16	188А
39	П-6	Нерасчлененные триасовые габбро	Габбродиорит	Ar-Ar, амфибол	227	±18	189-4
40	П-6	Тревожнинский комплекс	Кристаллический сланец	Ar-Ar, биотит	289	±3	125-10
41	П-6	Мининский комплекс	Гранит-порфир	Ar-Ar, биотит	275	±4	125-11
42	П-6	Гусинский комплекс	Гранодиорит	Ar-Ar, слюда	305	±4	125-1
43	П-6	Гусинский комплекс	Гранодиорит	U-Pb LA-ICPMS	686	±13	125-1
44	П-6	Нерасчлененные триасовые габбро	Эруптивная брекчия	U-Pb SIMS	261 – наиболее молодое зерно (интервал 261–334)	±3	187
45	П-6	Приметнинская толща	Дациты	Ar-Ar, плагиоклаз	227	±5	20-7
46	П-6	Приметнинская толща	Дациты	U-Pb SIMS	670	±10	127-1

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
47	П-6	Приметнинская толща	Дацинты	Ar-Ar, амфибол	379	±4	127-1
48	П-6	Приметнинская толща	Андезит	Ar-Ar, амфибол	407	±2	228-1
49	П-6	Нерасчлененные ранне-среднекаменноугольные (?) граниты	Гранодиорит	Ar-Ar, амфибол	327	±4	128-5
50	П-6	Приметнинская толща	Туфы андезита	U-Pb SIMS	1512 – наиболее молодое зерно (интервал 1512–2726)	±19	140-1
51	П-6	Приметнинская толща	Туфы риодацитов	U-Pb SIMS	681 – самое молодое зерно (прочие – в интервале 1468–2651)	±9	139-1
52	П-5	Скотт-гансеновский комплекс	Туфолавы андезибазальтов	U-Pb SIMS	236 – наиболее молодое зерно (интервал 236–252)	±1	190-1,3,4
53	П-6	Нерасчлененные триасовые габбро	Оливиновое габбро	Ar-Ar, амфибол	219	±54	130-5
54	П-6	Гусинский комплекс	Метагаббро	Ar-Ar, амфибол	683	±53	130-1
55	П-6	Гусинский комплекс	Метагаббро	Ar-Ar, биотит	281	±12	130-6
56	П-6	Гусинский комплекс	Метагаббро	U-Pb LA-ICPMS	682 (интервал 679–683) 697 (интервал 695–702)	±13 ±13	130-6
57	П-6	Гусинский комплекс	Метадиорит	U-Pb LA-ICPMS	697	±13	22-10
58	П-6	Гусинский комплекс	Метагаббро	U-Pb LA-ICPMS	683	±11	22-11
59	П-6	Гусинский комплекс	Метагаббродиорит	U-Pb SIMS	694	±4	230-7
60	П-6	Угрюминский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, плагиоклаз	253	±13	24-1
61	П-6	Гусинский комплекс	Метадиорит	U-Pb LA-ICPMS	687	±13	24-2
62	П-6	Гусинский комплекс	Лейкогранит	U-Pb LA-ICPMS	695	±12	23-2

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
63	П-6	Гусинский комплекс	Лейкогранит	Ar-Ar, слюда	273	±3	23-2
64	П-6	Гусинский комплекс	Гранодиорит	U-Pb LA-ICPMS	686	±13	231-1
65	П-6	Гусинский комплекс	Гранодиорит	Ar-Ar, биотит	729	±9	231-1
66	П-6	Гусинский комплекс	Диорит	U-Pb LA-ICPMS	687	±13	231-2
67	П-5	Оленьинский комплекс	Лампрофир	U-Pb LA-ICPMS	245	±6	192-1
68	П-5	Оленьинский комплекс	Лампрофир	Ar-Ar, биотит	244	±4	192-1
69	П-5	Оленьинский комплекс	Умереннощелочной гранит	U-Pb SIMS	238	±2	192-2
70	П-5	Оленьинский комплекс	Гранит	U-Pb SIMS	238	±3	192-3
71	П-5	Оленьинский комплекс	Гранодиорит	U-Pb LA-ICPMS	247	±5	118-6
72	П-5	Оленьинский комплекс	Гранодиорит	Ar-Ar, биотит	252	±4	118-6
73	П-5	Оленьинский комплекс	Граниты расланцованные	U-Pb SIMS	300	±2	118-8
74	П-5	Оленьинский комплекс	Умереннощелочной гранит	Ar-Ar, слюда	236	±5	118-11
75	П-5	Чугунковский комплекс	Умереннощелочной гранит	U-Pb LA-ICPMS	591	±16	193-1
76	П-5	Ленинская серия	Метапесчаник аркозовый	U-Pb LA-ICPMS	535 – наиболее молодое зерно (интервал 535–567)	±13	193-4
77	П-5	Ленинская серия	Кристаллосланец биотит-гранатовый	U-Pb LA-ICPMS	533 – наиболее молодое зерно (интервал 533–558)	±10	9-1
78	П-5	Ленинская серия	Амфиболит	U-Pb LA-ICPMS	514 – наиболее молодое зерно (интервал 514–555)	10±	9-4

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
79	П-5	Воскресенская толща	Сланец кварц-биотитовый	U-Pb LA-ICPMS	531 – наиболее молодое зерно (интервал 531–556)	±10	10-2
80	П-4	Ленивенская серия	Гранитизированная порода	U-Pb LA-ICPMS	246	±7	263-1
81	П-4	Оленьинский комплекс	Гранит	U-Pb LA-ICPMS	273	±7	263-5
82	П-4	Ленивенская серия	Гранитизированная порода	U-Pb LA-ICPMS	250	±7	179-1
83	П-4	Нерасчлененные раннекембрийские	Умеренно-щелочные лейкограниты	U-Pb LA-ICPMS	523	±2	179-2
84	П-4	Нерасчлененные ранне-среднекаменноугольные граниты	Умеренно-щелочные лейкограниты	U-Pb LA-ICPMS	321	±2	179-5
85	П-4	Мининский комплекс	Гранодиориты	U-Pb LA-ICPMS	291	±11	179-7
86	П-5	Оленьинский комплекс	Лейкогранит	Ar-Ar, биотит	248	±11	131-4
87	П-5	Оленьинский комплекс	Гранит	Ar-Ar, мусковит	263	±4	131-10
88	П-4	Ленивенская серия	Сланец	U-Pb LA-ICPMS	507 – наиболее молодое зерно (интервал 507–518)	±12	267-1
89	П-5	Мининский комплекс	Лампрофир	U-Pb LA-ICPMS	294	±8	262-2
90	П-5	Мининский комплекс	Лампрофир	Ar-Ar, амфибол	289	±9	262-7
91	П-5	Мининский комплекс	Лампрофир	U-Pb LA-ICPMS	288	±1	262-13
92	П-5	Мининский комплекс	Гранодиорит	U-Pb LA-ICPMS	292	±8	262-16
93	П-5	Мининский комплекс	Диоритовый порфирит	U-Pb LA-ICPMS	293	±2	262-18

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
94	II-5	Мининский комплекс	Диорит	U-Pb LA-ICPMS	300	±6	136
95	II-5	Мининский комплекс	Диорит	Ar-Ar, амфибол	279	±5	136
96	II-5	Стерлеговская толща	Гранат-биотитовый сланец	U-Pb LA-ICPMS	508 – наиболее молодое зерно (интервал 508–532)	±9	232-2
97	II-4	Мининский комплекс	Диорит	U-Pb LA-ICPMS	300	±2	266-1
98	II-4	Мининский комплекс	Гранит	U-Pb LA-ICPMS	289	±8	265-3
99	II-4	Мининский комплекс	Гранит	U-Pb LA-ICPMS	301	±1	265-1
100	II-5	Мининская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	535 – наиболее молодое зерно (интервал 535–544)	±10	234-17
101	II-5	Мининская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	512 – наиболее молодое зерно (интервал 512–534)	±10	235-3
102	III-4	Мининский комплекс	Диорит	U-Pb LA-ICPMS	295	±6	215
103	III-4	Мининский комплекс	Диорит	Ar-Ar, биотит	282	±4	215
104	III-4	Рыбнинский комплекс	Гранодиорит	U-Pb LA-ICPMS	234	±6	170-7
105	III-4	Рыбнинский комплекс	Гранодиорит-порфир	U-Pb LA-ICPMS	236	±6	170-2
106	III-4	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	515 – наиболее молодое зерно (интервал 515–533)	±14	173а
107	III-5	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	518 – наиболее молодое зерно (интервал 518–534)	±14	55-1
108	III-5	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	490 – наиболее молодое зерно (интервал 490–510)	±3	167-3
109	III-6	Хутудинская толща	Металлевролит	U-Pb LA-ICPMS	499 – наиболее молодое зерно (интервал 499–530)	±12	251-1

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
110	III-4	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	519 – наиболее молодое зерно (интервал 519–534)	±14	60-1
111	III-4	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	516 – наиболее молодое зерно (интервал 516–534)	±13	60-5
112	III-4	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	513 – наиболее молодое зерно (интервал 513–528)	±14	174-2
113	III-5	Угрюминский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, вал	251	±28	254-1
114	III-5	Рыбнинский комплекс	Лампрофир	Ar-Ar, пироксен	233	±4	166-1
115	III-5	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	531	±13	52-2
116	III-5	Рыбнинский комплекс	Гранодиорит	U-Pb LA-ICPMS	229	±6	163-1
117	III-5	Южнинская толща	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	504 – наиболее молодое зерно (интервал 504–510)	±12	[109], 4074-5/5
118	III-4	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	504 – наиболее молодое зерно (интервал 504–532)	±13	177-2
119	III-4	Нерасчлененные триасовые габбро	Габбродолерит	Ar-Ar, пироксен	213	±13	66-4
120	III-4	Хутудинская толща	Метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	509 – наиболее молодое зерно (интервал 509–534)	±14	63-6
121	III-3	Левоубойнинский комплекс	Граносиенит	U-Pb LA-ICPMS	232	±5	213-1
122	III-3	Левоубойнинский комплекс	Граносиенит	Ar-Ar, слюда	206	±32	213-1
123	III-3	Левоубойнинский комплекс	Граносиенит	U-Pb LA-ICPMS	234	±4	111-1

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
124	III-3	Левоубойнинский комплекс	Граносиенит	Ar-Ar, слюда	235	±3	111-1
125	III-3	Левоубойнинский комплекс	Граносиенит	U-Pb LA-ICPMS	234	±4	112-3
126	III-3	Левоубойнинский комплекс	Граносиенит	Ar-Ar, амфибол	206	±24	112-3
127	III-5	Дивнинский комплекс	Габбродолерит	Sm-Nd	263	±42	[109], 9010-1
128	III-5	Дивнинский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, средневзвешенное	402	±26	Романов, 4561
129	III-5	Дивнинский комплекс	Габбродолерит	U-Pb	300	±	[109], 437
130	III-4	Дивнинский комплекс	Метагаббро	Ar-Ar, вал	395	±7	268-3
131	IV-4	Моржово-убойнинский комплекс	Граносиенит	Ar-Ar, амфибол	226	±6	108-1a
132	III-4	Дивнинский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, пироксен	293	±11	195-10
133	III-4	Нерасчленные нижнеордовикские–нижнесилурийские образования	Кварцит	U-Pb LA-ICPMS	443 – наиболее молодое зерно (интервал 443–484)	±11	195-6
134	IV-4	Моржово-убойнинский комплекс	Лампрофир	Ar-Ar, биотит	242	±5	109-4
135	IV-4	Моржово-убойнинский комплекс	Лампрофир	Ar-Ar, амфибол	235	±7	109-4
136	IV-6	Макаровская свита	Конгломерат	U-Pb LA-ICPMS	318 – наиболее молодое зерно (интервал 318–347)	±7	Романов, BND-7

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
137	IV-4	Моржово-убойнинский комплекс	Сиенит-порфир	U-Pb LA-ICPMS	230	±6	273-1
138	IV-4	Моржово-убойнинский комплекс	Граносиенит	U-Pb LA-ICPMS	235	±6	273-3
139	IV-4	Моржово-убойнинский комплекс	Граносиенит	Ar-Ar, амфибол	247	±14	273-10
140	IV-6	Убойнинская свита	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	287 – наиболее молодое зерно (интервал 287–298)	±7	Романов, X-2
141	IV-6	Бинюдинский комплекс	Оливинит	U-Pb SIMS	246	±12	Романов, С-1-4
142	IV-3	Тарисеймитаринский комплекс	Долерит	Ar-Ar, плагиоклаз	266	±5	106-1
143	IV-3	Чичаговский комплекс	Лампроит	Ar-Ar, биотит	247	±3	106-9
144	IV-3	Чичаговский комплекс	Лампроит	Ar-Ar, амфибол	240	±10	106-9
145	IV-3	Чичаговский комплекс	Лампроит	Ar-Ar, слюда	244	±3	Романов, У-21
146	IV-3	Бырангский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, плагиоклаз	234	±4	106-11
147	IV-3	Нерасчлененные раннепермские интрузии	Лампрофир	Ar-Ar, плагиоклаз	294	±5	107-3
148	IV-3	Тарисеймитаринский комплекс	Долерит	Ar-Ar, плагиоклаз	255	±5	6-11
149	IV-1	Нерасчлененные раннепермские интрузии	Габбродолерит	Ar-Ar, плагиоклаз	280	±8	104-1
150	IV-1	Нерасчлененные раннепермские интрузии	Габбродолерит	Ar-Ar, плагиоклаз	276	±18	203-1

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
151	IV-5	Ефремовская свита	Песчаник	U-Pb LA-ICPMS	496 – наиболее молодое зерно	±12	Романов, 3324
152	V-4	Тарисеймитаринский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, пироксен	255	±3	Романов, 812
153	V-4	Тарисеймитаринский комплекс	Трахидолерит	Ar-Ar, пироксен	244	±11	Романов, 813
154	V-4	Устьясинский комплекс	Гранит-порфир	U-Pb	232	±5	[29], Д-12
155	V-5	Устьясинский комплекс	Гранодиорит-порфир	U-Pb LA-ICPMS	234	±5	Романов, PS-9-2
156	V-5	Устьясинский комплекс	Гранодиорит-порфир	U-Pb LA-ICPMS	231	±6	Романов, PS-9-4
157	V-5	Убойнинская свита	Конгломерат	U-Pb LA-ICPMS	254 – наиболее молодое зерно	±6	Романов, ОВ-2
158	V-2	Тарисеймитаринский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, пироксен	274	±12	271-1
159	V-3	Моржово-убойнинский комплекс	Сиенит	Ar-Ar, плагиоклаз	225	±4	Романов, 66156-15
160	V-4	Устьясинский комплекс	Гранит-порфир	U-Pb	233	±3	[26], Д-1
161	V-4	Устьясинский комплекс	Гранит-порфир	U-Pb	235	±4	[26], Д-4
162	V-4	Устьясинский комплекс	Гранит-порфир	U-Pb	224	±4	[26], Д-5
163	V-2	Бырангский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, вал	242	±5	199-17

Номер на карте	Номер клетки	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Ошибка определения	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
164	V-2	Тарисеймитаринский комплекс	Габбродолерит	Ar-Ar, пироксен	219	±16	198-1
165	V-5	Лабакская свита	Базальт	Ar-Ar, вал	243	±4	S-4534-2
166	V-5	Лабакская свита	Базальт	Ar-Ar, вал	276	±5	S-4534-6
167	VI-2	Верхнетамская свита	Андезибазальт	Ar-Ar, плагиоклаз	260	±14	102-4
168	VI-2	Верхнетамская свита	Андезибазальт	Ar-Ar, плагиоклаз	288	±9	201-1
169	VI-2	Верхнетамская свита	Андезибазальт	Ar-Ar, плагиоклаз	256	±15	200-4
170	VI-2	Верхнетамская свита	Андезибазальт	Ar-Ar, плагиоклаз	239	±15	101-4
171	VI-2	Тарисеймитаринский комплекс	Габбродиорит	Ar-Ar, плагиоклаз	254	±4	100-1

Пункты определения абсолютного возраста, показанные на карте четвертичных отложений

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
1	Морская терраса каргинского возраста	Раковины моллюсков	$^{230}\text{Th}/\text{U}$	$31,8 \pm 2,6$	Обн. 369
2	Морские отложения муруктинского горизонта	Песок	ИК-ОСЛ	$63,6 \pm 4,8$ RLQG 2402-076 $65,6 \pm 4,9$ RLQG 2403-076	[43]; Обн. 365
3	Диамиктон(?) Тазовский горизонт	Песок	ИК-ОСЛ	153 ± 14 R-021036	[97a]
4	Морские отложения каргинского горизонта	Раковины моллюсков	$^{230}\text{Th}/\text{U}$	$41,9 \pm 4,6$	Обн. 357
5	Озерно-болотные образования	Торф	Радиоуглеродный	9,77 ГИН-7627 10,49 ГИН-7626 11,64 ГИН-7625	[87a]
6	Морские отложения ширтинского горизонта	Раковины моллюсков	SIS-хемотратиграфический	200	Обн. 324
7	Озерно-болотные образования	Торф	Радиоуглеродный	1,47 ЛУ-7744	Обн. 312
8	Морские отложения ширтинского горизонта	Песок	ИК-ОСЛ	225 ± 18 RLQG 2398-115 325 ± 20 RLQG 2399-115	[43]; Обн. 313
9	Озерно-болотные образования	Древесина	Радиоуглеродный	9,34 ЛУ-7743	[43]; Обн. 114-2
10	Озерно-болотные образования	Торф, песок	Радиоуглеродный, ИК-ОСЛ, Радиоуглеродный	12,45 ЛУ-6410 $8,6 \pm 0,7$ RLQG 1950-119 8,07 ЛУ-6152	[41]; Обн. 0807 Обн. 0811
11	Морские отложения каргинского горизонта	Песок	ИК-ОСЛ	$41 \pm 3,2$ RLQG 2072-042 $45,8 \pm 3,5$ RLQG 2073-042	[42]; Обн. 0917

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
12	Морские отложения казанцевского(?) горизонта		Радиоуглеродный	>45	
13			Радиоуглеродный	>45	
14	Озерно-болотные образования	Торф	Радиоуглеродный	8,76 ЛУ-7745	Обн. 101
15			Радиоуглеродный	>45	
16	Морские отложения лескинской толщи	Раковины моллюсков	SIS-хемотратиграфический	1200 1700	Обн. 329, 328
17	Аллювиальные отложения каргинского горизонта	Песок	ИК-ОСЛ	45,8 ± 3,2 RLQG 1796-048 57,2 ± 3,9 RLQG 1797-048	[41]; Обн. 0411-5 0411-11

Таблицы химического состава магматических пород листов S-44, 45

Таблица 1

Силикатный состав (вес %) пород приметнинской толщи

Номер пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	ппп	Сум-ма
Река Гусиная													
21-1	51	15,3	1,34	0,18	4,97	9,28	3,76	0,58	0,25	4,39	5,82	2,54	100
128-1	56	15,3	1,36	0,18	3,33	4,94	3,83	0,92	0,39	2,27	6,98	3,77	100
128-2	56,2	15	1,34	0,16	3,16	4,72	5,17	1,15	0,34	2,97	5,4	3,84	100
129-1	53,8	15,4	1,17	0,19	5,15	7,52	2,99	0,33	0,24	5,41	4,41	3,03	100
129-2	48,3	18,1	1,25	0,2	3,72	9,56	4,76	0,15	0,26	7,15	3,57	2,67	100
129-3	55,6	16,6	1,38	0,15	3,44	2,89	6,94	0,12	0,47	4,88	5,15	1,96	100
129-4	51,4	16,4	1,37	0,13	4,37	1,6	7,24	0,12	0,3	8,67	2,91	5,38	100
139-1	68,6	12,7	0,86	0,13	1,7	3,53	4,1	0,68	0,27	2,29	3,49	1,3	100
139-2	70,4	13,8	0,5	0,074	1,32	2,67	5,27	0,87	0,1	1,26	2,24	1,22	100
140-1	59,1	13,9	1,01	0,18	3,67	5,69	4,33	0,27	0,27	2,44	4,82	3,88	100
Остров Соревнований													
20-1	58,2	15,5	0,86	0,13	2,53	8,31	2,86	2,26	0,21	3,78	3,66	1,4	100
20-3	64,1	13,3	0,83	0,14	1,76	5,71	3,36	2	0,16	2,42	4,74	1,1	100
20-5	63,5	13,2	0,89	0,13	1,89	8,03	1,68	1,14	0,22	3,8	3,66	1,52	100
20-7	62,7	15,3	0,94	0,13	2,09	3,19	4,12	1,67	0,19	2,52	4,74	1,98	100
127-1	62,8	13,9	0,84	0,15	1,66	5,64	3,66	2,54	0,18	1,99	4,82	1,29	100
127-2	61,4	14,8	0,95	0,17	1,75	6,69	3,5	0,94	0,2	3,64	3,99	1,6	100
127-5	65,6	12,6	0,81	0,15	2,95	3,34	2,67	1,48	0,18	3,06	4,16	2,77	100
127-6	61,7	15,2	0,87	0,12	3,61	3,1	2,29	2,37	0,21	2,34	4,99	2,87	100
127-8	56,7	19,2	1,14	0,071	2,93	3,24	1,67	4,75	0,19	2,69	3,66	3,43	100
127-9	65,5	14,8	0,81	0,13	1,77	3,74	3,73	1,61	0,17	1,72	4,16	1,47	100
228-1	58,2	15,3	0,77	0,18	4,48	6,02	1,61	2,51	0,17	2,35	5,32	2,63	100
228-2	62,3	15,2	0,86	0,14	2,67	3,96	2,29	2,38	0,21	3,29	3,49	2,92	100
228-3	62,1	15,4	0,78	0,1	3,48	2,66	1,79	2,73	0,21	2,76	4,49	3,25	100
228-6	57,4	16,8	0,98	0,14	4,7	1,53	3,51	2,25	0,2	2,27	6,23	3,46	100
228-7	64,6	14,8	0,83	0,11	2,75	2,65	3,82	1,52	0,18	2,46	3,74	2,23	100
Остров Маркгам													
188-5	72,4	13,2	0,47	0,063	1,72	1,81	6,1	0,54	0,21	<,3	2,39	0,8	100
543-6	70,4	14	0,49	0,13	2,16	0,63	6,27	0,37	0,1	0,41	3,23	1,4	100
543-11	54	10,4	0,45	0,16	2,5	12,6	0,78	6,27	0,15	<,3	3,28	8,66	99,6

**Силикатный состав (вес %) эффузивов лабакской и верхнетамской свит, для которых
получены изотопные датировки возраста**

Номер пробы	Лабакская свита		Верхнетамская свита			
	101-4	200-4	102-4	201-1	S-4534-2	S-4534-6
SiO ₂	51,6	54,1	52,5	52,9	49,8	48,5
TiO ₂	0,93	0,91	0,89	0,98	0,99	0,95
Al ₂ O ₃	14,9	14,9	15,0	14,7	14,4	16,0
Fe ₂ O ₃	4,42	3,07	3,94	3,2	2,59	2,08
FeO	5,32	6,15	5,32	6,65	7,21	6,99
MnO	0,15	0,14	0,16	0,17	0,15	0,17
MgO	7,35	6,19	7,2	6,11	10,5	9,04
CaO	10,7	9,95	10,0	10,0	9,2	8,61
Na ₂ O	2,32	2,37	2,39	2,49	1,67	2,34
K ₂ O	0,62	1,14	0,95	0,82	0,86	0,67
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,12	0,09	0,1
ппп	1,3	0,36	1,15	1,14	1,71	3,67
Сумма	100	100	100	100	99,9	99,9
Привязка	Остров Крестовский		Мыс Крестовский		Правобережье р. Пясины	
	Пробы Северной партии (2014–2015 гг.)				Пробы А. П. Романова	

Средние химические составы (вес %) пород гусинского комплекса (по материалам ГК-1000/3, 2014–2015 г.)

Окислы	Река Тревожная				Река Гусиная						
	Грано-диорит	Аплит	Гранит-порфир	Лампрофир	Оливиновое габбро	Мета-габбро	Габбро-диорит	Диорит	Грано-диорит	Диорит	Лейко-гранит
SiO ₂	65,3	69,8	71,2	59,7	47,0	47,0	55,0	57,6	63,6	56,1	74,2
TiO ₂	0,48	0,6	0,56	1,01	0,56	1,26	0,89	1,24	0,61	0,78	0,2
Al ₂ O ₃	17,2	14,7	14,1	15,8	16,7	17,4	16,4	16,4	15,9	17,8	13,5
Fe ₂ O ₃	1,29	1,83	1,19	4,53	3,77	6,16	3,63	3,95	1,88	2,75	0,72
FeO	2,83	1,66	1,99	2,91	6,4	6,65	4,60	3,91	3,57	4,61	0,83
MnO	0,1	0,1	0,07	0,16	0,16	0,16	0,16	0,21	0,1	0,13	0,03
MgO	1,69	1,22	1,13	3,07	10,4	5,04	4,53	2,86	2,7	3,72	0,7
CaO	4,56	2,57	2,98	7,11	9,44	12,0	7,49	6,03	4,75	7,43	2,64
Na ₂ O	4,36	5,95	5,66	2,91	1,52	2,57	3,84	4,42	3,7	3,8	4,02
K ₂ O	0,92	0,89	0,38	0,79	0,75	0,4	0,91	1,24	2,14	1,24	1,68
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,13	0,15	0,07	0,1	0,15	0,54	0,13	0,22	0,05
ппп	0,8	0,63	1,04	1,72	2,72	0,8	1,93	1,31	0,75	0,97	1,31
Сумма	99,9	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Номер пробы	125-1, 2, 3	125-11	125-8	125-13	22-11	130-6	139-3, 230-1,3,5	22-10	231-1	23-1, 24-1	23-2

**Силикатный состав и петрохимические коэффициенты
пород гусинского комплекса для проб с изотопным определением возраста**

Номер пробы	22-10	130-6	23-2	24-2	125-1	231-1	231-2
Силикатный состав							
SiO ₂ , %	57,60	47,00	74,20	56,10	66,00	63,60	59,00
TiO ₂ , %	1,24	1,26	0,20	0,71	0,46	0,61	0,81
Al ₂ O ₃ , %	16,40	17,40	13,50	19,00	16,10	15,90	15,90
Fe ₂ O ₃ , %	3,95	6,16	0,72	2,79	2,09	1,88	2,23
FeO, %	3,91	6,65	0,83	3,91	2,49	3,57	5,15
MnO, %	0,21	0,16	0,03	0,12	0,10	0,10	0,14
MgO, %	2,86	5,04	0,70	2,97	1,55	2,70	3,91
CaO, %	6,03	12,00	2,64	7,49	4,77	4,75	6,38
Na ₂ O, %	4,42	2,57	4,02	4,06	4,30	3,70	3,61
K ₂ O, %	1,24	0,40	1,68	1,24	0,85	2,14	1,62
P ₂ O ₅ , %	0,54	0,10	0,05	0,19	0,15	0,13	0,19
ппп, %	1,31	0,80	1,31	1,05	1,03	0,75	0,77
Сумма%	99,71	99,54	99,88	99,63	99,89	99,83	99,71
Петрохимические коэффициенты							
Na ₂ O+K ₂ O	5,68	2,98	5,71	5,32	5,16	5,85	5,25
Na ₂ O/K ₂ O	3,56	6,43	2,39	3,27	5,06	1,73	2,23
al масс %	1,53	0,97	6,00	1,96	2,63	1,95	1,41
al молек %	1,07	0,67	3,96	1,28	1,83	1,22	0,85
Кф масс %	0,73	0,72	0,69	0,69	0,75	0,67	0,65
Кф молек %	0,53	0,51	0,48	0,49	0,55	0,48	0,47
М масс %	12,21	19,36	2,48	10,54	6,70	8,88	12,28
K ₂ O/TiO ₂	1,00	0,32	8,40	1,75	1,85	3,51	2,00
Ка молек %	0,52	0,27	0,62	0,42	0,50	0,53	0,48
A	28,17	32,52	21,87	31,91	26,05	26,54	27,59
S	45,56	27,86	71,81	45,77	59,38	54,83	46,90

Петрохимические коэффициенты: Щелочность = Na₂O + K₂O;

AlC – Щелочной модуль = Na₂O/K₂O, %;

al – индекс глиноземистости = Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO);

Кф – коэффициент фракционирования = (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) × 100%;

М фемичность – цветовой индекс f, = Fe₂O₃ + FeO + MgO + MnO + TiO₂ масс %;

Ка – коэф агпайтности = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃;

A = Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O;

S = SiO₂ – (Fe₂O₃ + FeO + MgO + MnO + TiO₂).

**Содержания редких земель (ppm)
в породах гусинского и чугуновского (пр. 193-1) комплексов**

Номер пробы	22-10	130-6	24-2	125-1	231-1	193-1
La	15,3	4,34	12,6	9,92	16,5	129,00
Ce	38,0	9,69	29,4	21,7	35,7	269,00
Pr	5,18	1,53	3,82	2,57	4,06	31,20
Nd	28,6	7,34	18,0	11,2	17,8	134,00
Sm	7,40	1,96	3,92	2,35	4,13	26,00
Eu	1,97	0,66	1,17	0,77	0,89	4,30
Gd	6,72	2,41	4,32	2,26	3,71	21,50
Tb	1,06	0,38	0,59	0,3	0,63	3,28
Dy	6,78	2,61	3,74	1,77	3,28	16,10
Ho	1,40	0,51	0,76	0,39	0,7	3,39
Er	4,21	1,62	2,32	1,04	2,11	10,40
Tm	0,6	0,22	0,38	0,17	0,3	1,33
Yb	3,74	1,35	2,01	1,27	2,21	9,62
Lu	0,5	0,23	0,32	0,22	0,32	1,66

**Силикатный состав (вес %) и содержания редких земель (ppm) в нерасчлененных
позднерифейских габброидах (по материалам ГК-1000/3, 2014–2015 г.)**

Номер пробы	Остров Еж	Остров Маркгам					П-ов Соревнований	
	187	188-1	188-3	188-6	188-12	188-а	189-1	189-4
SiO ₂	50,5	48,7	49,2	49,1	52	50,6	48,8	53,2
TiO ₂	0,6	0,8	0,97	0,71	0,85	0,73	1,03	1,38
Al ₂ O ₃	16,4	17,3	16,4	14,9	16,6	18,0	16,2	14,8
Fe ₂ O ₃	5,45	3,04	2,78	1,6	2,49	3,03	3,65	2,88
FeO	3,16	8,64	10,1	9,77	9,01	7,36	8,64	9,47
MnO	0,1	0,22	0,26	0,23	0,2	0,19	0,22	0,27
MgO	3,19	6,44	6,38	9,1	4,79	4,31	5,03	3,67
CaO	16,4	6,76	5,7	6,26	5,77	8,77	8,83	6,19
Na ₂ O	0,22	3,69	3,72	1,64	3,39	3,28	2,68	3,41
K ₂ O	0,81	0,65	0,75	2,68	1,8	0,85	1,23	1,61
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,16	0,15	0,16	0,14	0,24	0,36
ppp	3,5	2,79	2,68	2,9	2,04	2,11	2,61	1,77
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
La		7,49		8,25		6,86		16,2
Ce		14,8		17,2		15,9		37,5
Pr		2,11		2,54		2,19		4,89
Nd		9,07		11		10,5		24,6
Sm		2,81		3,14		2,90		6,08
Eu		0,7		0,78		0,98		1,88
Gd		2,86		3,05		2,78		5,98
Tb		0,46		0,47		0,49		0,86
Dy		2,75		3,05		2,80		5,00
Ho		0,59		0,78		0,68		1,13
Er		1,96		1,98		1,97		3,40
Tm		0,31		0,32		0,29		0,42
Yb		1,87		1,94		1,86		3,05
Lu		0,27		0,26		0,30		0,46

Таблица 7

**Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель
в породах чугуновского комплекса**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	
193-1	68	0,41	15,8	1,11	2,85	0,13	0,31	0,88	5,95	3,76	<,05	0,23	99,9	
193-2	74,4	0,07	14,8	<,3	0,86	0,012	0,18	0,31	5,62	3,56	<,05	0,35	100	
193-3а	67	0,68	16,5	0,71	2,85	0,12	0,29	1,03	6,37	3,67	0,11	0,26	99,9	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
193-1	129	269	31,2	134	26,0	4,30	21,5	3,28	16,1	3,39	10,4	1,33	9,62	1,66

Таблица 8

Средние химические составы (мас. %) пород атгинского комплекса [23]

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,72	44,12	47,06	43,18	49,44	54,42
TiO ₂	0,61	0,12	0,63	0,32	0,87	1,24
Al ₂ O ₃	6,81	17,93	18,85	20,68	18,16	16,09
Fe ₂ O ₃	2,19	2,19	1,65	3,36	2,01	2,37
FeO	5,81	7,20	6,11	6,41	8,07	4,29
MnO	0,20	0,25	0,15	0,19	0,11	0,24
MgO	16,00	13,09	10,05	10,58	7,10	4,90
CaO	14,01	12,32	11,51	12,14	8,19	6,95
Na ₂ O	0,71	0,89	2,56	0,87	3,06	3,36
K ₂ O	0,47	0,12	0,35	0,13	0,42	2,25
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,11	0,06	0,10	0,20
ппп	3,35	1,88	1,58	3,52	3,02	2,88
Сумма	100,10	100,27	100,61	100,34	100,62	99,73
al'	0,27	0,8	1	1	1	1,2
f'	25	23	18	21	18	12
k'	0,4	0,12	0,12	0,13	0,12	0,4
Количество анализов	3	2	4	2	1	2

1 – пироксенит (вебстерит); **2** – троктолит; **3** – оливиновое габбро; **4** – габбро-анортозит; **5** – габбронорит; **6** – умереннощелчной диорит (данные В. В. Беззубцева, Р. Ш. Залялеева).

**Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель
в породах дивнинского и угрюминского комплексов**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	
24-1	49	1,4	15,8	2,21	7,9	0,19	6,79	11,7	2,81	0,38	0,16	0,78	100	
268-1	49,5	1,49	14	2,45	10,5	0,26	6,87	9,01	2,42	0,76	0,12	1,67	100	
268-3	49,5	1,45	14	2,19	10,1	0,19	7,19	10,9	2,09	0,34	0,12	0,95	100	
269-1	49,5	1,44	14,1	1,99	9,77	0,19	7,57	11,1	2,06	0,39	0,11	0,88	100	
269-2	49,1	1,36	13,7	2,31	9,16	0,19	8,04	11	2,17	0,45	0,11	1,56	100	
195-10	50,4	1,43	13,9	1,95	10,2	0,21	7,21	10,6	2,14	0,55	0,11	0,34	100	
S-4561	49,9	1,85	15,4	3,24	8,31	0,2	4,73	9,6	2,32	0,58	0,15	2,82	100	
254-1	48,4	1,41	15,2	3,03	9,24	0,21	7,31	10,9	2,26	0,31	0,14	0,66	100	
254-2	48,3	1,45	15,4	3,16	9,01	0,21	7,09	11,2	2,31	0,25	0,14	0,54	100	
66-4	48,6	1,51	15,3	3,53	8,56	0,2	6,86	11	2,32	0,46	0,15	0,41	99,9	
66-5	48,1	1,42	15,3	2,73	9,77	0,21	7,77	10,8	2,25	0,42	0,13	<,1	100	
53-4	52,1	1,57	14,6	6,13	5,63	0,19	4,29	6,72	3,55	2,15	0,83	1,51	99,9	
166-1	52	1,6	14,5	6,35	5,63	0,18	4,34	6,63	3,41	2,43	0,86	1,42	100	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
268-3	5,82	14,4	2,04	9,94	3,53	1,12	3,61	0,77	4,29	0,89	2,56	0,39	2,26	0,36
195-10	6,36	14,2	2,24	10,4	3,55	1,25	4,2	0,64	4,47	0,93	2,6	0,43	2,13	0,35
254-1	6,8	14,8	2,31	11,4	3,32	1,15	4,23	0,7	4,23	0,96	2,79	0,39	2,02	0,36
66-4	7,96	18,3	2,44	11,9	3,8	1,21	3,9	0,69	4,79	0,95	3,15	0,4	2,78	0,43
166-1	52	110	14,4	56	9,8	2,56	8,17	0,97	5,84	1,16	2,93	0,46	2,48	0,42

Силикатный состав (вес %) и содержания редких земель в гранитоидах (γ C₁₋₂) островов Рингнес и Длинный

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Порода
180-1	70,6	0,42	15,3	<,3	2,73	0,04	0,9	1,73	3,68	4	0,11	0,41	100	Граниты
67-1	65,8	0,35	17,4	<,3	3,23	0,05	0,66	1,64	4,1	4,78	0,15	1,05	99,7	
180-2	73,8	0,08	15,2	<,3	0,31	<,01	0,35	0,24	4,43	5,06	0,1	0,5	100	Пллиты
180-3	72,4	0,13	16,6	<,3	0,79	<,01	0,53	0,34	3,79	4,55	0,1	0,92	100	
68-2	72,9	0,15	15,7	<,3	0,74	<,01	0,4	0,32	3,8	4,92	0,13	0,74	99,9	
179-5	73,5	0,09	15,5	<,3	0,66	0,01	0,29	1,16	4,18	4,43	<,05	0,35	100	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
180-1	16,6	48,5	3,95	17,6	4,14	0,78	3,64	0,63	3,66	0,80	2,51	0,34	2,19	0,38
180-3	11,3	23,5	2,89	12,2	2,99	0,49	2,30	0,26	1,23	0,31	0,91	0,12	0,85	0,16
179-5	7,67	14,7	1,87	7,53	1,49	0,50	1,37	0,22	1,34	0,29	1,03	0,18	1,19	0,15

**Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель
в породах ленинско-толлевского комплекса**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум-ма	
119-3	72	0,16	14,3	<,3	1,4	0,022	0,71	0,87	2,61	7,09	0,22	0,32	99,9	
119-13	70,8	0,5	14	0,63	2,66	0,05	0,98	1,82	3,56	4,37	0,2	0,32	100	
119-7	72,5	0,04	15,1	<,3	1,01	0,02	0,41	0,75	2,34	7,4	0,23	0,31	100	
119-17	56,6	2,28	14	3,33	8,15	0,22	2,07	4,96	3,08	3,01	0,8	0,65	100	
119-2	60,4	1,94	14,5	2,28	6,9	0,16	1,8	4,16	3,22	2,58	0,73	0,7	100	
220-2	70,3	0,51	14,7	<,3	3,26	0,048	0,94	1,72	3,01	4,51	0,18	0,52	100	
220-4	70,1	0,64	15,1	<,3	3,85	0,058	1,2	2,48	4,06	1,37	0,2	0,56	100	
220-6	75,9	0,033	14,1	<,3	0,97	0,095	0,4	1,09	6,5	0,46	0,066	0,16	99,9	
Редкие земли														
Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
119-2	48,1	89,3	11,7	54,2	12,1	2,30	10,6	1,85	9,36	2,17	6,43	0,86	5,19	0,78
119-13	42,0	88,9	9,27	38,9	8,10	0,89	7,10	1,04	4,78	0,89	2,84	0,35	2,28	0,31
220-6	4,7	10,9	1,43	4,9	1,55	0,14	1,96	0,54	4,9	1,22	4,96	0,93	7,67	1,21

Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель в породах мининского комплекса

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Порода
215	59,7	1,36	17,3	0,51	5,4	0,14	2,94	5,22	3,61	2,04	0,25	1,07	100	Диориты
136	57,9	0,71	14,5	2,12	5,82	0,18	4,85	6,76	3,38	1,45	0,28	1,53	100	
262-17	58,3	0,84	15,4	1,84	5,78	0,13	4,87	6,31	3,46	0,83	0,14	1,51	100	
262-18	58,2	0,85	15,4	1,65	5,41	0,11	4,66	4,63	3,73	3,18	0,15	1,5	100	
266-1	61,7	0,93	17	0,72	4,28	0,083	3,24	4,78	3,57	2,09	0,3	0,76	100	
262-16	63,5	0,79	17,6	0,39	3,76	0,081	2,42	4,36	4,28	1,65	0,25	0,58	100	
264-1	69,1	0,47	16,1	<,3	2,6	0,054	1,24	2,55	4,59	2,1	0,14	0,68	100	Граниты
265-1	68,6	0,49	16,3	<,3	2,63	0,058	1,33	2,96	4,5	2,29	0,13	0,48	100	
265-3	67,2	0,58	17	<,3	3,2	0,049	1,42	3,06	4,52	1,97	0,21	0,45	100	
266-2	72,7	0,22	15,3	<,3	1,18	0,014	0,65	1,64	3,99	3,4	0,063	0,62	100	
ФН-189-к1	73	0,2	15	<,3	1,2	0,033	0,49	1,03	3,85	4,12	0,21	0,68	100	
262-2	49,9	0,84	9,07	1,37	6,16	0,15	16,2	12,2	1,29	1,13	0,28	0,7	100	Лампрофиры
262-10	53	1,33	18,3	0,83	5,78	0,13	5,89	8,08	3,63	1,37	0,54	0,48	100	
262-7	47,2	0,73	11,7	1,73	6,61	0,15	17,1	10	1,54	0,93	0,21	1,37	100	
262-13	50,2	0,55	10,9	<,3	6,72	0,27	8,07	21,4	1	0,088	0,18	0,19	100	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
215	21,7	53,7	6,58	32,5	7,31	1,75	7,05	1,10	5,83	1,19	3,31	0,40	2,98	0,39
136	32,5	73,7	9,82	46,6	12,3	1,82	9,82	1,45	8,03	1,68	4,70	0,65	3,76	0,51
262-16	25,7	48,7	5,69	24,4	5,3	1,51	5,16	0,74	3,24	0,96	2,11	0,24	1,46	0,22
ФН-189к1	12,1	25,4	2,90	12,1	3,02	0,54	2,26	0,36	1,50	0,34	0,98	0,14	0,73	0,11
262-2	26,7	54,8	7,47	29,3	8,27	2,34	5,67	0,84	3,8	0,69	1,66	0,21	1,47	0,19

Таблица 13

**Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель
в породах оленьинского комплекса**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	
П-ов Воронцова														
118-6	67,7	0,52	15,9	0,94	2,49	0,048	1,39	3,15	4,31	2,47	0,21	0,55	100	
118-9	70,9	0,29	15,2	<,3	1,84	0,019	0,9	1,88	3,75	4,37	0,14	0,63	100	
118-11	73,5	0,17	13,8	<,3	1,29	0,026	0,59	1,51	3,88	4,5	0,05	0,59	100	
118-1	68,7	0,63	16,6	<,3	2,4	0,021	1,34	1,07	3,9	2,98	0,19	1,63	99,8	
118-2	72,8	0,1	15,3	<,3	1,34	0,07	0,49	0,77	4,14	3,68	0,071	0,78	99,8	
118-4	73,3	0,057	15,2	<,3	1,3	0,037	0,39	0,9	4,18	4,11	<,05	0,44	100	
118-7	73,2	0,075	15,1	<,3	1,1	0,02	0,41	0,75	4,17	4,25	0,05	0,61	99,9	
118-10	69,5	0,48	15,9	<,3	2,62	0,038	1,29	2,6	3,61	2,49	0,18	0,87	99,8	
192-1	48,2	2,53	16,8	3,97	7,36	0,13	5,52	8,25	3,11	1,63	0,9	0,88	100	
192-2	71,6	0,11	16,6	<,3	0,82	0,035	0,78	0,94	5,08	3,52	0,096	0,32	100	
192-3	69,4	0,5	16,1	<,3	2,1	0,048	1,11	3,07	4,07	2,56	0,15	0,49	99,9	
Остров Колосовых														
131-4	72,8	0,24	14,8	<,3	1,5	0,031	0,73	0,99	4,65	2,9	0,12	0,69	99,8	
131-10	72,4	0,22	14,8	<,3	2,02	0,026	0,93	2,82	4,48	1,32	0,13	0,63	100	
263-1	71,5	0,32	15,3	<,3	1,44	<,01	0,73	0,99	2,58	6,49	0,096	0,51	100	
Острова Чельмана														
263-4	63,1	1,04	15,8	1,71	5,03	0,11	3,73	4,61	2,01	1,68	0,18	0,5	100	
263-5	72,3	0,28	14,7	<,3	1,74	0,023	0,87	1,13	2,33	5,96	0,088	0,55	100	
179-1	58,7	1,28	15,3	2,8	8,11	0,19	1,18	5,05	3,48	2,46	0,47	<,1	100	
265-6	73,3	0,19	14,4	<,3	1,19	0,047	0,48	1,11	3,89	3,96	0,054	1,14	99,9	
265-7	75,4	0,067	14,4	<,3	0,7	0,012	0,15	0,33	3,86	4,4	<,05	0,53	100	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
118-6	45,6	78,7	6,45	21,1	2,00	0,67	2,10	0,11	0,34	0,056	0,24	0,035	0,19	0,058
192-3	61,7	84,7	8,19	27	3,99	1,24	3,13	0,32	1,66	0,32	0,83	0,11	0,68	0,11
179-1	34,7	80,3	10,6	45,7	10,5	2,81	10,3	1,50	8,50	1,74	5,13	0,72	4,57	0,65
263-5	62,3	128	15,6	61,3	12,4	1,7	8,75	0,9	2,65	0,52	0,7	0,067	0,43	0,053
265-6	24,8	43,3	4,65	14,5	2,64	0,77	2,03	0,28	1,68	0,33	0,8	0,12	0,83	0,14

**Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель
в нерасчлененных габбро раннепермского возраста
и в породах тарисеймитаринского и быррангского комплексов**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Ранняя пермь													
203-1	49,6	1,54	14,7	2,45	10,4	0,21	6,44	10,1	2,66	0,69	0,19	<,1	100
203-2	51,9	2,52	12,8	3,52	12,5	0,25	3,05	7,64	3,29	1,18	0,4	<,1	100
203-5	49	1,72	15,1	1,03	11,4	0,2	6,73	10,4	2,29	0,59	0,2	<,1	99,9
4-2	48,9	1,48	14,7	3,12	9,56	0,21	6,95	10,2	2,49	0,68	0,2	0,39	99,9
104-1	50,1	1,02	14,8	2,56	8,48	0,18	7,65	11,2	2,23	0,75	0,11	<,1	100
104-3	49,3	1,15	15,9	1,89	8,04	0,17	7,6	11,6	2,01	0,6	0,12	0,69	100
104-6	48,9	1,14	16,8	2,71	7,14	0,14	7,62	10,4	2,04	0,59	0,11	1,86	100
201-1	52,9	0,98	14,7	3,2	6,65	0,17	6,11	10	2,49	0,82	0,12	1,14	100
Поздняя пермь													
100-1	52,5	1,1	14,6	4,03	6,23	0,16	6,44	10,2	2,6	1,18	0,13	0,43	100
102-4	52,5	0,89	15	3,94	5,32	0,18	7,2	10	2,39	0,95	0,11	1,15	100
201-4	52,9	1,11	15,1	3,68	5,65	0,16	5,91	10,1	1,9	1,19	0,12	1,63	100
200-2/1	52,8	0,93	15,2	2,48	6,98	0,16	6,53	10,4	2,42	0,9	0,12	0,54	100
200-3	52,2	0,94	15,2	2,54	6,82	0,17	6,53	10,4	2,48	0,86	0,12	1,06	100
200-4	54,1	0,91	14,9	3,07	6,15	0,14	6,19	9,95	2,37	1,14	0,11	0,36	100
106-1	50,9	0,86	13,6	2,49	7,48	0,21	9,26	9,22	1,94	0,86	0,088	2,35	100
106-2	49,4	0,97	15	1,32	7,14	0,27	7,26	9,39	1,83	0,95	0,084	5,46	99,9
6-10	49	1,9	15,1	4,25	6,98	0,22	4,94	6,93	2,14	0,78	0,16	6,59	99,7
Средний триас													
106-11	47,5	1,94	14,3	4,42	9,97	0,22	6,71	9,67	2,43	0,62	0,2	1,17	100
Возраст не определен													
198-1	50,2	0,99	16,1	1,78	7,36	0,18	6,65	10,1	2,46	0,88	0,19	2,37	100
199-17	47,2	1,5	15,2	3,83	8,56	0,21	7,14	10,3	1,65	0,54	0,15	2,73	99,9
271-1	47,5	1,5	15,4	3,1	9,16	0,19	6,6	9,73	2,95	0,73	0,16	2,08	100
401	47,4	1,96	13,6	2,66	11,8	0,26	6,22	10,2	2,33	0,57	0,2	1,59	100
350-2	49	1,51	14,3	1,96	10,8	0,23	6,67	10,3	2,53	0,59	0,19	0,89	100
204	52,8	2,09	13	3,73	11	0,24	3,44	7,2	3,21	1,91	0,38	<,1	100
204-1	60,6	1,05	17,8	1,41	6,07	0,087	2,87	0,83	2,08	2,89	0,16	3,47	100
204-2	56	1,76	13,4	4,22	8,31	0,22	1,62	4,79	3,52	2,74	0,61	1,97	100
812	50,9	2,97	14,4	2,8	9,77	0,18	4,43	7,85	2,78	1,88	0,56	0,39	100
813	50,8	3,5	13,7	2,18	11,4	0,2	3,95	7,45	2,97	2,06	0,68	<,1	99,9

Редкие земли														
Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
104-1	10	18,9	2,49	11,6	2,86	0,87	3,14	0,56	3,05	0,74	2,24	0,34	1,95	0,31
201-1	21	35,7	4,79	17,5	4,05	1,13	4,19	0,6	3,73	0,79	2,35	0,3	2,04	0,31
100-1	17	32,9	4,26	17,8	3,42	1,06	3,72	0,68	3,79	0,87	2,56	0,33	2,23	0,38
106-1	17,7	36,3	4,11	16,2	3,74	0,88	3,35	0,58	3,4	0,72	1,97	0,26	1,82	0,3
198-1	14	27,8	3,93	15,7	3,7	1,16	4,13	0,6	4,21	1	2,68	0,4	2,34	0,32
271-1	7,98	17,8	2,49	11,8	3,92	1,39	4,57	0,83	4,9	0,92	3,27	0,43	2,69	0,4

Таблица 15

Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель в породах скотт-гансеновского комплекса

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Порода
256-1	47	0,56	19,5	3,05	4,73	0,14	4,72	11,3	3,39	0,38	0,13	4,51	99,9	Туфолавы
256-5	43,3	0,82	13,8	3,53	7,36	0,21	13,2	9,67	1,61	0,98	0,2	4,55	100	
256-11	49	0,87	16,2	1,98	6,39	0,16	5,71	11	2,58	1,9	0,34	2,92	99,7	Покровы
256-13	50,9	0,87	17,4	2,16	6,16	0,14	5,89	7,08	4,19	1,74	0,28	2,68	100	
256-16	45	0,56	20,1	2,78	4,96	0,14	5,05	12,7	2,52	0,4	0,14	5,04	100	Туфолавы
257-2	42,2	0,65	12,5	4,23	7,89	0,2	14,3	10,3	0,65	1,62	0,28	4,48	100	
257-3	49,8	0,82	16,3	3,14	6,61	0,16	7,3	6,91	4,25	0,87	0,2	3,22	100	Покровы
258-1	48	0,76	13,6	4,1	6,76	0,19	9,03	10	2,77	1,17	0,25	2,82	100	
258-6	45,9	0,91	16,6	3,45	6,31	0,17	8,19	9,49	2,85	1,29	0,25	3,87	100	Туфолавы
258-9	53,2	0,51	12,8	4	2,55	0,11	3,5	15,8	1,71	0,74	0,14	4,78	100	
СК-6	55,2	0,98	15,1	4,95	2,91	0,16	2,71	13	1,62	0,72	0,29	2,03	100	Туфолавы
СК-1	46,17	0,53	20,01	2,71	4,79	0,11	3,11	15,56	0,99	0,07	0,16	5,75	99,96	
СК-2	40,65	0,62	20,91	3,21	6,71	0,15	4,85	15,27	0,53	0,04	0,18	6,84	99,96	Туфолавы
СК-3	49,17	0,51	17,98	3,66	4,55	0,12	3,75	13,54	0,55	0,04	0,16	5,60	99,63	
СК-4	48,43	0,46	17,29	3,23	3,71	0,11	4,38	16,57	0,07	0,02	0,15	5,35	99,77	Покровы
СК-5	46,88	0,54	17,12	2,35	5,87	0,14	6,14	13,26	2,27	0,35	0,16	4,85	99,93	
СК-7	43,66	0,63	14,48	2,93	6,59	0,15	10,89	13,83	0,80	0,65	0,16	5,10	99,87	Покровы
СК-7a	48,93	0,55	17,43	3,31	5,39	0,13	5,68	9,22	3,30	0,62	0,31	4,61	99,48	
СК-8	46,86	1,06	13,17	2,34	9,10	0,18	9,50	10,81	2,13	1,48	0,29	3,10	100,02	Покровы
СК-11	41,38	0,67	16,29	4,92	4,79	0,13	4,06	21,04	0,35	0,13	0,46	5,49	99,71	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
256-13	11,1	23,2	3,27	14,3	4,5	1,11	3,75	0,59	3,21	0,7	1,76	0,24	1,75	0,24
257-2	13,5	25,6	3,71	14,6	4,5	1,18	3,79	0,5	2,59	0,57	1,37	0,19	1,21	0,2
258-1	12,1	26,1	3,63	14,6	4,16	1,3	4,03	0,58	3,36	0,68	1,91	0,22	1,43	0,24

Таблица 16

**Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель
в породах рыбнинского комплекса**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	
163-1	67,9	0,41	15,8	0,78	1,95	0,061	1,59	2,99	4,22	3,25	0,19	0,26	99,6	
163-4	64,5	0,5	16,7	1,04	2,4	0,073	2,02	3,74	4,31	3,48	0,27	0,53	99,8	
163-6	65,9	0,42	16,9	0,88	1,95	0,062	1,6	3,16	4,15	3,89	0,22	0,55	99,9	
163-7	66,5	0,41	16,2	0,9	1,95	0,06	1,59	2,9	3,95	4,28	0,23	0,62	99,8	
163-8	58,4	0,82	17,3	3	3,46	0,13	3,23	5,45	5	1,97	0,42	0,58	100	
170-1	76,5	0,066	13,9	<3	3,27	<0,1	0,18	0,69	3,8	4,8	<0,05	0,23	100	
170-2	66,7	0,48	17	0,89	2,1	0,047	1,75	2,84	3,96	3,39	0,16	0,47	100	
170-7	68	0,37	16,4	0,39	1,95	0,047	1,57	2,67	4,16	3,62	0,14	0,39	99,9	
171-1	68,1	0,38	15,9	0,52	1,95	0,052	1,66	2,73	3,97	3,87	0,16	0,32	99,9	
173-1	68,4	0,4	15,9	1,07	1,5	0,055	1,64	2,93	4,11	3,25	0,16	0,36	100	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
163-1	61,6	108	11,0	41,9	7,05	1,51	5,34	0,55	2,36	0,44	1,18	0,18	1,08	0,16
170-7	21,5	42,5	4,80	17,7	3,21	0,80	2,62	0,34	1,71	0,31	1,00	0,14	0,92	0,16

Таблица 17

**Средние химические составы (масс %)
нерасчлененных триасовых габброноритов (гора Приметная)**

Окислы	130-1	130-2	130-3	130-5
SiO ₂	49,9	46,3	44,9	43,8
TiO ₂	0,77	0,22	0,2	0,27
Al ₂ O ₃	8,51	21,9	20,7	17,3
Fe ₂ O ₃	2,56	1,56	1,7	2,07
FeO	7,23	4,41	5,4	7,07
MnO	0,22	0,13	0,12	0,14
MgO	12,1	7,73	10,8	14,2
CaO	16,1	12,5	12,1	10,9
Na ₂ O	1,21	1,44	1,38	0,21
K ₂ O	0,19	0,63	0,21	<0,5
P ₂ O ₅	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
ппп	0,67	2,75	2,1	2,21
Сумма	100	100	100	100

Силикатный состав (вес %) и содержания (ppm) редких земель в породах моржово-убойнинского, левоубойнинского, устьясинского комплексов

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум-ма
Левоубойнинский													
111-1	60,9	0,37	17,9	1,42	2,08	0,13	1,44	2,76	4,13	7,71	0,15	0,75	100
112-3	62,2	0,5	15,9	2,4	2,24	0,086	2,22	4,23	3,86	4,86	0,36	0,74	99,8
113-1	63,3	0,56	16,3	1,39	2,63	0,09	1,89	3,67	3,61	5,11	0,39	0,3	99,5
213-2	58,5	0,46	19,9	1,72	2,63	0,095	1,22	2,83	3,61	7,61	0,25	0,5	99,6
213-3	60,9	0,36	19,4	0,47	2,48	0,097	0,73	1,86	3,42	9,22	0,11	0,77	100
111-2	62,5	0,51	18,7	1,27	2,25	0,073	1,3	2,36	4,46	5,45	0,19	0,4	99,7
111-3	60,3	0,42	19	1,49	2,4	0,079	1,55	2,77	3,62	7,23	0,23	0,45	99,7
112-1	62,2	0,5	17,8	1,43	2,63	0,11	1,99	3,35	3,71	5,05	0,33	0,35	99,7
213-4	55,3	0,62	18,1	2,23	3,76	0,13	3,02	5,03	2,62	7,16	0,47	0,65	99,5
Моржово-убойнинский													
9632	72,9	0,26	14,1	<,3	1,5	0,016	0,53	1,39	3,43	4,71	0,086	0,5	99,9
108-1a	58,3	0,74	16,6	2,34	2,91	0,1	2,92	4,81	3,76	5,74	0,48	0,41	99,4
108-3a	60,7	0,67	16,3	1,32	3,23	0,095	2,39	4,36	3,93	5,17	0,43	0,43	99,4
108-8	60,9	0,33	19,5	0,7	2,78	0,088	1,39	2,32	4,13	6,54	0,18	0,46	99,7
108-10	57,4	0,66	18,1	0,41	4,13	0,1	2,86	4,47	4,01	6,01	0,44	0,6	99,6
273-1	55,6	0,63	15,5	2,04	3,76	0,12	4,77	7,02	3,16	5,41	0,63	0,49	99,5
273-2	64,6	0,44	16,7	1,27	1,95	0,06	2,01	2,9	4,21	4,92	0,29	0,51	100
273-3	67	0,36	15,6	0,5	2,1	0,073	1,56	2,74	4,08	5,08	0,24	0,25	99,8
273-7	54	0,74	15,5	3,57	3,38	0,13	5,29	6,63	3,1	4,59	0,77	1,49	99,6
273-8	62,3	0,48	16	3	2,4	0,063	2,08	3,06	4	4,79	0,44	0,87	99,7
273-9	67,2	0,35	15,7	0,66	1,95	0,058	1,49	2,25	3,95	5,04	0,24	0,74	99,9
273-10	56,2	0,59	16	1,9	3,38	0,11	4,5	6,35	3,24	5,77	0,57	0,46	99,4
УМ-16-25	63,6	0,78	15,8	0,87	2,49	0,034	2,92	3,16	3,9	4,63	0,37	1,04	99,9
УМ-16-10	61,5	0,71	15,5	1,99	2,49	0,031	3,17	3,09	4,19	5,06	0,36	1,54	99,9
66156-15	65,1	0,62	15,8	<,3	3,32	0,047	2,83	3,24	3,18	4,78	0,28	0,47	100
8189-5	59,7	0,51	17,7	1,81	1,88	0,079	1,24	2,15	4,81	7,6	0,19	1,8	99,7
Устьясинский													
808	66,9	0,47	15,6	<,3	2,71	0,04	1,56	3,04	3,83	2,74	0,11	2,77	100
809	66,3	0,49	16,4	0,37	2,4	0,045	1,67	2,84	4,45	2,68	0,11	1,78	99,8
3322	68,3	0,43	16	0,3	2,25	0,019	1,46	1,98	4,39	2,97	0,12	1,36	99,8
3323	69,1	0,36	15,6	<,3	2,4	0,022	1,47	1,9	3,91	3,45	0,12	1,06	99,9
ОБ-5	67,68	0,41	15,67	0,91	1,68	0,03	1,6	2,88	3,68	3,28	0,13	1,22	99,17

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум- ма	
PS-9	68,5	0,37	16,37	0,56	2,16	0,03	1,46	2,31	3,78	2,76	0,12	1,58	100	
PS-9-1	66,82	0,34	15,83	0,59	1,68	0,03	1,37	2,88	3,3	2,78	0,13	3,5	99,25	
PS-9-2	66,01	0,47	15,72	0,57	2,34	0,06	1,97	3,45	3,36	3,31	0,19	1,68	99,13	
PS-9-2-1	67,62	0,32	15,98	0,45	2,16	0,04	1,67	2,31	3,83	3,21	0,13	2,42	100,14	
PS-9-4	67,62	0,31	16,72	0,54	1,68	0,05	1,37	2,45	3,78	3,58	0,12	0,9	99,12	
PS-9-17	67,38	0,38	15,99	0,55	2,34	0,04	1,79	2,45	3,54	3	0,13	1,76	99,35	
PS-9-19	67,76	0,37	15,88	0,84	1,8	0,05	1,59	3,03	3,29	3,12	0,11	1,14	98,98	
PS-9-20	69,16	0,28	15,73	0,37	1,86	0,05	1,41	2,16	3,7	3,2	0,12	1,06	99,1	
PS-12	68,01	0,36	16,38	0,66	2,16	0,05	1,62	2,88	3,36	2,89	0,11	0,84	99,32	
PS-12-1	70,42	0,26	15,54	0,81	1,68	0,04	1,12	2,16	2,9	3,01	0,09	2,04	100,07	
PS-12-4	69,58	0,28	16,3	0,53	2,64	0,06	1,29	2,45	3,73	0,57	0,1	2,13	99,66	
Редкие земли														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
111-1	84,5	155	16,5	64,2	8,9	2,24	7,2	0,83	3,8	0,69	2,15	0,24	1,49	0,27
273-3	59,8	115	11,7	44,4	8,16	1,83	5,77	0,80	2,93	0,52	1,46	0,20	1,36	0,20

Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ в интрузивных породах листов S-44, 45

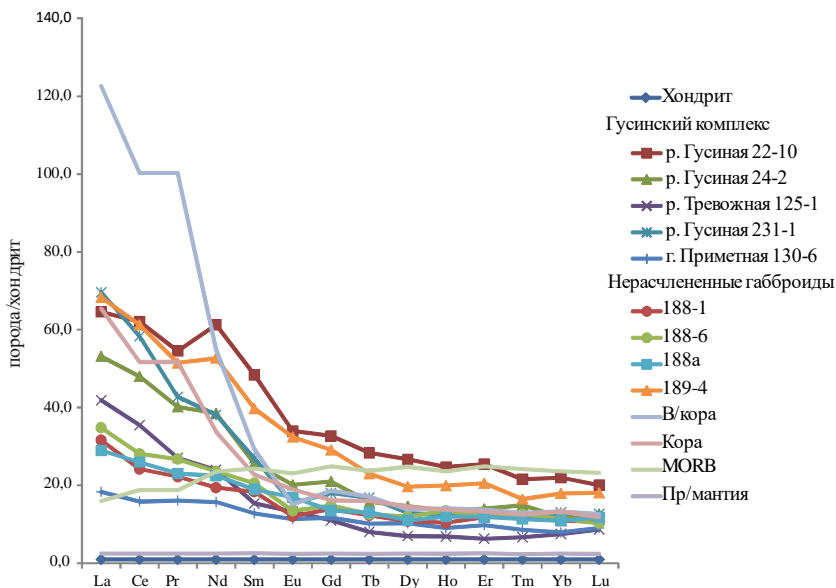


Рис. 1. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах позднепротерозойских магматических комплексов.

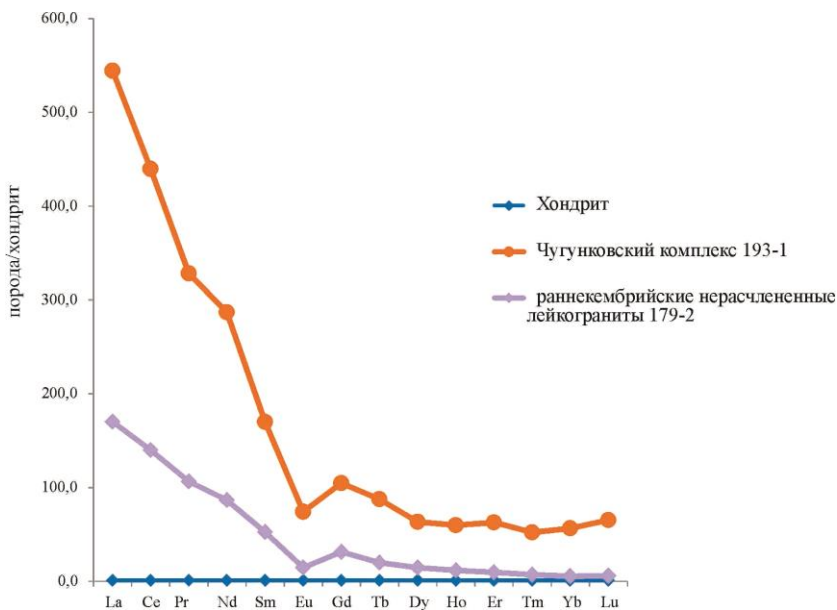


Рис. 2. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах чугуновского комплекса.

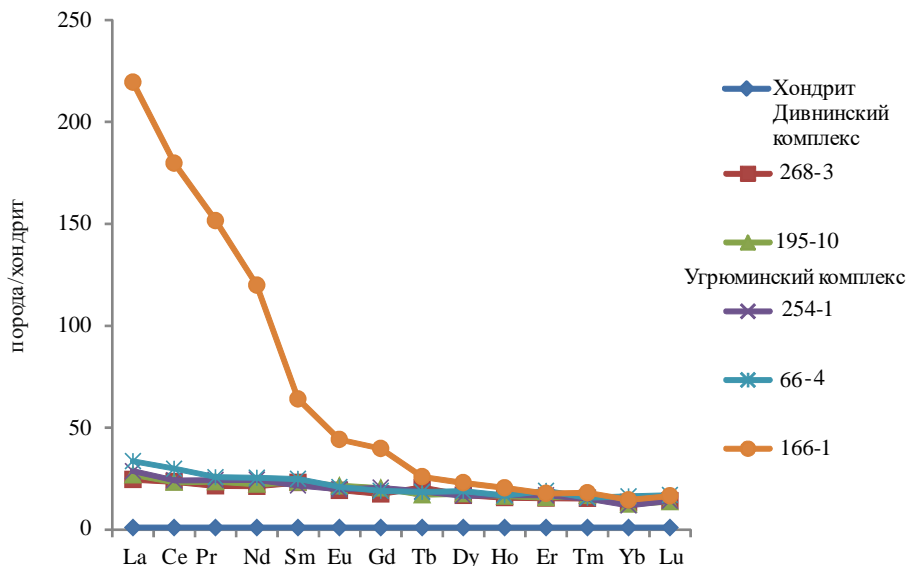


Рис. 3. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах дивнинского и угрюминского комплексов.

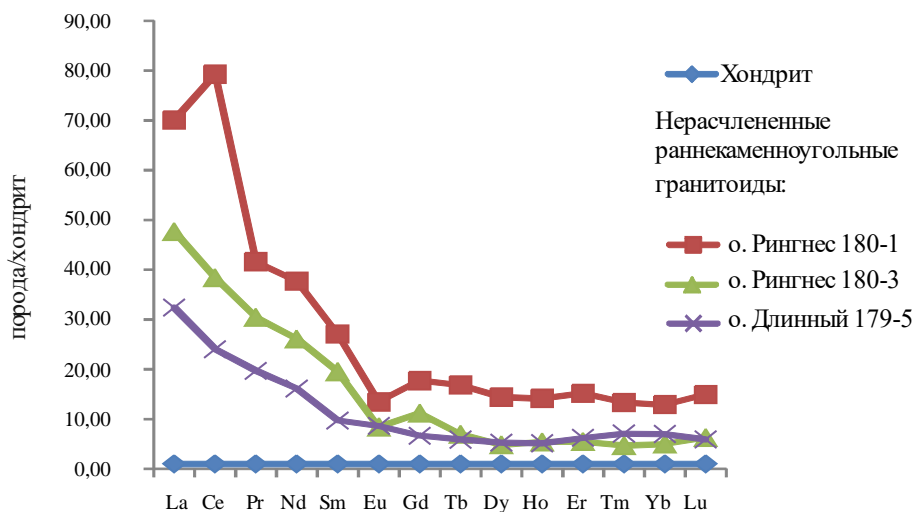


Рис. 4. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ для нерасчлененных ранне-среднекаменноугольных гранитоидов.

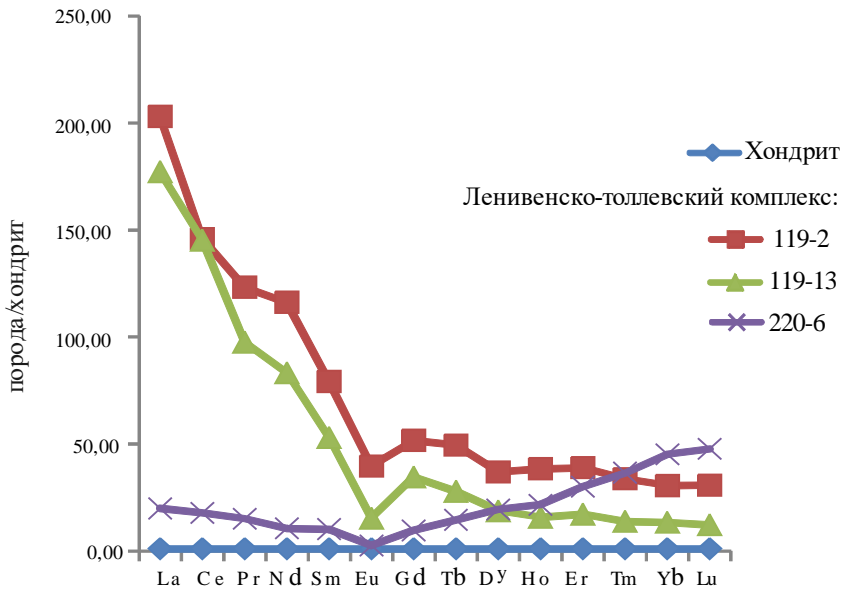


Рис. 5. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ для магматических пород ленинско-толлевского комплекса.

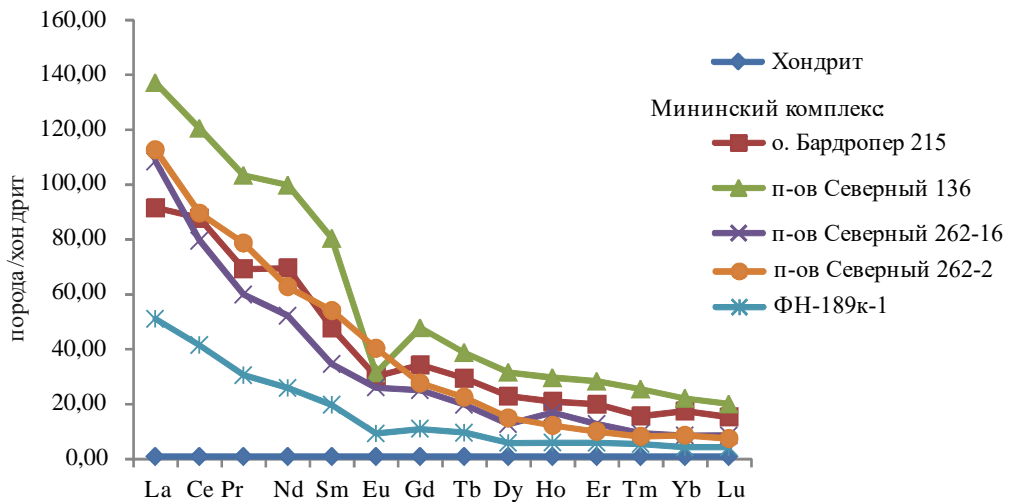


Рис. 6. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах мининского комплекса.

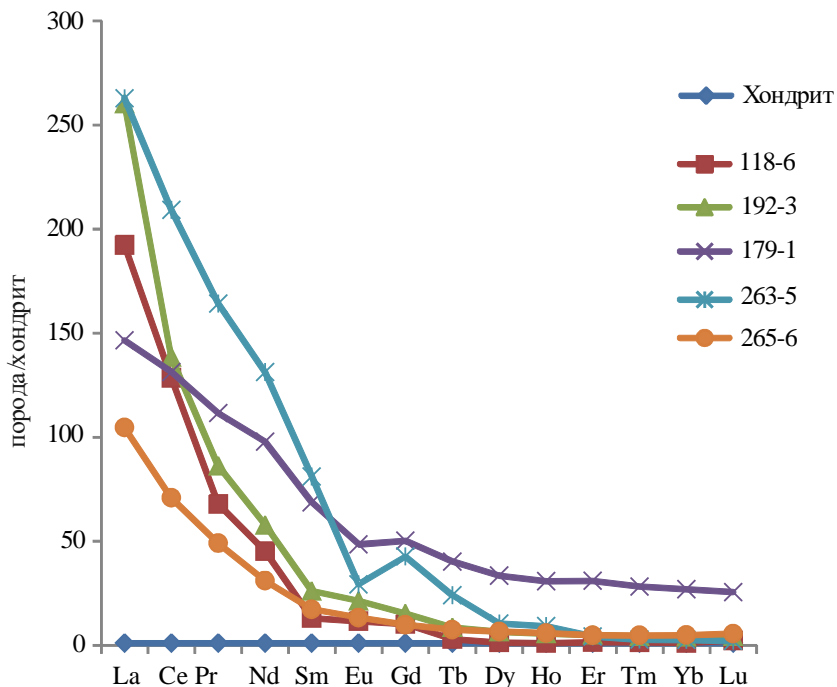


Рис. 7. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах оленьинского комплекса.

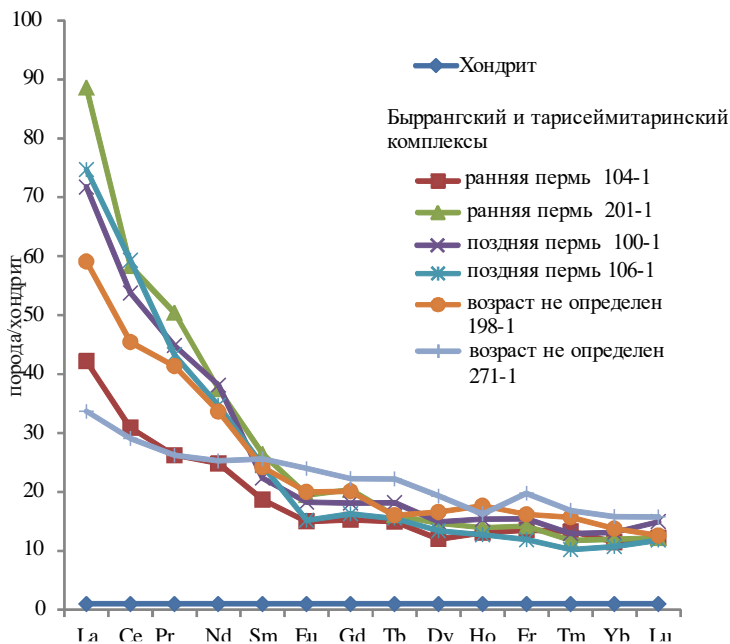


Рис. 8. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах пермо-триасовых габбро-долеритов.

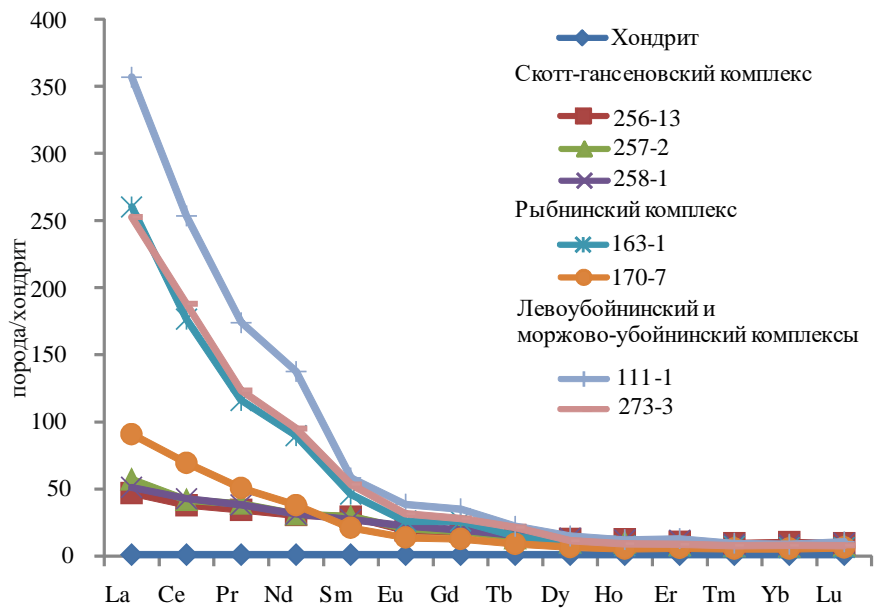


Рис. 9. Спайдер-диаграмма содержаний РЗЭ в пробах триасовых магматических комплексов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева</i>	3
Физико-географический очерк. <i>Н. В. Качурина</i>	5
Геологическая и геофизическая изученность. <i>Н. В. Качурина, В. В. Орлов</i>	8
Стратиграфия	23
Протерозойская акротема. <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева</i>	23
Вендская система – палеозойская эратема. <i>А. А. Макарьев</i>	31
Палеозойская–мезозойская эратемы. <i>А. А. Макарьев</i>	85
Мезозойская–кайнозойская эратема. <i>А. А. Макарьев</i>	119
Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла акватории. <i>А. А. Макарьев</i>	136
Кайнозойская эратема. <i>Я. Д. Яржембовский</i>	139
Литология донных отложений. <i>Н. В. Качурина, Е. В. Молчанова</i>	156
Магматизм. <i>Е. М. Макарьева, А. П. Романов, С. В. Ладыгин</i>	165
Метаморфические и метасоматические образования. <i>Е. М. Макарьева, Н. В. Дворцов</i>	224
Тектоника. <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева, В. В. Орлов, А. А. Сахаров</i>	229
Геоморфология. <i>Н. В. Качурина</i>	263
История геологического развития. <i>А. А. Макарьев, Я. Д. Яржембовский</i> ...	282
Полезные ископаемые. <i>Е. В. Молчанова, А. П. Романов</i>	297
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>Е. В. Молчанова</i>	337
Гидрогеология. <i>С. А. Козлов</i>	349
Эколого-геологическая обстановка. <i>В. Л. Скаковский</i>	353
Заключение. <i>А. А. Макарьев, Е. М. Макарьева</i>	369
Список литературы	374
Приложение 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, первичных и вторичных геохимических ореолов, показанных на листах S-44, S-45 Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000	381

<i>Приложение 2.</i> Таблица металлотектов	395
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений твердых полезных ископаемых на площади листов S-44, 45	399
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листах S-44, 45	402
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листов S-44, 45 Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	403
<i>Приложение 6.</i> Список буровых скважин, показанных на геологической карте (листы S-44, 45)	404
<i>Приложение 7.</i> Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных отложений (листы S-44, 45)	406
<i>Приложение 8.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, расположенных на территории листов S-44, 45	407
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов на листах S-44, 45, для которых имеются определения изотопного возраста пород и минералов (дочетвертичные образования)	411
<i>Приложение 10.</i> Пункты определения абсолютного возраста, показанные на карте четвертичных отложений	424
<i>Приложение 11.</i> Таблицы химического состава магматических пород листов S-44, 45	426
<i>Приложение 12.</i> Спайдер-диаграммы содержаний РЗЭ в интрузивных породах листов S-44, 45	443

Научное издание

Макарьев Александр Александрович

Макарьева Елена Михайловна

Молчанова Елена Валентиновна

и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Таймырско-Североземельская

Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарейя

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*

Технический редактор *О. Е. Степурко*

Компьютерная верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 20.10.2020. Формат 70×100/16.

Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.

Печ. л. 28,125 + 14 вкл. Уч.-изд. л. 39.

Тираж 100 экз. Заказ 41914000

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ

199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-93761-407-0



9 785937 614070