

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Дочернее Государственное Унитарное Предприятие
Центрально-Арктическая Геологоразведочная Экспедиция
(ВСЕГЕИ)

Государственная геологическая карта
Российской Федерации масштаба 1:200 000

Серия Таймырская
Лист Т-47-XXXI, XXXII, XXXIII (зал. Таймырский)

О б ъ я с н и т е л ь н а я з а п и с к а

Составили: Г.В. Шнейдер
М.Ф. Верещагин
В.Я. Кабаньков
Редактор: П.Г. Падерин
Эксперты НРС: Н.С. Малич
Е.В.Туганова
В.Д. Тарноградский

Санкт-Петербург 2000

Оглавление

	стр
Введение.....	3
Геологическая изученность.....	5
Стратиграфия	14
Интрузивный магматизм	50
Тектоника	80
История геологического развития	92
Геоморфология	98
Полезные ископаемые	108
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.....	118
Гидрогеология	122
Эколого-геологическая обстановка.....	123
Заключение.....	126
Список литературы.....	127
Приложения.....	135

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория одного строенного листа Таймырской серии Т-47-XXXI, XXXII, XXXIII расположена в северной части Таймырского полуострова и ограничена координатами $76^{\circ} 00' - 76^{\circ} 40'$ с. ш. и $96^{\circ} 00' - 99^{\circ} 00'$ в. д. По административному делению эта территория входит в состав Диксонского района Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа Красноярского края и имеет площадь 5891 км^2 .

Площадь суши занимает не более четверти листа и на юго-западе представлена фрагментом побережья п-ова Таймыр, а на всей остальной части – островами архипелага Норденшельда и островом Расторгуева. Большая часть листа занята акваторией Таймырского залива, проливами Матисена и Ленина, а также частично заливом Вальтера и Таймырской губой.

Рельеф суши представляет собой собой пологоволнистую абразионно-аккумулятивную равнину высотой 30-80 м, на фоне которой выделяются пологовыпуклые денудационные возвышенности с абсолютными отметками вершин 100-120 м (единичные вершины гор Гейдена и Посадочной имеют высоту соответственно 169 и 201 м). В юго-восточном углу площади располагается пологохолмистая моренная равнина на отметках 80-180 м. Береговая линия материковой суши имеет извилистые очертания, изобилует бухтами и заливами. Острова архипелага причудливой формы и разделены многочисленными проливами и заливами шириной от 1,5 до 5 км. Берега почти на всем протяжении обрывистые, высотой 5-15 м, сложены скальными породами.

Моделирование рельефа суши связано с эрозионной деятельностью водотоков, делювиально-солифлюкционными процессами и морозным выветриванием. Ярусность рельефа, выраженная в наличии лестницы морских террас, predetermined абразионной деятельностью моря в среднем-позднем неоплейстоцене. Характер гидросети территории определяется особенностями климата и наличием мощной (до 500 м) толщи многолетнемерзлых пород, залегающей близко к поверхности и благоприятствующей поверхностному стоку. Главная роль в питании

водотоков принадлежит атмосферным осадкам. Реки территории мелкие, имеют слабо врезанные ложбинообразные долины с узкой (5-20 м) русловой частью. По характеру водного режима они относятся к Восточно-Сибирскому типу, характеризующемуся высоким весенним половодьем, небольшим летне-осенним паводком и низкой зимней меженью. Реки вскрываются в конце июня - начале июля, ледостав на них наступает в первой половине сентября. Зимой мелкие реки промерзают полностью. Озера на площади единичны (Горное, Совиное) и своим происхождением обязаны термокарсту. Размеры их составляют 1,5 x 0,7 км, а глубина не превышает 10 м. Озера замерзают в середине - конце сентября и вскрываются в конце июня - начале июля. В холодные годы лед остается на озерах все лето. Толщина льда достигает 2 м и более. Ледовая обстановка на морской акватории по продолжительности не очень отличается от озерной. Ледовый припай достигает 2-2,5 м, не разрушается он в течение 9-10 месяцев. Навигационный период начинается в августе и заканчивается в начале октября.

Рассматриваемая территория относится к сибирскому климатическому типу Арктики. Для него характерна континентальность климата с большой годовой амплитудой колебания температуры воздуха и преобладание зимой антициклонического состояния атмосферы. Зима продолжительная (9-9,5 месяцев), а лето короткое. Среднегодовая температура $-14-17^{\circ}\text{C}$, среднемесячная температура зимы $-23-25^{\circ}\text{C}$ (абсолютный минимум в феврале достигает -50°C), лета - $0-2^{\circ}\text{C}$ (абсолютный максимум в июле до $+28^{\circ}\text{C}$). Летом преобладают северо-восточные и восточные ветры, зимой - юго-западные. Среднегодовое количество осадков 200 мм. Летом на морском побережье часты туманы, которые распространяются вглубь территории до основных водоразделов. Снег ложится в конце сентября - начале октября, сходит в конце июня. Средняя мощность снегового покрова 60-70 см, в долинах - до 3-5 м. Растительность носит ярко выраженный арктический характер, в ее составе преобладают арктоальпийские и арктические элементы. Основная масса растительности - низшие растения, мхи и лишайники. В заболоченных районах широко распространены представители травянистых, среди которых господствуют злаковые и осоки. В долинах рек, в зонах затишья, встречаются цвет-

ковые растения. Из древесных форм растительности в долинах рек встречается два вида ив - полярная и арктическая, а также карликовая березка. Животный мир района беден. Из копытных встречаются северные олени, мигрирующие весной из лесной зоны и уходящие назад в середине - конце сентября. Из хищных животных известны волки, песцы, горностаи. На побережье моря иногда встречаются белые медведи, а в его водах - несколько видов ластоногих. Грызуны представлены, главным образом, леммингами; изредка встречаются зайцы-беляки. Весной, с мая, начинается массовый прилет птиц: гусей, уток, куликов. Большую ценность представляет рыба, среди которой наибольшее внимание заслуживают лососевые и сиговые. Из морских рыб весьма характерна сайка - основной корм ластоногих и многих видов чаек. Район совершенно не населен. Ближайшие населенные пункты - это аэропорт и метеостанция на мысе Челюскина (290 км) и пос. Усть-Тарей (420 км), расположенный на р. Тарей. Доставка грузов и людей в район работ возможна авиатранспортом из пос. Диксон или Хатанга, а в летнее время - с помощью морских судов. Транспортировка грузов внутри района возможна только на гусеничном транспорте и ограниченно - на автомашинах типа «Урал» (кроме летнего периода). Проходимость на всей территории характеризуется как плохая (плоские заболоченные пространства речных долин и морских террас), дешифрируемость аэрофотоматериалов - также плохая.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологии рассматриваемой территории были получены А.Ф. Миддендорфом в процессе его маршрутных работ по р. Нижняя Таймыра в 1843 г. [29] и А.Э. Норденшельдом во время плавания в 1879 г. в Таймырском заливе. Часть собранных ими коллекций была обработана К. Хрущевым и А.Е. Тернабом. Более обширные данные о геологии этого района были опубликованы О.О. Баклундом, обработавшим коллекцию Э.В. Толля, собранную им в 1900-1901 гг. во время вынужденной зимовки на одном из островов архипелага Норденшельда. По данным из личных дневников Э.В. Толля О.О. Баклунду удалось установить,

что им обследована значительная территория, на которой выделено два типа гранитоидов, а метаморфизм пород, по его мнению, связан с контактовым воздействием этих гранитоидов [2]. В 1929 г. Н.Н. Урванцев прошел маршрутом по р. Нижняя Таймыра до мыса Сланцевый, расположенного в южной части Таймырской губы [40]. В низовьях реки им описаны кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы и интрузии гранитоидов. Перечисленный комплекс пород он датировал докембрием. Этим автором была дана первая тектоническая схема Таймыра, в которой намечены четыре зоны разновозрастных, в различной степени дислоцированных образований, имеющих форму дуг, обращенных на юг и свидетельствующих, по мнению Н.Н. Урванцева, о крупномасштабных надвигах во время герцинского тектогенеза. Летом 1937 г. М.Г. Равич обследовал берега Таймырской губы от м. Остен-Сакена до о. Фомина. Здесь им была описана толща разнообразных кристаллических сланцев и гнейсов, прорванная мелкими интрузиями гранитоидов. Собранная М.Г. Равичем каменная коллекция была утрачена, и только в 1946 г. ему снова удалось посетить правобережье нижнего течения р. Нижняя Таймыра и некоторые смежные районы. В результате этих работ впервые было отмечено широкое развитие вулканитов основного и кислого состава в докембрии Таймыра [38]. В 1942 г. Ф.Г. Марков спустился по р. Нижняя Таймыра до ее устья. В нижнем течении этой реки он описал толщу метаморфических сланцев, датировав ее условно ранним кембрием, а выше по р. Нижняя Таймыра - карбонатные породы, которые включил в состав кембрия и силура. Последовательная смена возрастных комплексов, по его мнению, не подтверждала вывод Н.Н. Урванцева о широком проявлении крупномасштабных надвигов [26].

Систематические геологические исследования территории начались в 1946 г. в связи с широким развитием работ в Арктике после организации Главного Управления Северного Морского пути. В течение 1946-1951 гг. сотрудниками НИИГА и «Арктикразведка» здесь проводилась геологическая съемка масштаба 1:1000 000. В 1947 г. Е.А. Величко провел геологическую съемку на побережье Таймырского залива и западном берегу Таймырской губы, где им закартирован однообразный комплекс сланцев, в верхней части которого встречаются прослои

доломитов и порфиритов. Исходя из сходства этих пород с отложениями, распространенными на смежной к западу территории, отнесенные им в предыдущие годы к протерозою, он датировал этот комплекс также протерозоем [48]. Некоторые итоги проведенных в течение 1946 -1951 гг. работ, а также своих наблюдений как в пределах рассматриваемого нами района, так и особенно по Восточному Таймыру, были подведены М.Г. Равичем [38]. Особое внимание было уделено докембрийским отложениям, их стратиграфическому расчленению и особенностям метаморфизма. М.Г. Равичем впервые была разработана стратиграфическая схема докембрия Таймыра, принятая на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1955 г. Она и легла в основу легенды для миллионных листов Государственной геологической карты СССР (Таймырская серия), составленных Ф.Г. Марковым, М.Г. Равичем, Ю.Е. Погребницким и др.[9, 10, 27]. В соответствии с этой схемой, древнейший комплекс пород Таймыра датировался ранне-позднепротерозойским возрастом. К нижнему протерозою отнесены ленивенская и чукчинская серии, хутудинская и мининская свиты, а к верхнему протерозою - становская и колосовская свиты. Комплекс гнейсов и кристаллических сланцев, прорванный двумя типами гранитоидов, составляют фундамент. На нем, по мнению Ф.Г. Маркова и М.Г. Равича, были заложены каледонская и герцинская подвижные зоны, последовательно мигрировавшие на юг и наращивавшие Карскую платформу. Эта точка зрения в дальнейшем развивалась во многих работах некоторых исследователей Таймыра [6]. К иной точке зрения пришел Ю.Е. Погребницкий [35], обобщивший материалы многочисленных тематических и геологосъемочных работ в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области, проведенных в период 1952 - 1970 гг. По его мнению, структура этой области представляет собой активизированную часть Северо-Азиатского кратона, в развитии которого в докаледонское время существенная роль принадлежала поперечной зональности, что и определило фациальные переходы и различия в типе разрезов докембрия. Этот вывод о характере структуры и истории ее развития был положен в основу большинства последующих геологических построений.

Начиная с 50-х годов, на Таймыре проводились геофизические работы. Аэромагнитная съемка м-ба 1:1000 000 северной части Таймыра была выполнена сотрудниками НИИГА под руководством Д.В. Левина и С.М. Крюкова. По результатам этих работ было установлено, что рассматриваемая территория характеризуется существенно положительными значениями поля, аномалии имеют линейно-субширотное направление. В 1959-1961 гг. М. И. Залипухиным была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 северной части Таймыра, от побережья моря Лаптевых до р. Енисей [49]. В 1968-1970 гг. Северная и Полярная партии Красноярского геологического управления провели гравиметрическую съемку Северного Таймыра м-ба 1:1000 000 [64]. Несколько позже Э.П. Линдом была проведена более детальная обработка геофизических данных, на основании чего построены геофизические разрезы, вычислена глубина кровли аномалиеобразующих объектов. С 1967 по 1980 гг. проводились региональные аэромагнитные и гравиметрические исследования Карского моря Полярной геофизической экспедицией НИИГА. В диссертации Е.Н. Зацепина [51] сведены все материалы по югу Карского моря, в том числе и морских сейсмических работ МОВ, выполненных КМАГЭ НПО «Севморгеология». Им подтвержден вывод Ю.Е. Погребницкого и др. о присутствии на северо-западе Нижнетаймырского региона Карского массива древней консолидации, перекрытого маломощным чехлом рифейских отложений.

С 1972 по 1979 гг. в пределах Северного Таймыра проводилось АФГК м-ба 1:200 000 Таймырской опытно-производственной партией ПГО "Красноярскгеология" [43]. В результате этих работ была уточнена стратиграфическая схема позднедокембрийских отложений, а позднее, в 1983 г., В.В. Беззубцевым и др. на основе полученных материалов составлена Геологическая карта Горного Таймыра в м-бе 1:500 000 и объяснительная записка к ней [3]. Начиная с 1975 г., во ВНИИОкеангеология ставится несколько крупных тем для оценки перспектив Таймыра на россыпное и коренное золото. В числе первых следует отметить работы, выполненные под руководством Н.К. Шануренко, касающиеся перспектив золотоносности "черных сланцев" докембрия и нижнего палеозоя [65, 66, 67]. В 1985 - 1989 гг. ПГО "Аэрогеология" проводило космофотогеологическое картиро-

вание Таймыра в масштабе 1:500 000. В результате этих работ составлена карта структурно-вещественных комплексов на основе стратиграфической схемы, созданной В.В. Беззубцевым, Р.Ш. Залялеевым и А.Б. Саковичем [3]. История геологического развития Таймыра рассматривается авторами с позиций теории тектоники плит. Эта же идея развивалась А.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым и Л.М. Натаповым. По их мнению, вся северная часть Таймыра (площадь развития флиш-оидных образований) представляет собой крупный блок, причлененный в докембрийское время к Азиатскому материку [23].

В 1982-1986 гг. в рассматриваемом районе на площади листов Т-47-XXXI-XXXVI, S-47-I-VI была проведена групповая геологическая съемка м-ба 1:200 000, в которой принял участие большой коллектив геологов Центрально-Арктической ГРЭ и ВНИИОкеангеология. На всем этапе работами руководил начальник партии В.В. Богомолов. Методическое руководство осуществлялось главными геологами партии Г.И. Зубковым (1982 г.), В.Ф. Ржевским (1983-86 гг.), А.Ф. Хапилиным (с мая 1986 г. – ответственный исполнитель отчета). Полевые геологосъемочные работы в разные годы проводили геологи А.Ф. Хапилин, Ю.Г. Рогозов, Э.Б. Лунин, В.Ф. Проскурнин, С.Б. Киреев, В.А. Федоров, В.П. Слесаренко, М.Ф. Верещагин, А.В. Гаврилов, В.Н. Седов, Н.В. Киреева, старший техник Г.А. Кальной, сотрудники ВНИИОкеангеология Р.Ф. Соболевская и Ю.И. Захаров. В результате работ была составлена сводная геологическая карта, совмещенная с картой полезных ископаемых, геоморфологическая карта, другие карты и схемы, составлен геологический отчет, ставший основой для составления характеризующего листа [62]. В данной работе существенно уточнена схема стратиграфии протерозойских и палеозойских отложений, выделены новые магматические комплексы, собран богатейший материал по полезным ископаемым района.

В течение 1986-1989 гг. ЦАГРЭ проводила региональные геолого-геофизические работы м-ба 1:1000 000 – 1:500 000 в юго-восточной части Карского моря, охватившие обширную территорию от залива Толля на востоке до залива Вальтера на западе [63]. Работы возглавляли начальник партии В.В. Богомолов и главный геолог А.Ф. Хапилин (с февраля 1990 г. – начальник партии и ответст-

венный исполнитель отчета). Геологические, опробовательские и буровые работы осуществляли геологи В.В. Чешуин, Г.А. Кальной, В.Н. Головин, С.В. Кулаков, В.Ф. Проскурнин, С.Н. Блохин, Г.Н. Оболонский, техники-геологи Э.Н. Пономарев, В.Н. Сухомлинов, Е.И. Какаулин, В.И. Дунаев. Специализированные исследования в разные полевые сезоны проводили сотрудники ВНИИОкеангеология А.В. Гавриш, С.А. Гулин, Ю.И. Захаров, А.Ф. Михайлов, М.А. Крутойрский. Весь цикл работ включал в себя аэромагнитную съемку акватории Карского моря м-ба 1:200 000 (по договору с Полярной МГРЭ ПГО «Севморгеология»), непрерывное сейсмоакустическое профилирование (по договору с МАГЭ ПГО «Севморгеология»), донное опробование с плавсредств и со льда, картировочное бурение на прибрежной суше и с припайного льда, специализированные геолого-геоморфологические исследования. В пределах изученного листа на суше пробурено 2 скважины, на акватории – 15 скважин, отобраны 144 донные станции по профилям через 8 км и с интервалом между пробами 3-4,5 км. В 1987-88 гг. в ходе этих работ были исследованы практически все острова (как крупные, так и мелкие) архипелага Норденшельда. Отчет по работам, составленный А.Ф. Хапилиным, В.Ф. Проскурниным и др. [63], содержит комплекс разнообразных карт, новые данные по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений, коренным и россыпным золотопроявлениям и проявлениям редких металлов. В нем охарактеризованы также россыпывмещающие и рудные формации, основные закономерности россыпной металлоносности, а также выделены перспективные участки для последующих работ.

В 1989 г. Североземельской партией ЦАГРЭ была закончена трехлетняя работа, посвященная изучению закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей. В этой работе, выполненной В.Н. Седовым, А.В. Гавриловым и др., впервые дана унифицированная стратиграфическая схема мезо-кайнозойских образований. В нижней-средней юре впервые выделена унгинская свита, а в верхней части юры и нижней части мела наряду с мухинской свитой морского генезиса выделен ее континентальный аналог – малиновская свита. Выше, в меловых породах, выделены шренковская и траутфеттерская свиты. На базе

этой схемы, в совокупности с морфоструктурными исследованиями, намечены закономерности формирования рельефа и россыпей, охарактеризованы главные эпохи россыпеобразования [60].

В 1993 г. во ВНИИОкеангеология В.Г. Кузьмин, О.В. Суздальский и др. закончили тематическую разработку по оценке россыпной золотоносности шельфа Карского моря. В этой многоплановой работе, выполненной на базе всех имевшихся к тому времени данных, рассмотрены основные проблемы геологической истории Карского бассейна, обобщены сведения по коренной и россыпной золотоносности Таймырской и Североземельской провинций. В пределах первой выделено две главные эпохи россыпеобразования: мезозойская и кайнозойская, характеризующиеся полигенным типом россыпей. Определены основные геолого-промышленные типы россыпей и намечено несколько первоочередных участков для ГСШ-200. Авторами доказана необходимость применения специальных обогатительных аппаратов, улавливающих мелкое золото и повышающих достоверность оценки перспектив россыпей [52].

В период 1993-1999 г.г. проведена крупная обобщающая работа по составлению металлогенической карты Горного Таймыра м-ба 1:500 000. Работа осуществлялась по заказу Таймыргеолкома большим коллективом специалистов ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, ПГО «Красноярскгеология», ЦАГРЭ, Гипроникель под руководством ведущего научного сотрудника ВСЕГЕИ Н.С. Малича [61]. Произведено металлогеническое районирование Горного Таймыра на основе структурно-вещественного анализа, выделены структурно-металлогенические зоны (СМЗ) различных классов, типов, семейств, родов и видов. В пределах СМЗ намечены металлогенические зоны (МЗ), рудные районы (РР) и рудные узлы (РУ), рассматриваемые по металлогеническим этапам от протерозоя доныне. Составленная карта является базовой для специализированного изучения региона, прогнозирования новых и уточнения выделенных рудоносных площадей, а также планирования геолого-съёмочных и геолого-поисковых работ различного масштаба.

В заключение необходимо упомянуть еще одну работу, проведенную, главным образом, на смежной к востоку территории. Перед авторами стояла задача

сбора дополнительных материалов и уточнения Легенды к листам Челюскинской и Нижнетаймырской групп листов Государственной геологической карты м-ба 1:200000. Необходимость такой работы определялась тем обстоятельством, что ко времени подготовки к изданию указанных листов так и не была разработана унифицированная стратиграфическая схема докембрийских отложений Таймыра. Как известно, на последнем Межведомственном совещании по стратиграфии Средней Сибири для этого региона была принята только рабочая схема. Однако, в процессе картирования территории указанных листов, стало очевидно, что ни рабочая схема, ни принятая легенда для этого масштаба не могут служить основой для Челюскинской и Нижнетаймырской групп листов. Поэтому было принято решение сформировать редакционно-увязочный отряд из сотрудников ВНИИОкеангеология, ЦАГРЭ, ВСЕГЕИ, ПГО "Красноярскгеология" и КО СНИИГГиМС, чтобы в процессе полевых работ попытаться выработать общее решение. Предполагалось, что главные работы будут проводиться на Восточном Таймыре. В 1989 г. в этом отряде работали сотрудники ЦАГРЭ и ВНИИОкеангеология А.В. Гаврилов, Ю.И. Захаров, В.Я. Кабаньков, Н.В. Киреева, В.Ф. Проскурнин, Р.Ф. Соболевская. В 1990 г., кроме названных исследователей, в полевых работах участвовали С.Б. Киреев (ЦАГРЭ), А.И. Забияка (КО СНИИГГиМС), В.И. Шкурский (ВСЕГЕИ). Руководил полевыми исследованиями В.Ф. Проскурнин. На заключительном этапе этой работы, уже в процессе обсуждения всех полученных материалов, принимал участие куратор по Таймыру Н.С. Малич (ВСЕГЕИ). В результате был принят компромиссный вариант стратиграфической схемы докембрия Таймыра, изложенный в «Дополнении к сводной легенде Таймырской серии листов... по Нижнетаймырской и Челюскинской площадям», утвержденном НРС при ВСЕГЕИ 26.08.1992 г. На его основе были подготовлены и приняты к изданию листы Челюскинской группы [55]. Позднее, в связи с введением в действие «Инструкции-95» для листов Госгеолкарты-200 нового поколения, в ГГП ЦАГРЭ (отв. исп. Г.В. Шнейдер, гл. ред. Н.С. Малич) составлена «Легенда Государственной геологической карты РФ м-ба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская)», в которой учтены (с изменениями и дополнениями) данные всех предшествующих Легенд и

«Дополнений», а также материалы геологических съемок м-ба 1:200 000, научно-исследовательских и тематических работ 70-х – 90-х годов. Данная «Легенда» утверждена на НРС при ВСЕГЕИ 26 февраля 1997 г.

Таким образом, представляемый лист Т-47-XXXI-XXXIII Нижнетаймырской площади составлен по материалам ГГС-200, проведенной в 1982-1986 гг. [62], и региональных геолого-геофизических работ 1986-1989 гг. на шельфе Карского моря [63] в соответствии с «Легендой», утвержденной в 1997 г., и «Инструкцией-95». Из геофизических материалов использованы результаты аэромагнитной съемки м-ба 1:200000 на суше [49] и акватории [63], увязанные между собой, а также гравиметрической съемки м-ба 1:1 000 000 [64]. По согласованию с Главной редколлегией по геологическому картированию и главным редактором Таймырской серии листов Н.С. Маличем геологическая карта (ГК) совмещена с картой полезных ископаемых (КПИ). Эта карта составлена Г.В. Шнейдером и М.Ф. Верещагиным, нагрузка по полезным ископаемым - М.Ф. Верещагиным. Карта четвертичных образований (КЧО) в ходе ГГС-200 не составлялась, поэтому она создана Г.В. Шнейдером камеральным путем на основе ГК, геоморфологической карты м-ба 1:200000 и дополнительного дешифрирования аэрофотоматериалов. Им же выполнены геоморфологическая и эколого-геологическая схемы. В тексте объяснительной записки главы «Введение», «Геологическая изученность», «Геоморфология», «Эколого-геологическая обстановка», «Гидрогеология» написаны Г.В. Шнейдером, «Стратиграфия» - совместно В.Я. Кабаньковым и Г.В. Шнейдером, остальные главы и схемы выполнены М.Ф. Верещагиным. Схемы магнитного и гравитационного полей созданы В.Н. Уклеиным.

Аналитические исследования горных пород выполнены лабораториями ЦАГРЭ и в меньшей степени во ВНИИОкеангеология, ПГО «Новосибирскгеология», «Севзапгеология» и «Невскгеология». Петрографическое описание шлифов проведено В.Ф. Проскурниным, С.Б. Киреевым, Т.К. Биличенко и Т.Г. Говердовской, аншлифов – М.Ф. Верещагиным. Шлихо-минералогический и полный литологический анализы сделаны в лаборатории ЦАГРЭ (О.И. Шклярник, В.И. Егорова).

Определение органических остатков мезозоя и кайнозоя проводили: В.С. Зархидзе - моллюсков; В.Я. Слободин, Н.И. Дружинина и Л.М. Седова – фораминифер; Н.В. Куприянова – остракод. Изучение акритарх докембрия произведено Л.Н. Ильченко. Определения абсолютного возраста сделаны Х.А. Арслановым (лаборатория геохронологии СпбГУ).

Составление цифровых моделей геологических карт и их зарамочное оформление выполнено в Информационно-компьютерном отделе ЦАГРЭ под руководством Г.В. Брехова, В.Ю.Кузнецова и О.П. Новиковой в программах ARC INFO и Corel Draw. Главный редактор работы главный научный сотрудник ВСЕГЕИ д. г.-м. наук Н.С. Малич.

СТРАТИГРАФИЯ

В соответствии с принятой схемой стратиграфического (геологического) районирования новой Легенды Госгеолокарты Таймырской серии листов м-ба 1:200 000 (1997 г.) территория Таймыра разделяется на ряд стратиграфических (геологических) районов, соответствующих ранее выделенным структурно-фациальным зонам по отдельным системам (или группе систем). Для каждого из таких районов принята собственная схема стратиграфического расчленения. В пределах стратиграфических (геологических) районов выделяются более дробные единицы – стратиграфические (геологические) площади. В соответствии с этим районированием для протерозоя рассматриваемая территория целиком входит в Мининско-Большевистский геологический район, Мининско-Челюскинскую геологическую площадь. На протерозойском этапе, в рифее и раннем венде, здесь формировались глинисто-терригенные осадки флишоидного типа (воскресенская, стерлеговская и мининская толщи). На акватории Карского моря и архипелаге Норденшельда первые две толщи не расчленены и выделены в ленивенскую серию, по объему отвечающую ленивенской серии Ю.Е. Погребницкого [35].

Мининско – Большевистский геологический район
Мининско–Челюскинская геологическая площадь
Рифей

Воскресенская толща (R vs) в ранге свиты была выделена А.И. Забиякой в 1974 г. и названа по бухте Воскресенского [16]. Стратотип ее первоначально не был определен. Позднее Ю.И. Захаров указал, что стратотип ее находится на побережье бухты Воскресенского [21]. Однако в стратотипической местности выходы коренных пород разобщены, и корреляция их мало достоверна. Вследствие этого, а также по причине отсутствия непосредственных контактов с нижележащими образованиями ее объем точно не был определен, и она была понижена в ранге до толщи.

В пределах рассматриваемой территории выходы воскресенской толщи зафиксированы в северной части п-ва Штурманов (мысы Лопатка и Лагерный), в юго-западном углу листа (мысы Черный и Лемминговый), на о-ве Расторгуева, на побережье Таймырского залива (мысы Долгушина и Врангеля). Нижняя граница ее нигде не вскрыта, и взаимоотношения с более древними образованиями неизвестны.

Толща сложена темно-серыми, до черных, метааргиллитами и углистыми метааргиллитами, ритмично переслаивающимися с серыми и зеленовато-серыми метапесчаниками и метаалевролитами с многочисленными карбонатными стяжениями. Для нее характерны ритмы нескольких порядков. Ритмы первого порядка имеют мощность от 30 до 80 м. Каждый крупный ритм состоит из более мелких (8 - 10 м), а они, в свою очередь, - из ритмов третьего и четвертого порядков мощностью в первые метры и десятые доли метра.

Наиболее полный разрез толщи составлен на мысе Лишний по мелким береговым обрывам и щеткам на пляже. Здесь снизу вверх наблюдаются:

1. Метааргиллиты темно-серые до черных листоватые, образующие пласты до 1-1,2 м, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами (0,5-0,8 м) темно-серыми с бурыми пятнами. В 6 м от кровли - 1,5-метровый пласт серых метапесчаников.

Мощность видимой части 10 м

2. Метапесчаники светло-серые и зеленовато-серые с бурыми пятнами на выветрелых поверхностях. 2,5 м
3. Метааргиллиты черные листоватые с прослоями темно-серых метаалевролитов с бурыми пятнами на выветрелых поверхностях. 7,5-8 м
4. Метаалевролиты кварцевые светло-серые с бурыми пятнами, ритмично переслаивающиеся с листоватыми метааргиллитами черного цвета. Мощность ритмов меняется в пределах 0,4-1 м. Первый элемент их, состоящий из алевритового материала, образует две трети ритма. 9,5-10 м
5. Метапесчаники существенно кварцевые серые и темно-серые пиритизированные, ритмично переслаивающиеся с метааргиллитами. Мощность ритмов 0,3-0,5 м. Первый, песчаный элемент, составляет 80-90% ритма. 2,8 м
6. Метапесчаники светло-серые, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми метаалевролитами. Мощность ритмов 0,1-0,5 м. 8 м
7. Метааргиллиты темно-серые листоватые, ритмично переслаивающиеся с серыми метапесчаниками. Мощность ритмов 0,2-0,6 м, причем второй, глинистый элемент, составляет свыше двух третей ритма. 10 м
8. Метапесчаники серые, ритмично переслаивающиеся с листоватыми метааргиллитами темно-серыми до черных с вкрапленностью пирита. Мощность ритмов 0,1-0,3 м. 15-17 м
9. Метааргиллиты черные листоватые с кристаллами пирита размером до 1 см, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами. Мощность ритмов и их строение аналогичны пачке 7. Метааргиллиты содержат 3,06% $C_{орг.}$ 7 м
10. Метапесчаники серые, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами. Мощность ритмов 0,1-0,6 м. В этих ритмах хорошо видно градационное распределение материала. 4,5-5 м
11. Метааргиллиты черные листоватые, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами. Мощность ритмов 0,2-0,4 м. Содержание $C_{орг.}$ в метааргиллитах 2,78%, в метаалевролитах - 0,13%. 10-11 м
12. Метапесчаники массивные и плитчатые светло-серые. 2,5 м
13. Метааргиллиты черные листоватые, содержащие $C_{орг.}$ 1,7% 0,8 м

14. Метапесчаники черные, содержащие $C_{\text{орг.}}$ 2,21%. 2,5 м

Общая мощность вскрытой части разреза около 95 м. Далее после перерыва в обнаженности, равного 1-2 м, по берегу наблюдается непрерывный разрез мощностью свыше 270 м, построенный исключительно однообразно. Здесь также последовательно сменяются пачки мощностью 3-19 м из закономерно переслаивающегося преимущественно глинистого, алевроитового или песчаного материала, образующие ритмы в широком (0,1-1,5 м) диапазоне. Границы ритмов четкие, довольно резкие. Аргиллиты содержат $C_{\text{орг.}}$ от 1,3 до 5,9%, причем количество его в 5 из 10 образцов не превышает 2% и только в одном случае оно равно 5,9%.

Петрографическое изучение пород свидетельствует о том, что среди метапесчаников резко преобладают мелкозернистые разности, структура их бластопсаммитовая. Состоят они на 60-70% из кварца, на 15-35% - из альбита и обломков пород. Встречаются листочки гидратированного биотита. Акцессорные минералы представлены турмалином, апатитом, цирконом. Цемент порового типа серицит-хлоритовый с примесью гидроокислов железа. Некоторые разности содержат значительное (до 5%) количество пирита и пирротина.

Метаалевролиты по составу терригенной части и цемента практически не отличаются от метапесчаников. Для них характерно несколько повышенное содержание акцессориев и углеродистого вещества, образующего сравнительно равномерно рассеянную тонкую вкрапленность или нитевидные скопления на поверхностях напластования и в трещинах кливажа. Природа его, вследствие интенсивного преобразования, пока не выяснена. Есть основание предполагать, что $C_{\text{орг.}}$ здесь связано с жизнедеятельностью сине-зеленых водорослей. Для данного типа пород весьма характерно высокое, хотя и неравномерное, содержание железистых карбонатов ряда $\text{CaFe}(\text{CO})\text{-MgFe}(\text{CO})$, в отдельных случаях достигающее 25-27% породы. Представлены они пойкилопорфиробластами ромбоэдрической или неправильной формы размером до 0,6-4 мм. Изредка встречаются порфиробласты доломита несколько меньшего размера.

Метааргиллиты имеют микролепидогранобластовую структуру и состоят из агрегата зерен кварца в тонком срастании с серицитом и менее - хлоритом. Они

содержат в виде тонкой вкрапленности углеродистые частицы в количестве до 10%, нередко в сростании с черным рудным веществом. К участкам, обогащенным органическим материалом, нередко приурочены сульфиды. Для метааргиллитов характерно присутствие сравнительно равномерно распределенных почти изометричных зерен (0,05-0,1 мм) бледно-зеленого хлорита, часто с оторочкой из кварца.

Породы воскресенской толщи претерпели полизональный прогрессивный метаморфизм. Так, на плато Вальтера, к юго-западу от характеризуемой площади, обнажаются метаморфиты в зонах биотита (ширина зоны до 4 км), граната (2 км), ставролита (3,6 км) и силлиманита, при этом ритмичнослоистые породы в двух последних зонах характеризуются «негативной» градационной слоистостью [63]. В окрестностях мысов Лемминговый и Черный и бухты Сомнения, на п-ве Штурманов (мысы Лопатка и Лагерный) породы толщи метаморфизованы в режиме перехода из серицит-хлоритовой субфации в хлорит-биотитовую [62].

Из рассматриваемой толщи на п-ве Штурманов (на смежном с юга листе) Л.Н. Ильченко был определен следующий комплекс акритарх: *Protospheridium densum* Tim., *P. locatum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. pussilum* Tim., *P. cavernosum* Itt., *Trachisphaeridium rafellare* Tim., *T. laminaritum* Tim., *T. araneosum* Itt., *Gloecaspomorpha faveolata* Itt. Этот комплекс имеет довольно широкий стратиграфический диапазон распространения и узко не датирует вмещающие его отложения. С учетом возраста перекрывающих пород, воскресенская толща относится к рифею.

Мощность вскрытой части толщи на рассматриваемой площади более 400 м.

Стерлеговская толща (R st) в ранге свиты была выделена А.И. Забиякой на мысе Стерлегова и в бухте Конечная на севере Центрального Таймыра [16]. Вследствие того, что стратотип ее точно не определен и непосредственные контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не наблюдались, в новой легенде 1997 года она была понижена в ранге до толщи. Следует отметить также, что ранее в регионе этим же автором выше стерлеговской выделялась конечнинская свита, которая при создании Легенды Таймырской серии нового по-

коления вообще упразднена как невалидная, а слагающие ее породы включены в состав стерлеговской толщи.

В пределах рассматриваемой территории стерлеговская толща распространена на материковой части суши и острове Расторгуева в виде полос северо-восточного простирания, ширина которых, благодаря интенсивной изоклинальной складчатости, меняется от 3 до 13 км. Она вскрывается на крыльях антиклинальных складок, в ядрах которых отмечаются породы воскресенской толщи, либо на крыльях синклиналей, образованных мининской толщей. Нижняя граница стерлеговской толщи на площади листа наблюдалась на п-ве Штурманов, где отмечено ее согласное залегание на воскресенской толще. Нижняя граница толщи проводится по подошве пачки сероцветных кварцевых метапесчаников, сменяющих черные метаалевролиты и метааргиллиты воскресенской толщи.

Стерлеговская толща сложена зеленовато-серыми, иногда темно-серыми метапесчаниками и метаалевролитами, образующими довольно мощные пачки, в которых наблюдаются закономерно повторяющиеся по разрезу метааргиллиты. Роль последних вверх по разрезу растёт, и в верхней части толщи они образуют устойчивые, сравнительно мощные пачки. Весьма характерно присутствие многочисленных, хотя и не повсеместно распространенных, порфиробласт железистых карбонатов. Изредка отмечаются прослой и линзы известковистых метапесчаников. Непосредственный контакт стерлеговской и воскресенской толщ вскрыт на северном берегу мыса Лагерный (п-ов Штурманов). Здесь на черных углеродистых метааргиллитах воскресенской толщи залегают (снизу вверх):

1 Метапесчаники мелкозернистые светло-серые со стяжениями (1-2x5-10 см) известковистых разностей этих же пород, бурыми на выветрелых поверхностях.

4,5 м

2. Метаалевролиты светло-серые с прослоями зеленовато-серых горизонтально-слоистых разностей.

1,2 м

3. Метапесчаники среднезернистые серые со слабым зеленоватым оттенком в основании пластов и темно-серые - вблизи кровли.

4,5 м

4. Метаалевролиты серые горизонтально-слоистые.

8 м

5. Метапесчаники крупно-среднезернистые серые массивные со стяжениями известковистого материала размером 1-2 x 3-5 см. 1,3 м
6. Метаалевролиты горизонтальнослоистые серые, вблизи кровли волнистослоистые. 4,3 м
7. Метааргиллиты темно-серые до черных горизонтальнослоистые. 3 м
8. Метапесчаники мелкозернистые серые горизонтальнослоистые с известковистыми стяжениями бурого цвета на выветрелых поверхностях. 3,6 м
9. Метаалевролиты серые с прослоями (3-10 см) пологоволнистых разностей более темной окраски. 1,3 м
10. Метапесчаники серые, вблизи кровли темно-серые. 1,7 м
11. Метааргиллиты серые, вблизи кровли темно-серые. 3 м
12. Метапесчаники мелко-среднезернистые светло-серые и серые горизонтальнослоистые с линзовидными (1-2 x 5-10 см) известковистыми стяжениями, наблюдающимися преимущественно в нижней части пачки. 2,5 м
13. Метаалевролиты серые, ритмично переслаивающиеся с метааргиллитами темно-серого цвета. Мощность ритмов 0,2-0,4 м. Верхний, глинистый элемент, обычно составляет четверть или пятую часть ритма. 2,8 м
14. Метааргиллиты темно-серые горизонтальнослоистые. 4,1 м
15. Метаалевролиты серые массивные с тонкими (3-5 см) прослоями более темного материала. 0,8 м
16. Метааргиллиты серые и темно-серые горизонтальнослоистые. 2,2 м
17. Метаалевролиты серые, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,2-0,6 м. Глинистая часть ритмов составляет четвертую их часть. 4 м
18. Метааргиллиты светло-серые с линзовидными стяжениями известковистого материала. 0,8 м
19. Метаалевролиты светло-серые горизонтальнослоистые с маломощными (1-2 см) прослоями темно-серых разностей. 3,2 м
20. Метаалеролиты светло-серые массивные с линзовидными стяжениями известковистого материала. 1 м

21. Метаалевролиты светло-серые с более темными прослоями (0,1-0,4 м) метааргиллитов и известковистыми стяжениями размером 1-2 x 5 см. 5,8 м

22. Метаалевролиты песчанистые светло-серые с линзовидными известковистыми стяжениями. 1,2 м

23. Метаалевролиты светло-серые, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,1-0,4 м. 2 м

24. Метаалевролиты песчанистые серые с линзовидными стяжениями известковистого материала. 2,2 м

Суммарная мощность этого разреза около 70 м.

Фрагмент вышележащей части толщи вскрывается в береговых обрывах мыса Остен-Сакена. Здесь снизу вверх наблюдаются:

1. Метапесчаники серые мелко-среднезернистые массивные с прослоем (1,75 м) черных метааргиллитов. Мощность видимой части 11,5 м

2. Метааргиллиты черные с линзами серых мелкозернистых песчаников. 9,8 м

3. Метаалевролиты серые с порфиробластами железистых карбонатов. 5 м

4. Метааргиллиты черные листоватые с прослоями темно-серых метаалевролитов, содержащих порфиробласты железистых карбонатов. 2,8 м

5. Метапесчаники серые мелко-среднезернистые с порфиробластами железистых карбонатов и линзами (0,1-0,2 x 0,5 м) черных листоватых метааргиллитов. 11 м

6. Метаалевролиты серые, к кровле зеленовато-серые, с железистыми карбонатами и прослоями черных листоватых метааргиллитов. 9,5 м

7. Метапесчаники мелкозернистые серые и темно-серые, ритмично переслаивающиеся с черными листоватыми метааргиллитами. Метапесчаники содержат линзовидные стяжения известковистого материала. 18,5 м

8. Метапесчаники средне-мелкозернистые серые, ритмично переслаивающиеся с черными листоватыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,2-0,6 м, причем оба элемента ритма приблизительно одинаковы по мощности. 28 м

9. Метаалевролиты серые слабо песчанистые в тонком (0,1-5 см) переслаивании с метааргиллитами. Встречается вкрапленность железистых карбонатов. 4,2 м

10. Метапесчаники мелко-среднезернистые серые, ритмично переслаивающиеся с черными тонколистоватыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,5-0,7 м. Первый элемент обычно несколько больше по мощности, чем второй, и содержит известковистые стяжения. 9,9 м

11. Метапесчаники мелко-среднезернистые серые толстоплитчатые с железистыми карбонатами, ритмично переслаивающиеся с листоватыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,6-1,2 м. Мощность первого элемента ритма 0,5-1 м, второго - 0,1-0,2 м. 29 м

12. Метапесчаники мелкозернистые светло-серые, переслаивающиеся с серыми метаалевролитами. Мощность метапесчаников вверх по разрезу уменьшается от 0,25 до 0,1 м, а метаалевролитов остается постоянной и не превышает 0,1-0,12 м. 1,7 м

13. Метаалевролиты зеленовато-серые, тонко переслаивающиеся через 1-5 см с черными метааргиллитами. Имеются многочисленные железистые карбонаты. 2,1 м

Стратиграфически выше на этом же участке обнажено еще около 167 м таких же пород, как и в только что приведенном разрезе. Таким образом, общая мощность вскрытых здесь отложений составляет 310 м.

Еще более высокая часть разреза стерлеговской толщи наблюдалась на северном берегу бухты Галечная в заливе Чернышева. Здесь в северо-западном крыле антиклинали, падающем под углом 70° на северо-запад, снизу вверх наблюдаются:

1. Метапесчаники слабо известковистые мелкозернистые серые с зеленоватым оттенком, с тонкими (0,2-0,3 м) прослоями черных листоватых метааргиллитов. 9 м

2. Метаалевролиты известковистые черные и темно-серые с линзами и маломощными прослоями мелкозернистых метапесчаников. 5,5 м

3. Метапесчаники средне-мелкозернистые зеленовато-серые с железистыми карбонатами и известковистыми стяжениями, бурыми с поверхности. 15,5 м
4. Метапесчаники среднезернистые зеленовато-серые с железистыми карбонатами, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами зеленого цвета. Мощность ритмов 1-1,5 м, причем первый элемент составляет 0,8-1,2 м. 28,5 м
5. Метапесчаники слабо известковистые зеленовато-серые, ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,3-0,7 м. Основная часть ритмов состоит из песчаного материала. Метапесчаники содержат мелкие известковистые линзы, окрашенные в бурый цвет. 38 м
6. Метапесчаники мелко-среднезернистые зеленовато-серые, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами такого же цвета. Мощность ритмов 0,7-1 м. Мощность песчаного элемента меняется в пределах 0,5-0,7 м. 10,5 м
7. Метапесчаники слабо известковистые мелко-среднезернистые зеленовато-серые, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами. Мощность ритмов 0,9-1,4 м, при этом на первый элемент приходится 0,8-0,9 м. 8,5 м
8. Метааргиллиты темно-зеленые с маломощными (1-3 см) прослоями метаалевролитов. 6,2 м
9. Метаалевролиты среднезернистые зеленовато-серые. 3,5 м
10. Метааргиллиты черные тонко рассланцованные с маломощными (1-5 см) прослоями известковистых метаалевролитов. 8,5 м

Далее следует около 70 м таких же по составу и строению отложений. Суммарная мощность вскрытого разреза на этом участке равна 203,7 м.

Метапесчаники массивные или со слабо проявленной сланцеватостью; структура пород несет следы бластеза, чем и обусловлено субпараллельное расположение чешуйчатых и листоватых минералов цемента. Они представлены всеми фракционными группами, но преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. Материал часто не сортирован, хотя для отдельных частей разреза, как и для отдельных ритмов, отмечается градационное распределение материала. Окатанность обломочного материала низкая. Метапесчаники состоят на 50-80% из кварца, на 12-15% - из альбита, на 3-4% - из обломков пород. Последние представлены фил-

литами (иногда углеродистыми), метавулканитами с реликтовыми пилотакситовой, гиалопилитовой, фельзитовой структурами, реже встречены обломки плагиогранитов, плагиоаплитов, микрокварцитов, микропегматитов. Аксессуары представлены турмалином, цирконом, апатитом, эпидотом и группой титанистых минералов, в том числе лейкоксеном, сфеном, ильменитом. Последние иногда составляют до 2% обломочной части пород. Для слабо метаморфизованных разностей пород характерно присутствие в различной степени лейкоксенизированных разностей титанистых минералов, образующих пойкилопорфириобласты до 3 см с неровными очертаниями, а в породах, затронутых процессами несколько более высокого метаморфизма, - ильменита. Породы сцементированы микрограно-лепидобластовым агрегатом чешуек хлорита, серицита в сростании с субизометричными зернами альбита и кварца размером 0,01-0,03 мм. В этой массе "плавают" зерна обломочной части породы, свидетельствующие о базальном типе первичной цементации, нередко в серицит-хлорит-кварцевом венчике, составляющие зерна которого ориентированы перпендикулярно нормальной поверхности обломков.

Из вторичных минералов наиболее характерными являются карбонаты из группы железистых разностей, образующие пойкилопорфириобласты с ромбовидным, реже округло-изометричным сечением размером до 5-6 мм. По трещинам спайности этих зерен часто видны бурые потеки гидроокислов железа. Нередко они содержат пойкилитовые включения новообразованных серицита или биотита, что явно свидетельствует о позднем, после прогрессивно-регионального метаморфизма, образовании железистых карбонатов. На это же указывают и "цепочки" и "струи" порфириобластов, секущих первичную слоистость и границы между литологическими разностями. Довольно часто здесь же наблюдаются разрозненные кубические кристаллы пирита размером до 1-5 мм. Иногда они в оторочке толщиной 1-3 мм из кальцита или кварца. Метаалевролиты в общем имеют состав обломочной части и цемента, близкий метапесчаникам. Метааргиллиты обычно представляют собой породы со сланцеватой текстурой и лепидобластовой, изредка грано-лепидобластовой структурами. Сложены они агрегатом ориентированно

погасающих частиц серицита и бледно-зеленого хлорита. Часто присутствует примесь, до 15 - 20%, мелких (0,01-0,03 мм) угловатых зерен кварца. Для этих пород характерны титанистые минералы, в том числе игольчатые кристаллы рутила, нередко образующие сноповидные агрегаты.

Породы стерлеговской, так же как и воскресенской, толщи претерпели региональный метаморфизм. В районе мысов Лемминговый и Черный и бухты Сомнения, на п-ве Штурманов (мысы Лопатка и Лагерный), на п-ове Остен-Сакена породы толщи метаморфизованы в режиме перехода из серицит-хлоритовой субфации в хлорит-биотитовую. На полуостровах Сланцевый и Инclinатор породы изменены в условиях серицит-хлоритовой субфации. Глубоко метаморфизованные разности пород стерлеговской толщи развиты на левобережье Таймырской губы, на южном и юго-восточном берегах бух. Колесова. Наиболее полно их характер изучен на северо-восточном окончании п-ва Пурнемцова, на смежном с востока листе. Такие породы, обычно представляющие собой серые и темно-серые сланцы, переслаивающиеся с гранат-биотитовыми плагиогнейсами, содержат многочисленные конкреции карбонатов зонального строения, центральная часть которых состоит из кальцита, а краевая зона - из амфибола. Унаследуются и первичный характер строения разреза, что выражается в ритмичном чередовании тонкорассланцованных разностей, образованных за счет глинистых пород, и массивных плагиогнейсов, возникших по песчаникам.

Сланцы, образующие довольно маломощные пласты и характеризующиеся тонкоплитчатой отдельностью, имеют многокомпонентный состав. В них обычно преобладает кварц (до 50-60%) или серицит (до 80%); нередко они вместе составляют основу породы. Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) редко достигает 30-40%. В некоторых разностях значительно преобладает (до 70-75%) биотит, обычно же он, как гранат, хлорит и роговая обманка, не превышает 10-15%. Титанистые минералы встречаются постоянно в виде лейстовидного ильменита и ксеноморфных зерен лейкоксена в количестве одного-двух процентов. Также постоянно встречаются турмалин, циркон, апатит. Первые два несомненно кластогенные. Для турмалина характерна короткостолбчатая форма и широко проявляющиеся процессы

регенерации. Структура сланцев лепидобластовая, grano-лепидобластовая; характерны порфиновые вкрапленники граната, биотита или ильменита. При этом вкрапленники обычно имеют пойкилитовое строение.

Гнейсы выделяются своим массивным сложением, что определяется особенностями строения исходных пород, главным образом, песчаников полевошпатово-кварцевого состава. Сложены они в преобладающей части (до 65%) из ксеноморфных удлиненных кристаллов (до 0,3-0,4 мм) олигоклаз - андезина и содержат в переменном количестве гранат, роговую обманку, биотит, мусковит, эпидот, кварц. Гранат в виде идиоморфных пойкилопорфиробласт диаметром до 0,3-0,4 мм нередко зонального строения; роговая обманка в виде призматических пойкилопорфиробласт размером до 1,5 мм; биотит и мусковит - пластинчатые минералы, иногда также пойкилопорфиробластического типа размером до 4-5 мм. Эпидот и кварц образуют ксеноморфные мелкие зерна. Пойкилопорфиробласты ильменита нередко в центре замещены сфеном. Структура пород пойкилопорфиробластовая с линейно-granoбластовой, grano-лепидобластовой структурами основной ткани.

Из рассматриваемых отложений на п-ве Штурманов выделен комплекс акритарх, среди которых Л.Н. Ильченко определены *Protosphaeridium densum* Tim., *P. cellularis* Ilt., *P. lacatum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. pussillum* Tim., *P. cavernosum* Ilt., *Trachisphaeridium laminaratum* Tim., *T. patellure* Tim., *T. araneosum* Ilt., *Gloecapsomorpha faveolata* Ilt. В образцах, взятых южнее характеризуемой площади (по ручью Зеленый), кроме перечисленных выше форм, определены *Tematosphaeridium holtedahli* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula tremata* Naum., *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim. Приведенный комплекс акритарх имеет широкий стратиграфический диапазон распространения и свидетельствует о рифейском, не точнее, возрасте вмещающих пород. Вопрос о более точном определении возраста стерлеговской толщи (так же как и нижележащей воскресенской) является проблемным и требует своего разрешения в будущем.

Суммарная мощность стерлеговской толщи, с учетом данных по смежным территориям, составляет 1500 м.

Ленивенская серия (R ln) была выделена Ю.Е. Погребницким в 1971 г. [35] и включала весь комплекс преимущественно терригенных флишоидных отложений на Западном Таймыре. Возрастной объем этого подразделения не был определен, оно целиком включалось в состав докембрия. Позже это название, но только для свиты, было использовано при создании геологической карты Горного Таймыра м-ба 1:500 000 [3] и геологической карты Сибирской платформы, изданной в 1999 г. под редакцией Н.С. Малича, в первом случае в объеме рифея, во втором – венда. В Легенде Таймырской серии (1997) определено использовать данное подразделение (ленивенская серия) в объеме нерасчлененных воскресенской и стерлеговской толщ. На геологической карте и разрезе серия показана на участках акватории и островах архипелага Норденшельда, где эти толщи не могут быть достоверно идентифицированы. На акватории Таймырского залива и проливов Матисена и Ленина ленивенская серия показана (на основе данных сейсмоакустического профилирования и анализа батиметрической карты) на скалистых подводных островах, лишенных перекрывающего их рыхлого чехла. На островах архипелага породы серии закартированы в виде ксенолитов и скиалитов среди гранитоидов еремеевского и бирулинского комплексов и подвержены как контактовому, так и региональному метаморфизму от самых ранних стадий зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, вследствие чего они превращены в кристаллические сланцы и гранат-биотитовые плагиогнейсы. Это обстоятельство заставило некоторых исследователей при проведении региональных геолого-геофизических работ м-ба 1:500 000-1:1 000 000 [63] показать в пределах архипелага выходы пород древнего (раннепротерозойского) фундамента, хотя при этом не исключалась и принадлежность этих пород к харитоновской (= ленивенской) серии. В настоящем листе принята позиция о распространении на указанных выше участках первично терригенных флишоидных пород ленивенской серии, в различной степени метаморфизованных. Состав пород и их метаморфические изменения в достаточной мере приведены выше при характеристике стерлеговской и воскресенской толщ, а также в разделе «Интрузивный магматизм».

Мощность ленивенской серии оценивается как сумма слагающих ее толщ и составляет более 1900 м.

Верхний рифей – нижний венд

Мининская толща (R_3-V_1 mn) была выделена как свита Ю.Е. Погребницким в 1961 году [34] и названа по полуострову Минина, что на Северо-Западном Таймыре. При этом стратотип ее не был указан, границы не установлены, и вскрыта она не в полном объеме, поэтому в Легенде [53] она переведена в ранг толщи. На площади характеризуемого листа мининская толща выявлена в ядрах мелких синклинальных складок на о. Расторгуева, п-овах Сланцевом, Инclinатор и Баклунда. Нижняя граница толщи, в силу плохой обнаженности, достоверно не установлена. О характере этой границы нет единого мнения. Часть исследователей Таймыра: А.И. Забияка [16, 17], В.В. Беззубцев [3] - в своих работах утверждают о согласном залегании толщи на подстилающих образованиях. В.Я. Кабаньков и Р.Ф. Соболевская, базируясь на работах последних лет на Северо-Западном Таймыре, допускают наличие стратиграфического перерыва между стерлеговской и мининской толщами [53]. Ю.И. Захаров считает, что мининская толща залегает на стерлеговской с угловым несогласием [21], того же мнения придерживаются и авторы отчета по ГГС-200 Нижнетаймырской площади, где приведена аргументация в пользу наличия в подошве мининской толщи углового несогласия [62]. Эта позиция и обозначена в Легенде Таймырской серии нового поколения [53].

Мининская толща сложена метапесчаниками, метаалевролитами и метааргиллитами, находящимися в ритмичном преслаивании флишевого типа. Характерной чертой этих пород является их ярко-зеленая, серо-зеленая и зеленая окраска. Породы толщи регионально метаморфизованы в серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Достаточно полные и представительные разрезы толщи на территории отсутствуют. Изученные фрагменты разрозненных коренных выходов позволяют сделать вывод о весьма однообразном строении толщи. Характер ритмичности пород иллюстрируется в небольшом разрезе, составленном

в долине ручья Зеленый, левом притоке р.Мамонта, южнее данной территории. Здесь описаны (снизу вверх):

1. Метапесчаники алевритистые кварцево-полевошпатовые, переходные к полимиктовым, средне-мелкозернистые серо-зеленого цвета, ритмично преслаивающиеся с метаалевролитами серо-зеленого цвета и метааргиллитами темно-серого цвета. Наблюдаются ритмы мощностью от 0,3 до 1,2 м, резко преобладают ритмы мощностью 0,3-0,6 м. Переходы между литологическими разностями в ритме постепенные, с градационной слоистостью. Суммарная мощность алеврито-глинистой составляющей в ритме 0,05-0,1 м, наращивание мощности ритмов происходит за счет метапесчаников. Границы между ритмами резкие, в их подошве имеются следы размыва нижележащего слоя метааргиллитов и окатыши их в метапесчаниках. Иногда в подошве ритма в метапесчаниках отмечается неясная косяя слоистость.

10 м

2. Метапесчаники, метаалевролиты, метааргиллиты, аналогичные слою 1, ритмично преслаивающиеся между собой. Мощность ритмов равна 0,5-1,5 м, ее наращивание происходит за счет доли глинисто-алевритовых разностей (до 1-1,3 м). В метапесчаниках отмечаются линзы известковистых метапесчаников размером 2x10 см.

6-7 м

Сходный по строению разрез наблюдался в каньоне р. Зееберга в 22 км южнее рамки площади. Здесь в ритмичном переслаивании участвуют метапесчаники и метаалевролиты зеленого цвета, мощность ритмов составляет 0,5-0,6 м, а суммарная мощность наблюдаемого разреза – около 100 м.

Метапесчаники представлены всеми разновидностями – от крупно- до мелкозернистых. Структура их бластопсаммитовая, текстура массивная. Характерной чертой пород является очень плохая сортированность зерен как по размеру, так и по степени окатанности, преобладают плохо окатанные зерна. Обломочная часть псаммитовой размерности составляет 50-80% породы, она состоит из кварца (20-75%), альбит-олигоклаза (25-40%), обломков пород (20%). Последние представлены метааргиллитами, филлитами, вулканитами, среди которых встречаются как кислые и средние разновидности с реликтовыми фельзитовой и, реже, микролитово-

вой структурами, так и обломки основных вулканитов с гиалопилитовыми и доле-ритовыми реликтовыми структурами, редко отмечаются обломки эпидозитов. Зерна несут в себе следы изменений, предшествующих моменту поступления их в бассейн седиментации. Характерной особенностью песчаников мининской толщи, резко отличающих их от других, является присутствие эпидота, составляющего иногда до 10% породы (в среднем 3-5%). Из аксессуаров отмечены турмалин и сфен. Метаалевролиты микроскопически представляют собой породы с неясно сланцеватой текстурой и бластоалевритовой структурой. Практически постоянно в них отмечается примесь зерен мелкопсаммитовой размерности в количестве 3-10%. Породы сложены угловатыми зернами кварца, в меньшей степени плагиоклаза и агрегатом мелкочешуйчатого хлорита с незначительной примесью серицита. Как и в песчаниках, здесь присутствуют зерна эпидота и мелкочешуйчатые эпидотовые агрегаты бурого цвета. Среди аксессуаров имеются игольчатые кристаллы рутила и столбчатые - турмалина. Метааргиллиты образованы агрегатом тонкочешуйчатого светло-зеленого хлорита с незначительной примесью серицита, зерен кварца и эпидота размером до 0,03 мм.

Возраст мининской толщи определен (на данной стадии изучения) на основании находок микрофоссилий на смежных территориях Северного Таймыра. Так, в районе Пясинского залива в толще выявлены акритархи *Kildinella sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim., *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim., *Leiosphaeridium bituminosa* Tim., *L. sphaericum* Andr. и другие, свидетельствующие о рифейском возрасте вмещающих пород. В каньоне р. Зееберга и на ручье Зеленый, южнее рамки площади, В.П. Орловым и Ю.И. Захаровым собран и Л.Н. Ильченко определен более молодой комплекс акритарх, включающий такие виды как *Granomarginata squamacea* Volk., *Bavlinella faveolata* Schep., характерные для венда. Аналогичный комплекс акритарх выделен на о. Большевик из пород сложнинской толщи – стратиграфического аналога мининской толщи на прилегающей с севера Большевистской геологической площади. В свою очередь, мининская толща на Западном Таймыре согласно перекрывается нижнехутудинской толщей, датируемой поздним вендом. По совокупности всех имеющихся данных, возраст мининской тол-

щи принимается как позднерифейский-ранневендский. Мощность толщи, по данным со смежных территорий, оценивается в 500-550 м.

Мезозойская группа

Триасовая система, верхний отдел - юрская система, нижний отдел

Коры химического выветривания

Коры химического выветривания по породам протерозоя вскрыты скважинами 5 и 11 (здесь и далее-номера скважин по каталогу) в Таймырском заливе. Однако наиболее полный разрез коры выветривания по терригенным породам ленивенской серии вскрыт скважиной в заливе Толля в 10 км восточнее границы площади. Здесь в интервале глубин 100,4-142,6 м вскрываются глины каолинитово-гидрослюдистые, плотные, вязкие, пластичные. В нижней половине интервала (мощность 25,6 м) цвет глин темно-зеленый, вблизи основания присутствуют гнезда и линзы охристо-бурого цвета, а также щебень, дресва кварца и метапесчаников. Кверху (16,6 м) глины становятся белесовато-серыми с зеленоватым оттенком и содержат единичные дресвяные обломки материнских пород. Выше коры выветривания залегают породы малиновской свиты. Мощность коры выветривания в скважине составляет 42,2 м.

Глины кор выветривания по породам ленивенской серии представляют собой полиминеральные смеси хлорита (10%), монтмориллонита (10%), гидрослюды (15%) и каолинита (65%). По данным силикатного анализа, в глинах преобладают окиси алюминия, железа, титана, магния, натрия, калия, содержание кремнезема варьирует в пределах 50-70% [63].

Возраст кор выветривания определен на основании перекрытия их в скважине 5 кунарской свитой раннеюрского возраста. Мощность кор выветривания в скв. 5 и 11 составляет соответственно 5,6 и 9,7 м.

Юрская система

Нижний отдел

Кунарская свита ($J_1 kn$) выделена Г.В. Шнейдером на п-ве Челюскина [54]. На территории листа свита вскрыта в скважине 5 на акватории Карского моря в 8 км

к северо-западу от м. Оскара. Здесь в интервале глубин 141-164,8 м на коре выветривания по метапесчаникам ленивенской серии снизу вверх залегают:

1. Галечники с валунами, чередующиеся с гравийниками и кварцевыми песками. Переслаивание грубое, мощность слоев колеблется от 0,2 до 1 м. Размер обломков сверху убывает, их окатанность меняется от резко угловатой до шаровидной. 11,8 м

2. Алевриты глинистые плотные темно-серые с коричневым оттенком. В кровле отмечен прослой (0,2 м) бурого угля. 4,4 м

3. Гравийники с мелкими гальками различной окатанности. Обломки связаны плотной белесовато-светло-серой песчанистой каолиновой глиной. 7,6 м

Общая мощность разреза 23,8 м.

В галечниках кварц составляет до 90% обломков, отмечаются также халцедоны, сердолики, опалы; до 10% приходится на черные кремнистые породы и на обломки угля. Пески и алевриты по составу полимиктовые, полевошпатово-кварцевые или слюдисто-кварцевые. Тяжелая фракция состоит в основном из аутигенных минералов: марказита, лимонита, сидерита (до 65%). В меньшей степени присутствуют ставролит (17%), ильменит (13%), гранат (5%). Акцессорными минералами являются лейкоксен, сфен, монацит, касситерит.

Породы кунарской свиты на Северном Таймыре и о. Большевик рассматриваются как аллювиальные образования древней речной сети, заложенной в небольших изометричных либо линейно вытянутых впадинах палеорельефа, реже – как аллювиально-морские отложения. Нередко породы кунарской свиты содержат промышленные россыпи золота [55].

Возраст кунарской свиты определен как раннеюрский на основании сходства с аналогичными образованиями п-ва Челюскина и о. Большевик, в которых выявлен комплекс спор и пыльцы, характерный для плинсбахского и тоарского ярусов нижней юры [60]. Мощность свиты составляет 24 м.

Нижний-средний отделы

Унгинская свита (J_{1-2} *un*) выделена В.Н. Седовым и А.В. Гавриловым на п-ве Челюскина на участке р. Унга и названа по этой реке [60]. Она залегает на коре

выветривания поздне триасового-раннеюрского возраста либо на породах кунарской свиты. На изучаемой территории свита наблюдалась только в скважине 5 вблизи п-ва Оскара. Здесь в интервале глубин 118,4-141 м выше пород кунарской свиты залегают:

1. Алевриты глинистые темно-серые с бурым оттенком, плотные, ритмично чередующиеся со слоями (до 0,5 м) грубозернистых кварцевых песков с гравием.

10,8 м

2. Песчаники мелко-среднезернистые с глинисто-известковистым цементом, белесовато-серые, плотные. По всему слою отмечаются пропластки и линзы бурого угля мощностью от 1 до 20 см.

11,8 м

Общая мощность свиты в скважине 5 составляет 22,6 м.

Породы унгинской свиты по характеру строения разреза и текстурным особенностям можно рассматривать как русловые, пойменные и старичные фации речной сети либо образования озерных бассейнов [60].

В свите из скв. К-1 (в бассейне р. Шренк южнее данной площади) выявлен комплекс спор и пыльцы, позволяющий, по заключению Л.Б. Лодкиной, установить возраст вмещающих отложений как ранне-среднеюрский. Комплекс сходен с таковым из пород унгинской свиты о. Большевик и п-ва Челюскина [60]. Мощность унгинской свиты на характеризуемом листе достигает 23 м.

Юрская система, верхний отдел - меловая система, нижний отдел

Малиновская свита ($J_3-K_1 ml$) впервые выделена В.Н. Седовым и А.В. Гавриловым по керну скв. 176 в нижнем течении р.Малиновского (на соседнем с юга листе) [60]. Свита вскрыта скважинами 5 и 7 вблизи м. Оскара, 8 и 11 – в Таймырском заливе. Малиновская свита с размывом залегает на породах верхнего рифея и реже (со стратиграфическим несогласием) - на унгинской свите. Нижняя граница свиты проводится по кровле мощной (до 12 м) пачки песчаников либо песков унгинской свиты. Она сложена алевритами, глинами, песками и реже гравийниками. Отмечаются маломощные прослои и линзочки бурых углей.

В стратотипическом разрезе по скв. 176 на р.Малиновского (7,6 км южнее рамки площади) в интервале глубин 35,4-52,9 м выше песков унгинской свиты залегают:

1. Глины темно-серые с примесью углистого материала черного цвета, с включением конкреций пирита диаметром до 1,5 см, редких обломков кварца и углефицированных растительных остатков. По всему слою отмечаются прослои песков слюдисто-кварцевых среднезернистых мощностью 5-10 см. 1,8 м

2. Алевриты мелкие темно-коричневого цвета, с прослоями (0,05-0,4 м) алевритов крупных светло-серых, глин черного цвета и песков среднезернистых. 3,2 м

3. Пески слюдисто-кварцевые среднезернистые светло-серые с примесью мелкого гравия и галек кварца. 0,2 м

4. Алевриты мелкие темно-серые с примесью углефицированных растительных остатков. 1,1 м

5. Глины, схожие с таковыми в слое 1, содержащие включения обломков угля размером до 2 см в поперечнике. 1,1 м

6. Алевриты глинистые крупные светло-серые с редким гравием кварца. 0,8 м

7. Алевриты мелкие темно-серые с примесью гравия кварца. 0,8 м

8. Глины темно-серые с примесью углистого материала черного цвета и конкреций пирита почковидной формы. В слое отмечаются пропластки толщиной от 0,05 до 0,2 см алевритов крупных и песков кварцевых слюдистых среднезернистых. 8,5 м

Общая мощность разреза свиты составляет 17,5 м.

Разрезы в скважинах на площади описываемого листа сходны со стратотипическим. Отличием является присутствие в верхней части свиты пластов мелко-среднезернистых кварцевых песков либо плотных кварцевых песчаников с включением угольной крошки и органического материала бурого цвета, мощностью от 4 до 7 м.

Легкая фракция песков и алевритов в стратотипическом разрезе состоит (в %) из слюды и хлорита (23-70), кварца (20-55), полевых шпатов (3-5), растительных остатков (8-30), обломков пород (1-10). Состав тяжелой фракции следующий (в

%) : ильменит (10-70), ставролит (7-49), минералы группы эпидота-цоизита (8-34), лейкоксен (4-10), спорадически отмечаются рутил, сфен, циркон, гранат, турмалин, андалузит. В отдельных интервалах разреза существенную долю составляют пирит и марказит (до 55), сидерит (до 25), слюды и хлорит (до 30). Глинистая фракция образована полиминеральной смесью, состоящей из каолинита (50-70%), хлорита (5-35%) и гидрослюды (0-30%). Особенности вещественного состава, характер ритмичности указывает на формирование свиты в застойных и проточных озерных и озерно-болотных котловинах [60].

Возраст малиновской свиты определен как позднеюрский (волжский)-раннемеловой (неокомский) на основании находок спор и пыльцы в скв. К-1 на р. Шренк и С-184 на р. Малиновского [60]. Мощность свиты в пределах листа колеблется от 24 до 64,5 м.

Меловая система

Нижний отдел

Шренковская свита (K_{1sr}) впервые выделена А.В. Гавриловым и В.Н. Седовым в среднем течении р. Шренк в скважине К-1, где и описан ее стратотип [60]. Свита вскрывается на дневной поверхности в единичных коренных выходах северо-восточнее г. Гейдена, а также присутствует в разрезах скважин 5 и 7 на акватории. Шренковская свита с размывом залегает на породах протерозоя либо согласно - на малиновской свите. Граница с последней проводится по кровле плотных кварцевых песчаников либо кварцевых песков. Свита представлена алевролитами, алевролитами, глинами, реже песчаниками, песками и гравийниками. Характерной особенностью свиты является наличие пластов бурых углей, в том числе и рабочей мощности.

Типичный разрез свиты представлен в скв. 5, расположенной на акватории Карского моря вблизи п-ова Оскара. Здесь выше пласта песков малиновской свиты в интервале глубин 34,2-93,4 м залегают:

1. Алевролиты глинистые серые плотные.

3,6 м

2. Глины темно-серые пластичные с включением редких галек гранитоидов, кварца, сланцев. 5,4 м

3. Алевриты, аналогичные слою 2, с редкими прослоями (до 0,2 м) пластичных темно-серых глин. 3,2 м

4. Глины темно-серые, аналогичные слою 2. 2,4 м

5. Алевриты глинистые темно-серые, алевриты песчанистые серые и песчаники с глинистым цементом тонкозернистые, переслаивающиеся между собой. Мощность отдельных слоев колеблется от десятков см до первых метров. В верхних 2,5 метрах отмечается примесь угольной крошки и линзы гумуса. 28,2 м

6. Угли бурые лигнитовые плотные черного цвета с прослоем (0,6 м) плотных песчанистых алевритов в средней части. 4,2 м

7. Алевриты песчанистые серые и пески кварцевые мелко-тонкозернистые светло-серые, тонко переслаивающиеся между собой. Вблизи подошвы слоя появляются тонкие (1-10 мм) линзы бурых углей. 12,2 м

Выше залегают кайнозойские отложения. Мощность шренковской свиты в приведенном разрезе равна 59,2 м.

Распределение пластов бурых углей в свите по площади крайне неравномерное. На участке, охарактеризованном скважинами 5 и 7, в разрезе имеется лишь один пласт мощностью от 0,8 до 4 м, в остальной части присутствуют лишь признаки угленосности. Однако в 50-60 км восточнее, на участке бухты Угольной и в верховьях р. Широкая, в разрезе насчитывается до 5 угольных пластов мощностью от 0,6 до 2,5 м [62]. Это связано, по-видимому, с палеофациальными обстановками в бассейне угленакопления.

Большинство углей района относится к классу фюзенолитов, типу гелито-фюзититов (кларен-дюреновые с фюзенизированными микрокомпонентами), реже к классу гелитолитов. По внешнему виду они черные и буровато-черные, полублестящие и полуматовые, с раковистым и ступенчатым изломом [62].

Минералогический состав алевритов свиты изучен по скв. 19 на соседней с востока площади. Основными минералами легкой фракции являются кварц (35%), полевые шпаты (16%), гидрослюды (13%). Угольная крошка и обломки пород со-

ставляют соответственно 17 и 19%. Тяжелая фракция состоит из гидрослюды и мусковита (60-65%), сидерита (29%), в меньших количествах имеются хлорит, гранат, эпидот, пироксены и амфиболы. При увеличении в породе доли песчаной составляющей увеличивается процентное содержание ильменита и граната (до 43 и 17% соответственно).

Анализ распространения, вещественного состава и характера ритмичности позволяет рассматривать отложения свиты как образования проточных и застойных озерных бассейнов и болот [60].

Возраст свиты определен как раннемеловой (барремский-альбский) на основании находок спор и пыльцы в стратотипическом разрезе [60]. Мощность свиты составляет 60-62 м.

Кайнозойская группа

Неогеновая система, плиоцен - четвертичная система, среднее звено

Нерасчлененные по генезису ледниковые и морские отложения (с участием ледниково-морских отложений) плиоцена-среднего звена неоплейстоцена (g,m N₂-Q₁₁, g,m N₂-11) широко и повсеместно распространены как на суше (до абсолютных отметок +60 м), так и на акватории Таймырского залива и проливов Матисена и Ленина, где их подошва располагается (по данным сейсмоакустического профилирования) на отметках до 130 – 160 м ниже уровня моря. Они с размывом залегают на протерозойских, юрско-меловых и миоценовых (на смежном с востока листе) породах, состоят из глин и суглинков с гальками, гравием и валунами, песков, алевритов, галечников, гравийников. Эти образования представляют собой мощную сложно построенную толщу, являющуюся продуктом длительного плиоцен-среднеоплейстоценового трансгрессивно-регрессивного цикла, прерываемого эпизодами древних оледенений. Сложность более дробного расчленения этой толщи на плоскости геологической карты состоит в следующем. Если в скважинах мы имеем возможность наблюдать как стратификацию внутри толщи, так и определить генетическую природу отдельных ее пачек, то на дневной поверхности, в условиях скудной обнаженности и фрагментарности обнажений, это

сделать практически невозможно. Даже в скважинах не всегда имеются полные разрезы толщи, а на дневной поверхности, особенно на участках выходов дочет-вертичных пород, обнажаются совершенно различные ее части – от нижней до верхней. К тому же, палеонтологическая характеристика отложений суши не имеется, а в скважинах она весьма скудна.

Наиболее полный разрез морских плиоцен-средненеоплейстоценовых отложений составлен по данным бурения на акватории и состоит из двух крупных пачек: нижней (миктитовой) и верхней (алеврит-пелитовой). Нижняя пачка наиболее полно представлена в скважине 14, где на породах ленивенской серии снизу вверх залегают:

1. Алевриты пелитовые песчаные, сменяющиеся вверх по разрезу глинами алевритовыми песчаными. Породы темно-серые до черных, плотные, сухие, горизонтальнослоистые, с включением (до 30%) гравия, мелких и средней размерности галек, редких валунов. Обломочный материал представлен кварцем, гранитоидами, кристаллическими сланцами. 16,7 м

2. Галечники полимиктовые (30-40%) разного размера, хорошо окатанные, с гравием (10-15%), сцементированные плотными влажными алевритовыми глинами с примесью песков. 6,5 м

3. Алевриты пелитовые, подобные слою 1, с редкой примесью гравия и мелких галек хорошей окатанности, обломками раковин моллюсков. 6 м

Мощность нижней пачки составляет 29,2 м, в других скважинах ее мощность меняется от первых метров до 25 м. В разных частях пачки имеются остатки пеллеципод и фораминифер, реже – еще и остракод «in situ», что свидетельствует о ее преимущественно морском генезисе. Состав пачки выдержан по простиранию на больших расстояниях, что позволяет использовать ее в качестве маркирующего горизонта при сопоставлении разрезов скважин.

Верхняя пачка состоит, по данным бурения, из алевритов глинистых и песчаных темно-серых плотных, глин алевритистых черного цвета, содержащих тонкие прослои полимиктовых песков. В породах отмечается слоистость различных типов: тонкая горизонтальная, волнистая, мульдообразная, косая, реже лен-

точная. На отдельных интервалах имеются включения мелких галек и гравия, а также линзы и пропластки бурого гумуса и торфа. Пачка выдержана по составу и по простираанию в пределах территории и, по всей видимости, полигенетична: в ней имеются как слои с остатками морских организмов, так и преимущественно континентальные образования, содержащие прослой гумуса и торфа. Мощность верхней пачки колеблется в широких пределах (она в различной степени эродирована) и в скважине 13 достигает 71 м.

Вблизи м. Оскара и в низовьях р. Малиновского на смежном с востока листе Т-47-XXXIV-XXXVI в разрезах некоторых скважин между первой и второй пачками отмечаются тела льдов, интерпретируемые как реликты погребенных глетчеров [63].

Минералогический состав толщи охарактеризован в скважине 11. Пески и крупные алевриты полевошпатово-кварцевые (кварц-54-68%, полевые шпаты-21-32%) с примесью угольной крошки и обломков пород (11-13%). В нижней пачке содержание минералов тяжелой фракции следующее (в %): ильменит- 18-24, пироксены и амфиболы – 17-20, эпидот – 16-20, гранат – 8, неустойчивые минералы (сидерит, реже лимонит) – от 6 до 21, магнетит - до 4. В верхней пачке резко доминируют пироксены и амфиболы (до 50) с эпидотом (до 26) и ильменитом (до 10).

Возраст описываемой толщи основывается на находках фораминифер и остракод. В нижней части нижней пачки (скв. 5) обнаружен комплекс фораминифер с *Protelphidium ustulatum* Todd, *Cibicides grossus* Ten Dam et Rein., *Islandiella exavata* (Volosh.), *I. umbonata* (Volosh.), *Melonis zaandamae* (Voort.), характеризующий плиоценовые отложения Аляски, Камчатки и Сахалина (определения Н.И. Дружининой и Л.М. Седовой). Отдельные виды этого комплекса (*C. grossus*, *I. exavata*) выявлены в верхней части пачки совместно с плиоцен-раннеплейстоценовым видом *Cassidulina teretis* Tappan. В верхней пачке определен «усть-портовский комплекс» остракод с *Roundstonia globulifera* (Brady), *Acantocythereis dunelmensis* (Norm), *Eucutheridea bradii* (Norm.), *Rabilis paramirabilis* Swein, *Cutheropterion sulense* Lev, *Elofsonella concinna* (Jones), указы-

вающий, по мнению Н.В. Куприяновой, на плиоцен-ранненеоплейстоценовый возраст отложений. В этой же пачке, по мнению Л.М. Седовой, присутствуют фораминиферы "туруханского" комплекса, характеризующие морские отложения тобольского горизонта среднего звена. Однако некоторые интервалы разреза на данной стадии изучения остаются палеонтологически немymi и генетически неопределенными и могут интерпретироваться как ледниковые либо ледниково-морские образования. Учитывая, что повсеместно описываемая толща перекрывается верхненеоплейстоценовыми (казанцевскими) осадками, ее возраст принимается в стратиграфическом диапазоне от плиоцена до среднего звена четвертичной системы. Тем не менее, авторы не исключают, что, в связи с понижением нижней границы четвертичной системы до 1,8 млн. лет, нижняя часть характеризуемой толщи может относиться и к эоплейстоцену. Общая мощность плиоцена - среднего звена на рассматриваемой площади колеблется от первых метров до 100 м.

Верхнее звено

В составе верхнего звена выделяются отложения казанцевского, муруктинского и каргинского горизонтов.

Казанцевский горизонт состоит из морских осадков. Морские отложения (mQ₁₁₁kz, m111kz) распространены на всей исследуемой площади и слагают остатки площадок абразионно-аккумулятивных морских террас в пределах абсолютных отметок 50-80 м. На суше они представлены, в основном, прибрежными регрессивными фациями, реже фациями открытого моря и залегают, часто с постепенным переходом, на отложениях плиоцена-среднего звена. В разрезах большинства скважин на акваториях Таймырской губы и Таймырского залива в основании казанцевских отложений отмечается базальный горизонт из песков с гравием и гальками, представляющий собой, вероятно, трансгрессивные фации бассейна. Казанцевский горизонт образован песками, галечниками, гравийниками, алевритами, глинами, суглинками.

Представительные разрезы горизонта на суше отсутствуют, на акватории наиболее типичный из них вскрыт скважиной, расположенной в Таймырской губе

у о-вов Гусиных (в 13 км восточнее рамки площади). В ней с глубины 55,5 м выше плиоцен-средненеоплейстоценовых осадков залегают (снизу вверх):

1. Пески полимиктовые средне-крупнозернистые темно-серые. В основании слоя (0,6 м) – дресвяно-галечный материал. 2,5 м
2. Глины алевроитовые темно-серые, плотные, пластичные, с тонкими (3-5 см) прослоями среднезернистых полимиктовых песков с гравием. 2,3 м
3. Глины алевроитовые зеленовато-серые с прослоями (2-10 см) глинистых песков с гальками. 2,9 м
4. Пески полимиктовые мелко-среднезернистые серые с примесью дресвы и галек. 0,9 м
5. Глины, аналогичные слою 2. 1,8 м
6. Пески алевроитовые полимиктовые мелкозернистые серые с редкими линзочками глин и примесью мелких галек. 3,0 м
7. Алевроиты глинистые темно-серые плотные, переслаивающиеся через 3-8 см с песками полевошпатово-кварцевыми мелкозернистыми. В верхней половине интервала – примесь мелких кварцевых галек. 9,8 м
8. Алевроиты песчано-глинистые темно-серые плотные. По всему слою равномерно распределены обломки и реже целые створки моллюсков, в его верхней части имеется примесь торфа и растительного детрита. 25 м

Общая мощность приведенного разреза составляет 48,2 м.

Минералогический состав песков, по данным шлихо-минералогического анализа, характеризуется эпидот-гранат-ильменитовой ассоциацией с карбонатами, ставролитом, в верхней части разреза – пироксенами. В крупных алевроитах доминируют пироксены (40-60%) при подчиненном количестве эпидота (10-25%) и ильменита (10-15%).

В казанцевских морских осадках на разных гипсометрических уровнях встречены фораминиферы и остракоды. Часть фораминифер является переотложенной из образований плиоцена-среднего звена, однако присутствуют формы, по заключению Н.И. Дружининой, присущие и более молодым отложениям. Небогатый комплекс остракод с *Eucytheridea bradii* Norman, *Baffinicythere emarginata* (Sars),

Leptocythere cf. castanea (Sars), *Finmarchinella angulata* (Sars), *Cuthere lutea* (Muller) характерен для казанцевских отложений низовий р. Енисей и бассейна р. Верх. Таймыра, в последнем случае возраст казанцевских осадков, по данным ЭПР-датирования, оценивается в 100-120 тыс. лет [33-в печати]. Мощность морских казанцевских отложений на исследуемой площади колеблется от первых метров до 50 м.

Муруктинский горизонт представлен ледниковыми и флювиогляциальными осадками. Эти образования ограничено распространены на материковой суше в юго-восточной части листа в виде изолированного изометричной формы массива южнее г. Посадочная. Они залегают на протерозойских породах, отложениях плиоцена - среднего звена и казанцевском горизонте.

Ледниковые отложения (gQ₁₁₁mr, g111mr) состоят из суглинков, глин, глинистых песков с глыбами, щебнем, дресвой, валунами, гальками и гравием, реже льдов с примесью алевритов, щебня и дресвы. Они образуют маломощный облекающий чехол основной морены на поверхности казанцевских морских террас либо пологосклонные моренные массивы. Обломочный материал, заключенный в моренных суглинках, полуокатан и неокатан, состоит из местных пород: гранитоидов, метаморфических сланцев, кварца.

Разрез ледниковых образований описан по керну скважины 16, пробуренной на левобережье истоков р. Грязная. Здесь на гранитах снизу вверх залегают (альтитуда устья скважины 125 м):

1. Пески глинистые плотные с включением гравия и дресвы (30%), галек и щебня (10%) размером 7-10 см. 2,8 м
2. Глины песчанистые темно-серые и черные, плотные, горизонтальнослоистые, с включением гравия (10-15%) и редких мелких галек гранитов и кварца. 4,4 м
3. Лед с примесью алевритов бурого и серого цвета, рыхлых, комковатых, а также щебня и дресвы гранитов. Содержание примесей 10-20%. 22,8 м
4. Суглинки бурые плотные, в нижней части рыхлые, льдистые, с дресвой и щебнем гранитов. 2,2 м

Общая мощность ледниковых образований в данном разрезе 32,2 м.

Флювиогляциальные отложения ($fQ_{111}mr$, $f111mr$) представлены песками, галечниками, гравийниками с валунами, глыбами, щебнем и дресвой. Они образуют валы, конусы, озоподобные гряды, зандровые поля, хаотичные нагромождения холмов и гряд на ледниковых суглинках или более древних протерозойских и кайнозойских образованиях. Обломочный материал в них имеет самую различную окатанность, нередко глыбы и отломы диаметром до 1,5 м. В составе обломков абсолютно доминируют местные породы: гранитоиды, сланцы ленивенской серии, кварц. Мощность отложений 5-15 м.

По данным шлихо-минералогического анализа, ледниковые образования характеризуются мартит-гранат-ильменитовой ассоциацией с карбонатами и ставролитом. В тяжелой фракции флювиогляциальных отложений доминирует магнетит (65-90%), второстепенными минералами являются ильменит, гранат, гематит, эпидот, пирит, сфен.

Описанные отложения являются палеонтологически "немыми", и их возраст устанавливается по положению в рельефе и взаимоотношению с подстилающими образованиями. Поскольку они залегают на морских казанцевских осадках, их возраст не древнее позднего плейстоцена. С другой стороны, эти образования размывались в каргинское время с образованием у их подножия абразионных уступов (это взаимоотношение хорошо проявлено на смежной с востока площади). Таким образом, возраст ледниковых и флювиогляциальных отложений определяется как муруктинский. Их мощность колеблется от первых метров до 32 м.

Каргинский горизонт ($mQ_{111}kr$, $m111kr$) образован морскими осадками. Они залегают на коренных породах, плиоцен-среднеплейстоценовых и казанцевских осадках и представлены песками, алевритами, гравийниками, галечниками, глинами.

Морские отложения образуют комплекс абразионно-аккумулятивных террас высотой от 10 до 50 м. Пляжевые фации обычно представлены галечниками, гравийниками, песками и распространены вблизи тыловых швов террас. В разрезах прибрежных фаций доминируют пески, реже встречаются алевриты и глины.

Пески, как правило, полимиктовые, мелко-среднезернистые, серые и светло-серые, нередко косослоистые, с линзочками угольной крошки и глин серого и черного цвета. Алевриты серые и темно-серые, песчаные. Как в песках, так и в алевритах и в глинах на сопредельной с востока площади отмечены раковины моллюсков *Hiatella arctica* L., *Portlandia arctica* (Gray), *Bathiarca glacialis* (Gray), *Yoldiella lenticula* (Moll.). В песках выявлен обедненный, достаточно холодноводный комплекс фораминифер с *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Cribrononion incertum* (Will.), *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Cribroelphidium goesi* (Stchedrina), *Elphidium asklundi* Brotzen, *Cibicides lobatulus* Walk. et Jac., характеризующий мелководный бассейн с пониженной соленостью. Аналогичные комплексы фораминифер выделены из отложений террас высотой 15-50 м на п-ве Челюскина [55].

На смежной с востока площади в Таймырской губе из горизонтальнослоистых мелкозернистых песков с прослоями угольной крошки, слагающих прибрежную террасу с абсолютной высотой 15 м (о. Бэра), по обломку древесины получен абсолютный возраст, равный 49250 ± 2500 лет (ЛУ-2196). Вблизи мыса Каменецкий из аналогичных песков по растительному детриту определен возраст ≥ 39370 лет (ЛУ-2199). На южном берегу п-ова Равича в средней части террасы высотой 28-30 м из алевритов с многочисленными раковинами *Portlandia arctica* методом ЭПР получена датировка, равная 42 тыс.лет назад (287РА-129)(даты любезно предоставлены начальником экспедиции «Таймыр-98» ААНИИ Д.Ю. Большияновым).

Совокупность палеонтологических данных и значения абсолютного возраста не противоречат принадлежности описанных осадков, слагающих 10-50-метровую террасу, к каргинскому горизонту. Мощность каргинских морских осадков оценивается в 5-20 м.

Верхнее и современное звенья

Объединенные образования верхнего неоплейстоцена и голоцена (mQ_{III+N} , $mIII+N$) выделяются только для акватории восточной части Таймырского залива,

где охарактеризованы по керну буровых скважин и донными станциями. Они представлены морскими осадками (возможно, с отдельными интервалами аллювиально-морского генезиса) и образованы песками с гальками и гравием, алевритами, глинами, торфом. Наиболее представительный разрез этих образований вскрыт скважиной 11, где с глубины 59,5 м выше отложений плиоцена-среднего звена залегают:

1. Пески полевошпатово-кварцевые разнозернистые светло-серые с обильной примесью крошки угля, включениями (от 3-5 до 40-60%) гравия и мелких галек.

8,5 м

2. Алевриты пелитовые пескосодержащие серые плотные, с включениями единичных мелких валунов в нижней части, а гравия и мелких галек кварца, обломков раковин моллюсков – в верхней. Отмечаются линзы, прослои и отдельные включения гумуса.

17 м

3. Глины алевритовые серые плотные, однородные, пластичные, с обломками раковин моллюсков. Отмечаются единичные прослои темно-серого цвета, обогащенные растительным детритом.

17,5 м

4. Алевриты глинистые и глины алевритовые с примесью песка, темно-серые, плотные, однородные. Имеются обильные обломки раковин моллюсков и примесь растительной органики. Характерен резкий запах метана.

8,5 м

Общая мощность приведенного разреза 51,5 м. Выше – голоценовые осадки (4,5 м), толща воды и лед Таймырской губы (3,5 м).

Легкая фракция в алевритах состоит (в %) из кварца (53-68), полевых шпатов (17-21), обломков пород (9-29), гидрослюд и биотита (9). Выход тяжелой фракции крайне незначителен. Она состоит из пироксенов и амфиболов (34-60), эпидота (9-24), ильменита (7-16), гранатов (до 10), лимонита (до 9) и сидерита (5). В песчаной фракции, по данным шлихо-минералогического анализа, доминируют ильменит и гранат при подчиненном количестве эпидота, карбонатов, ставролита, пироксенов.

В отложениях выявлен бедный комплекс фораминифер с *Haunesina orbiculare* (Brady), *Retroelpidium clavatum* (Cushm.), *Cribronion obscurus* Cud., свидетельст-

вующий о формировании осадков в опресненном бассейне с небольшими глубинами. В верхней части разреза найдены единичные солоноватоводные остракоды *Eucytheridea bradleyi* Norman, *Leptocythere* cf. *castanea* (Sars), *Cutheropterion arcuatum* Brady, Cross Key et Rob., а также остатки диатомей и спикул губок. Присутствие в разрезах большого количества растительного детрита и торфа указывает на эпизоды осушения современного шельфа. Так, в пробе донной станции, взятой восточнее, в заливе Толля, с глубины 24 метра, выявлены прослой торфа, показавшие по C^{14} возраст в 16-18 тыс. лет, а со дна залива на глубине 30 м из торфа получена дата, равная 32 тыс. лет. Приведенные данные свидетельствуют о том, что чехол голоценовых и современных морских осадков на поверхности дна является не сплошным, а прерывистым, нередко выходы верхнеплейстоценовых осадков (как казанцевского и каргинского, так и сартанского возраста). Этим обстоятельством объясняется объединение последних с голоценовыми и современными донными осадками в одно стратиграфическое подразделение. Мощность описанных отложений колеблется от первых метров до 52 м.

Проллювиальные образования (рIII-Н) показаны только на КЧО. Они образуют шлейф у подножия крутых склонов гор Гейдена и Посадочной, представлены суглинками и супесями с примесью щебня, дресвы и редкими глыбами гранитоидов и кристаллических сланцев. Их формирование происходило, вероятнее всего, в позднеплейстоценовое и голоценовое время. Мощность проллювиальных образований не превышает, по-видимому, 3-5 м.

Голоцен

В составе голоцена выделяются только нерасчлененные отложения. Для суши они подразделены на аллювиальные, озерные и болотные, морские (нерасчлененные по генезису) и аллювиально-морские генетические типы осадков. На дне Таймырской губы и Таймырского залива морские голоценовые отложения расчленены на волновые пляжевой зоны и бассейновые (нефелоидные) прибрежной зоны.

Аллювиальные отложения (aQ_n , aH) распространены фрагментарно в долинах мелких речек и ручьев. Они представлены в основном русловыми фациями и состоят из галечников, гравийников, валунов, реже песков и алевритов. Ширина русловой части водотоков колеблется от 20-50 до 100-150 м, поэтому на картах эти образования, как правило, не показаны. Мощность аллювиальных отложений не превышает 5 м.

Озерные и болотные отложения (l,plQ_n , l,plH) развиты на площадках морских террас, выполняя заросшие и заболоченные котловины. Они имеют различные размеры и причудливые очертания, сложены алевритами, глинами, песками, торфом, переслаивающимися между собой. Разрез озерных и болотных отложений составлен международной экспедицией «Таймыр-98» в 4 км к юго-западу от м. Оскара [44]. Здесь в морском обрыве высотой 5,5 м над осypью (1,8 м) снизу вверх залегают:

1. Алевриты темно-серые с линзами торфа черного цвета и неправильной формы. Возраст по торфу (C^{14}) – 10130 ± 110 лет (ЛУ-4180). 0,4 м
2. Торф темно-бурый слоистый, с обломками древесины. Возраст (C^{14}) – 9810 ± 80 лет (ЛУ-4179). 0,05 м
3. Пески мелкозернистые светло-коричневые с тонкими (2-4 мм) прослоями органического вещества и обилием веток в подошве слоя. 0,55 м
4. Алевриты с тонкими (2-4 см) линзами торфа. 0,55 м
5. Торф темно-бурый, плохо разложившийся, с редкими прослоями песков и алевритов и мелкими веточками кустарников вблизи подошвы слоя. Возраст по торфу (C^{14}): в 0,3 м выше подошвы – 7840 ± 110 лет (ЛУ-4181), в кровле – 6540 ± 280 лет (ЛУ-4177). 1,15 м
6. Пески полимиктовые средне-крупнозернистые, переслаивающиеся с алевритами и торфом. Мощность слоев от 2 до 5 см. 1,0 м

Общая мощность приведенного разреза 3,7 м. Судя по полученным датировкам, данные отложения сформировались во время климатического оптимума первой половины голоцена. Мощность озерных и болотных образований оценивается в 5 м.

Морские нерасчлененные по генезису отложения (mQ_H , mH) фрагментарно распространены в узкой прибрежной полосе Таймырского залива, островов архипелага Норденшельда и, как правило, не выражаются в масштабе карты. Они слагают полосу современного пляжа шириной 50-100 м, изредка бары и косы в устьях крупных водотоков, выполняют кутовые части мелких заливов и бухт, перешейки между островами, а также морскую террасу высотой до 10 м. Последняя отмечается южнее мыса Оскара. Состав пляжевых отложений напрямую зависит от состава размываемых морем пород. Так, на большей части побережья, где в абразионных уступах вскрываются скальные породы, - это пески с гравием, гальками, щебнем и дресвой. На участках, где берега образованы плиоцен-среднелепистоценовыми отложениями, пляжевые осадки состоят из песчаных алевритов и глин с примесью галек, гравия и валунов. На п-ове Оскара террасовые отложения залегают на плиоцен-среднелепистоценовых породах и представлены мелкозернистыми песками и алевритами. Общая мощность голоценовых морских отложений не превышает 7 м.

Морские волновые отложения пляжевой зоны (mvQ_H , mvH) выделены в кутовой части бухты Колесова, они протягиваются также в виде непрерывной полосы шириной от 200 до 600 м вдоль побережья Таймырского залива от м. Штубендорфа до м. Остен-Сакена. Состав этих образований изучен в единичных донных станциях [63]. Так, вблизи мысов Врангеля и Штубендорфа на глубинах 3-5 м залегают грязно-желтые мелкозернистые слюдисто-кварцевые пески, а у мыса Остен-Сакена – темно-серые крупные алевриты. И те, и другие содержат существенную примесь гравия, галек и щебня. В породах встречаются остатки морских червей, двустворчатых моллюсков, рачков. Общая мощность морских волновых отложений достигает 5 м.

Морские бассейновые (нефелоидные) отложения прибрежной зоны (mnQ_H , mnH) слагают дно Таймырской губы в интервале глубин 1-5 м. Бассейновые отложения зафиксированы в скважине 11 и в 4-х донных станциях. Во всех выработках они представлены алевритами и песчанистыми алевритами серого и буровато-серого цвета, рыхлыми, комковатыми, водонасыщенными. Иногда в них от-

мечается примесь растительного детрита и раковины моллюсков. Поверхность современного морского дна зачастую покрыта тонким (до 5 см) слоем алевритового песка, она повсеместно изобилует морскими организмами: пелециподами, гастроподами, морскими червями, усоногими рачками, губками. Мощность морских бассейновых отложений колеблется от 0,5 до 5 м.

Аллювиально-морские отложения (amQ_n , amH) слагают дельты небольших рек: Неудобная, Сомнений, Гусиная, Грязная, причем в трех последних дельтовые осадки прослеживаются под водами бухт, принимающих эти реки. Аллювиально-морские отложения как на суше, так и на акватории (судя по единичным донным станциям и дешифрированию МАКС), образованы алевритами и реже песками и глинами с примесью растительного детрита. Мощность аллювиально-морских голоценовых отложений не превышает 5 м.

Элювиальные (e), так же как и элювиальные и делювиальные (e,d) отложения, определенные по возрасту не точнее, чем четвертичные (только на КЧО), распространены на плоских поверхностях выходов протерозойских метаморфических и интрузивных пород. Они представлены щебнем, дресвой, реже глыбами и связующими их коричневато-серыми суглинками. Мощность отложений не превышает 3 м.

Десерпционные и делювиально-солифлюкционные отложения (dr, ds) четвертичного возраста (только на КЧО) развиты на пологих и предельно пологих склонах возвышенностей и абразионных морских террас, сложены суглинками и реже супесями с примесью щебня и дресвы подстилающих пород. Солифлюкционным процессам на этих склонах способствует наличие многолетней мерзлоты и обводненность поверхности в весенне-летний период. Мощность этих образований до 3 м.

Морские декливиальные отложения (md) четвертичного возраста отражены на КЧО на крутых подводных склонах побережья Таймырского залива и островах арх. Норденшельда, а также на мелких подводных островках и в подводных каньонах. Они состоят из щебня, глыб и реже дресвы сланцев и гранитоидов, их мощность составляет 1-5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На площади листа интрузивные образования распространены широко и представлены в основном гранитоидными интрузиями. Они занимают около 60% суши, куда входят гранитные острова восточной части архипелага Норденшельда и гранитоиды юго-восточного берега Таймырского залива. В истории развития района выделяются три этапа внедрения интрузивных тел, которым соответствуют различные по составу интрузивные комплексы: 1) ранне-среднекаменноугольные - еремеевский, бирулинский и коломейцевский; 2) позднепермский - кнпповичевский; 3) раннеюрский – моржовский.

Ранне-среднекаменноугольные интрузивные образования

Еремеевский гранитовый и бирулинский гранит-лейкогранитовый комплексы с петротипами на п-ове Еремеева и в районе бухты Бирули впервые выделены М.Г. Равичем и Л.А. Чайкой в 1962г [39]. При поисково-тематических работах [50] они объединялись в один полихронный еремеевско-бирулинский комплекс “двуслюдяных” мусковитизированных гранитов, состоящий из четырех фаз и сопровождающих их жильно-дайковых дериватов. При полевых исследованиях 1987-1988 г.г. [63] данный тип гранитоидов разделен на два комплекса, при этом ранний из них параллелизуется с параавтохтонным ленивенско-толлевским комплексом, выделенным впервые Ю.И. Захаровым [21] западнее рассматриваемой территории и имеющим признаки ультраметагенного происхождения. Интрузии более позднего комплекса, охарактеризованного в ходе этих работ под общим названием “еремеевско-бирулинский”, имеют штокообразную форму аллохтонных внедренных гранитов. Согласно Легенде Таймырской серии [53] указанные комплексы отнесены соответственно к еремеевскому и бирулинскому.

Типовые взаимоотношения между интрузиями рассматриваемых комплексов зафиксированы [39] западнее площади листа на юго-западном берегу п-ова Еремеева. Здесь еремеевские граниты совместно с залегающими среди них пегмати-

товыми жилами рассечены бирулинскими, и полосчатость первых гранитов отчетливо пересекается плоскостью контакта. Бирулинские граниты, в свою очередь, рассекаются собственными пегматитами. При проведении региональных геолого-геофизических работ на акватории Карского моря [63] контакты между интрузивными образованиями этих разновозрастных комплексов отмечены на о. Таймыр севернее г.Эффект и на о.Пилота Махоткина, где в береговых обрывах слабо мусковитизированные мелко-среднезернистые меланократовые гнейсовидные граниты еремеевского комплекса прорываются светло-серыми крупно-равномернозернистыми мусковитизированными гранитами бирулинского комплекса. В эндоконтакте крупнозернистых гранитов иногда намечается аплитовидная оторочка зоны закалки. Еремеевские граниты в контакте интенсивно биотитизированы и мусковитизированы, часто встречаются в виде ксенолитов, теневых, не ассимилированных полностью, останцов.

В магнитном поле область распространения гранитоидов еремеевского и бирулинского комплексов характеризуется спокойным положительным полем интенсивностью до 250 нТл, которое в целом имеет вытянутые в северо-восточном направлении контуры. Цепочки аномалий интенсивностью 200 нТл в северо-западной части листа отражают, по-видимому, слабовскрывшиеся (юго-восточная оконечность о. Тыртов, о-ва Близнецы, Малый, Серп и Молот) или нескрывшиеся части массивов. Простирание аномалий отвечает общему структурному плану района.

Еремеевский комплекс гранитовый (γ , ρ C_{1-2} e)

К еремеевскому комплексу отнесены массивы гранитоидов размером от долей до десятков километров в поперечнике, развитые преимущественно в виде останцов (реликтов) среди гранитоидов бирулинского комплекса. Наиболее крупные интрузивы площадью до 100 км² закартированы на о. Таймыр и севернее о. Пилота Алексеева на мелких островах, а также по редким подсечениям скважинами на акватории. Общим в расположении тел параавтохтонных гранитоидов является то, что они находятся в зоне интенсивной мигматизации и не встречаются в поле развития пород зеленосланцевой фации.

Вмещающие породы представлены гранат-биотит-кварцевыми кристаллическими сланцами, реже плагиогнейсами по породам ленивенской серии. Состав плагиогнейсов обычно близок гранитоидам, отличаясь лишь большим количеством темноцветных минералов. Непосредственные контакты с метаморфитами на рассматриваемой площади редки, чаще они имеют тектонический характер. Гранитоидные тела конкордантны и конформны залеганию вмещающих пород и вытянуты, в целом, в северо-восточном направлении. Характер контактовых поверхностей зазубренно-апофизный, послойно-инъекционный. Гранитоиды содержат большое количество (до 20-30%) скиалитов плагиогнейсов и кристаллических сланцев, для которых характерно широкое развитие мигматитов послойной и птигматитовой формы. Степень мигматизации кристаллосланцев увеличивается по мере приближения к крупным массивам. Единственное проявление контактового воздействия параавтохтонных гранитов на вмещающие породы - незначительная мусковитизация гнейсов в экзоконтактной зоне мощностью 1-2 м.

Гранитоиды комплекса представлены меланократовыми биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами слабомусковитизированными гнейсовидными. Фациальные разновидности отличаются зернистостью пород, степенью катаклаза, альбитизации, калишпатизации и мусковитизации. Основной разновидностью являются серые, темно-серые мелко-среднезернистые равномернозернистые граниты (γ C₁₋₂ e). Для них характерны гнейсовидные текстуры, субгоризонтальная сланцевато-плитчатая отдельность (средняя толщина плиток 10-15 см). Как фациальная разновидность изредка встречаются неравномернозернистые порфиroidные и порфиробластические катаклазированные гранодиориты и граниты с трахитоидной текстурой. Последние широко распространены западнее площади листа [39, 50], на рассматриваемой территории они имеют ограниченное развитие и не выражаются в масштабе карты. Ранее [50, 63] эти разновидности рассматривались как разные фазы комплекса. Директивные текстуры имеют северо-восточное простирание и подчинены общему простиранию пород в регионе. На отдельных участках гнейсовидно-сланцеватые текстуры гранитоидов совместно с вмещающими породами гофрированы в мелкие складки течения.

Минеральный состав гранитоидов приведен в табл. 1. Соотношения породообразующих минералов, несмотря на значительные вариации, определяют состав всех разновидностей как гранитный. Меланократовый облик пород обусловлен высоким содержанием темноцветных минералов, достигающим 15%. Из акцессорных минералов наибольшее распространение имеет апатит, составляя 80-90% от веса тяжелой фракции [39], кроме того, встречены циркон, гранат, единичные зерна сфена. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, глинистыми минералами по полевым шпатам; рудные –магнетитом и гематитом, в шлифах их весьма ограниченное количество и практически все они сосредоточены в биотите, развиваясь по спайности. Вкрапленники порфиоровидных разновидностей представлены порфирокластами плагиоклаза, реже пойкилопорфиробластами альбита и микроклина размером до 2-3 см, иногда 5-6 см. Мусковит развивается по трещинам катаклаза, замещая преимущественно биотит.

Пегматиты (ρ C₁₋₂ e), связанные с мусковитизированными гранитами, наиболее полно изучены Ю.И. Захаровым [50] на п-ове Заря (за пределами листа) и прилегающих островах архипелага Норденшельда. На рассматриваемой площади жильные дериваты еремеевского комплекса распространены так же ограниченно, как и материнские граниты. Небольшие поля (5-10 жил) закартированы на южном (правобережье р.Каскадный) и восточном берегу о.Таймыр. В составе жильно-дайковой фации выделяются жилы биотит-мусковитовых пегматитов (мощность - первые метры, десятки метров, длина по простиранию более 200 м), пегматоидных и аплитовидных гранитов. Особенностью жильно-дайковых образований еремеевского комплекса является их гнейсовидность, выраженная в чешуйчато-гнейсовидном расположении биотита, и светло-серый цвет, обусловленный существенно альбит-олигоклазовым составом полевых шпатов. Обычно тела неполнодифференцированы, отсутствует центральная кварцевая зона и типичные для пегматитов "письменные граниты". Кварц развит в виде блоков и секущих прожилков, цвет его темно-серый. Блоки и кристаллы полевых шпатов достигают размеров 20-30 см, преобладают в центральной части. Доминирующими структурами являются гранит-пегматитовая, порфиробластовая, пятнисто-сегрегационная, ме-

Количественно-минеральный состав гранитоидов еремеевского комплекса (об.%)

Таблица 1

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№шлиф минерал	1528	1519	1535/1	1505/25	1524/1	1559/1	1528/2
кварц	36,3	46,6	39,5	33,8	30,7	32,2	35,9
калишпат	32,1	29,2	34,	29,0	33,4	28,7	25,6
плагиоклаз	21,8	14,3	22,2	32,3	24,8	29,5	28,6
биотит	6,3	8,4	3,1	2,2	2,2	4,8	1,3
мусковит	3,1	0,8	0,4	1,7	8,6	4,5	8,4
акцессорные	0,3	0,4	0,3	0,8	0,2	0,3	0,2
вторичные	-	-	0,1	-	-	-	-
рудные	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	ед.	ед.

Примечание: граниты биотитовые крупнозернистые мусковитизированные: 1-3 - о. Таймыр; граниты биотитовые мелко- среднезернистые мусковитизированные: 4-6: 4 – руч. Длинный, 5 – г. Эффект, 6 – о. Пилота Ма хоткина; аплитовидные граниты: 7 – бух. Безымянная.
Займствовано из отчета А. Ф. Хапилина и др. [63].

нее распространены пегматоидная и блоковая. Контакты жил ровные слабоволнистые, секущие гнейсовидность и кристаллизационную сланцеватость вмещающих кристаллосланцев. В экзоконтактовой зоне незначительно развита мусковитизация и фибролитизация вмещающих пород. В эндоконтакте отмечается аплитовая оторочка, причем аплиты типичны для всякого эндоконтакта, тогда как в лежащем чаще формируются биотит-мусковит-кварцевые грейзены с прорастаниями друг в друга биотита и мусковита. Средние размеры слюд - 5-10 см в диаметре, при пересечении их друг с другом образуются звездчатые агрегаты. Большая часть рассматриваемого типа пегматитов относится к магматогенно-метаморфогенному классу [20, 22] и специализирована, главным образом, на мусковит.

Химический состав гранитоидов приведен в табл. 2. Согласно "Петрографическому кодексу", гранитоиды еремеевского комплекса относятся к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам кислых пород семейств нормальных и умеренно-щелочных гранитов. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ указывает на принадлежность гранитоидов к калиево-натриевому типу с примерно равным содержанием этих окислов. Характерным является высокое содержание глинозема, обусловленное широким развитием мусковита в данных породах. По химическому составу еремеевский комплекс гранитоидов может быть отнесен к гранитовой формации [25].

Анализ распределения элементов-примесей в гранитоидах (табл. 3) показывает, что они характеризуются повышенными содержаниями Cr, Ni, Pb, Sn, Be и специализированы на Mo [36].

Бирулинский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma$, ρ C_{1-2} b)

Гранитоиды бирулинского комплекса широко распространены на восточной и северной группе островов архипелага Норденшельда, часть из которых (о-ва Пилота Махоткина, Пилота Алексева, Петерсена, Моисеева, Таймыр и п-ов Труд) входит в площадь данного листа карты. Наиболее крупные массивы известны к западу от рассматриваемой территории - в районе п-ова Заря, а также на южном побережье залива Миддендорфа. Массивы гранитоидов локализованы в об-

Химический состав биотитовых гранитов еремеевского комплекса (мас. %)

Таблица 2

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	1509	1507	1535/1	1516/4	1524/1	1559/1	1523
ОКИСЛЫ							
SiO ₂	71,86	71,87	69,22	69,24	71,39	70,62	71,62
TiO ₂	0,42	0,22	0,42	0,50	0,14	0,45	0,17
Al ₂ O ₃	14,26	14,29	14,77	15,06	14,94	15,10	15,46
Fe ₂ O ₃	0,10	0,32	0,35	0,01	0,95	0,94	0,22
FeO	1,28	1,15	1,45	2,10	0,78	1,46	0,94
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,01
MgO	0,60	0,94	0,44	0,76	0,98	0,56	0,32
CaO	1,32	1,18	2,30	1,32	0,99	1,28	0,95
Na ₂ O	4,44	3,58	5,00	4,07	4,14	3,94	4,77
K ₂ O	4,06	4,81	4,34	4,73	4,15	5,16	3,93
P ₂ O ₅	0,20	0,31	0,29	0,30	0,33	0,18	0,18
nnn	0,11	0,11	0,09	0,15	0,13	0	0,14
Σ	98,69	98,81	98,70	98,26	98,93	99,75	98,71

Примечание: граниты биотитовые крупнозернистые мусковитизированные:
 1, 2 - м. Гелленорм; 3, 4 - о. Таймыр; граниты биотитовые мелко-
 среднезернистые мусковитизированные: 5 - г. Эффект, 6 - о. Пи-
 лота Махоткина, 7 - бух. Безымянная.
 Заимствовано из отчета А.Ф. Хапилина и др. [63].

Средние содержания микроэлементов в интрузивных образованиях по данным полуколичественного спектрального анализа (вес.%)

Таблица 3

микроэлемент	кларк интрузивных пород по Виноградову			интрузивный комплекс (фация)																				
				1						2						3			4			5		
	кислые	средние	основные	еремеевский			пегматиты			бирулинский			пегматиты			коломейцевский			книповический-			моржовский		
				x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$	x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$	x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$	x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$	x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$	x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$	x_{cp}	S	$X_{max}-X_{min}$
Ag $\times 10^{-5}$	0,5	0,7	1,0	0,54	0,24	1,5	0,5	0	0	0,56	0,28	1,5	0,66	0,48	1,9	н/ан	-	-	н/ан	-	-	н/ан	-	-
Ba $\times 10^{-2}$	8,3	6,5	3,0	6,81	5,23	38	3,94	2,04	8,0	7,70	5,17	21,0	3,67	2,03	8,0	10,04	6,1	39,4	6,9	5,3	39,0	13,48	9,05	38,0
Be $\times 10^{-3}$	0,55	0,18	0,04	0,95	0,63	5,5	1,14	1,21	5,2	0,84	0,18	1,5	2,03	2,81	14,5	н/ан	-	-	н/ан	-	-	н/ан	-	-
Cu $\times 10^{-3}$	2,0	3,5	10,0	1,68	1,28	5,7	2,0	1,53	5,7	1,28	0,99	5,6	2,06	1,98	9,6	3,57	3,5	24,6	1,9	1,5	9,7	3,60	3,39	19,6
Cr $\times 10^{-2}$	0,25	0,5	2,0	0,57	0,3	1,98	0,76	0,44	1,7	0,58	0,22	1,2	0,62	0,51	3,85	0,63	0,4	2,8	0,3	0,3	1,95	0,81	1,29	9,9
Co $\times 10^{-3}$	0,5	1,0	4,5	0,37	0,40	2,95	0,23	0,12	0,55	0,25	0,14	0,55	0,34	0,51	2,95	0,97	0,8	5,95	0,6	0,7	5,95	1,06	0,77	2,95
Ga $\times 10^{-3}$	2,0	2,0	1,8	2,43	0,98	5,7	2,45	1,40	5,7	2,46	0,82	3,6	2,21	0,92	3,7	1,21	0,5	1,9	1,3	1,3	14,7	1,38	0,56	3,6
Mo $\times 10^{-3}$	0,1	0,09	0,14	1,01	1,23	5,9	1,33	1,60	5,8	0,96	0,89	3,9	1,16	1,02	3,9	0,27	0,4	2,95	1,1	7,8	99,9	0,40	0,42	2,95
Mn $\times 10^{-1}$	0,6	1,2	2,0	0,30	0,21	1,4	0,28	0,32	1,4	0,27	0,23	1,48	0,64	0,80	2,92	1,51	0,4	3,8	0,3	0,2	1,95	0,50	0,43	1,9
Ni $\times 10^{-3}$	0,8	5,5	16,0	1,24	0,64	2,6	1,36	0,79	2,6	1,06	0,57	2,6	1,59	1,67	7,6	3,17	2,8	14,8	1,3	1,2	7,8	3,1	4,15	29,8
Nb $\times 10^{-3}$	2,0	2,0	2,0	0,61	0,57	3,5	0,83	0,98	3,5	0,59	0,48	2,5	1,05	1,35	5,5	н/ан	-	-	н/ан	-	-	н/ан	-	-
Pb $\times 10^{-3}$	2,0	1,5	0,8	4,19	2,05	9,8	3,01	2,20	7,8	4,34	1,86	9,6	3,37	2,6	9,6	1,72	1,5	14,6	2,5	1,7	9,8	2,62	5,27	44,6
Sr $\times 10^{-2}$	3,0	8,0	4,4	2,19	1,67	7,5	1,16	0,73	2,5	1,84	1,41	5,2	1,89	1,54	7,5	8,87	5,0	29,9	5,2	4,9	39,5	13,82	10,73	59,5
Sn $\times 10^{-3}$	0,3	-	0,15	0,75	0,70	5,7	0,76	0,57	2,6	0,79	0,58	3,7	1,55	2,07	9,95	0,24	0,24	1,95	0,3	0,4	2,95	0,44	1,14	9,95
Ti $\times 10^{-1}$	2,3	8,0	9,0	2,44	1,44	7,94	1,04	0,65	2,94	1,92	1,02	3,6	1,22	1,17	5,94	4,56	2,0	7,5	3,6	1,9	7,9	5,18	2,06	9,6
V $\times 10^{-2}$	0,4	1,0	2,0	0,53	0,44	2,92	0,21	0,16	0,22	0,34	0,23	1,0	0,36	0,55	3,0	1,34	0,7	2,9	0,8	0,7	7,99	1,70	0,94	3,9
Zn $\times 10^{-3}$	6,0	7,2	13,0	3,77	1,74	6,5	2,80	1,41	4,5	3,51	1,02	3,5	2,98	1,46	6,5	4,38	2,0	8,5	3,6	2,4	19,0	4,47	2,12	9,0
Zr $\times 10^{-3}$	20,0	26,0	10,0	10,43	5,68	27	8,27	5,75	27,0	9,57	5,69	37,0	6,36	3,99	17,0	19,69	9,5	57,0	21,7	14,1	58,5	24,51	11,51	72,0
объем выборки				74			18			53			55			118			179			75		

Примечание:

Заимствовано из работ: 1, 2 – А. Ф. Хапилин и др. [62]; 3, 4, 5 – А. Ф. Хапилин и др. [63].

 x_{cp} -среднее содержание микроэлемента, S-стандартное отклонение, $X_{max}-X_{min}$ -размах содержаний в выборке.

ласти проявления регионального метаморфизма амфиболитовой и эпидот- амфиболитовой фации по отложениям ленивенской серии и прорывают также гранитоиды еремеевского комплекса. По отношению к структуре вмещающих толщ и гнейсовидности более древних гранитоидов бирулинские интрузии дискордантны. Большая часть массивов площадью от 5-10 до 300-400 км² имеет штокообразную форму типично аллохтонных внедренных гранитов. Контакты всегда секущие, резкие, слабоволнистые. Наложенная мусковитизация плагиогнейсов и гранитов в значительной степени затушевала следы явлений, свидетельствующих о контактовом воздействии гранитов на гнейсы. В экзоконтакте бирулинских гранитов и их пегматитов отмечается мусковитизация, иногда турмалинизация с формированием во вмещающих породах бериллиевых грейзенов или гранат-мусковит-турмалин-кварцевых жил, а также интенсивно мусковитизированных гранат-биотитовых слюдитов.

Гранитоиды комплекса представлены светло-серыми и кремовыми лейкократовыми равномернозернистыми мусковитизированными биотитовыми гранитами и лейкогранитами (Iγ C₁₋₂ b). Фациональные разновидности различаются, главным образом, зернистостью и степенью вторичных изменений. Чаще встречаются крупнозернистые граниты с крупными, размером 0,5-1 см, идиоморфными выделениями мусковита, развивающимися как по темноцветным минералам, так и по полевым шпатам; наряду с ними отмечаются средне-мелкозернистые разновидности. Структура пород гранитовая гипидиоморфнозернистая, редко порфиробластическая. В большинстве шлифов отмечаются графические структуры: пертитовые прорастания калиевых полевых шпатов альбитом, мirmekитовые червееобразные вроски кварца в плагиоклазах на границе их с калишпатом, микропегматитовое прорастание кварцем калишпатов. Количественный минеральный состав приведен в табл. 4. Калишпат представлен преимущественно микроклином светло-серых, серовато-розовых, желтовато-серых и кремовых тонов. Среди плагиоклазов преобладает альбит. Вторичные минералы представлены мусковитом, серицитом, реже хлоритом, гематитом; из аксессуарных преобладает апатит, встречаются циркон, сфен, изредка - монацит; турмалин, гранат, берилл и касситерит наиболее ха-

Количественный минеральный состав гранитоидов бирулинского комплекса (об.%)

Таблица 4

№№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ шлиф минерал	1520	1539	1559	1523	1539/2	1506	1506/6	1538/1	1558/5
кварц	43,6	39,6	40,1	25,8	35,3	31,7	24,2	25,4	24,2
калишпат	36,0	31,5	21,6	34,7	37,2	33,5	31,4	26,1	39,5
плагиоклаз	12,5	22,8	25,3	32,7	25,4	29,2	37,7	40,9	31,9
биотит	4,2	3,3	1,8	2,5	1,1	1,3	0,2	1,3	-
мусковит	3,7	2,8	6,3	4,3	1,0	5,3	6,5	5,5	4,4

Примечание: Лейкограниты биотитовые крупнозернистые мусковитизированные (1-3); то же средне-мелкозернистые (5); граниты средне - мелкозернистые (4); то же мелкозернистые аплитовидные (7, 8); то же пегматоидные (6, 9). Местонахождение: 1, 4 – бух. Безымянная; 2, 5, 8 – о. Таймыр; 3, 9 – о. Пилота Махоткина; 6, 7 – м. Гелленорм.
Заимствовано из отчета А. Ф. Хапилина и др [63].

рактены для жильно-дайковых образований, а также для наиболее грейзенизированных разностей гранитоидов в их эндоконтакте.

Жильно-дайковая фация бирулинских гранитоидов представлена дайками и мелкими штоками редкометальных пегматитов (ρ C_{1-2} b), пегматоидных и мелкозернистых лейкогранитов, аплитов, а также полевошпат-кварцевыми и турмалин-кварцевыми жилами с бериллиевой минерализацией. Наибольшая концентрация пегматитов, известная под названием Бирулинского пегматитового поля, установлена на побережье залива Бирули к западу от рассматриваемой территории [19, 20, 50]. На площади листа небольшие поля пегматитов бирулинского комплекса (10-15 жил) закартированы на северо-востоке и юге о. Пилота Махоткина, востоке п-ова Труд, в западной части м. Гелленорм и южной - м. Миддендорфа. Пространственное распределение пегматитов определяется в первую очередь эрозийным срезом интрузивов. Пегматитовые тела сосредоточены, главным образом, в их эндо- и экзоконтактных частях и характеризуются штокверкоподобным развитием во вмещающих еремеевских гранитах, плагиогнейсах и кристаллосланцах. Мощность отдельных тел достигает 10-15 м, они локализованы в полостях трещин растяжения, отрыва и скалывания субмеридионального и северо-восточного простирания.

Пегматитовые образования, генетически связанные с интрузиями бирулинского комплекса, относятся к магматогенным мусковит-редкометальным пегматитам [21]. В отличие от еремеевских магматогенно-метаморфогенных пегматитов, среди них отмечается значительное количество полнодифференцированных тел с симметричной, ассиметричной и обратной зональностью, широко развиты письменные граниты. Индикатором повышенной редкометальности пегматитов является проявление и степень развития постмусковитовой альбитизации, с которой сопряжена акцессорная редкометальная минерализация, представленная бериллом, реже другими бериллийсодержащими минералами (гердеритом, хризобериллом), а также касситеритом, колумбитом, шеелитом, монацитом, ксенотимом, сподуменом, висмутином, стрюверитом, цирконом [19]. Скопления редкометальных минералов выявляются чаще всего в “замещенных” (альбитизированных)

пегматитах, приурочены к зонам интенсивной трещиноватости жил, выходя иногда за их пределы и проявляясь в составе мусковит-кварцевых и кварц-мусковитовых грейзенов во вмещающих гранитах. Мощность грейзеновых просечек варьирует в пределах первых десятков сантиметров. Бериллиевая минерализация приурочена к центральным зонам грейзеновых тел, слагая их в отдельных случаях на 15-20%, кроме того, она развита в тонких прожилках мощностью 0,5-1 см. Проявление редкометальной минерализации такого типа зафиксировано на южном берегу о. Пилота Махоткина, здесь кристаллы берилла, размером от долей сантиметра до 10 см, имеют желто-кремовый, желто-зеленый, реже – зеленый и бутылочно-зеленый цвет.

Химический состав гранитоидов бирулинского комплекса (табл. 5) свидетельствует об их принадлежности к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам кислых пород семейств нормальных и умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов. По соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ гранитоиды относятся к калиево-натриевому типу с близкими содержаниями щелочей. Так же как и еремеевские гранитоиды, граниты и лейкограниты бирулинского комплекса по высоким значениям коэффициента глиноземистости соответствуют группе пород весьма высокоглиноземистого типа. Средние содержания петрогенных окислов бирулинских гранитоидов близки химическому составу гранитов аляскитовой формации [25] с незначительным отклонением значений к гранитовому формационному типу и, в целом, соответствуют лейкогранитовой формации.

Анализ геохимической специализации (табл. 3) показывает, что гранитоиды бирулинского комплекса специализированы на Mo и характеризуются высокими средними содержаниями (выше кларка в 2 раза) Sn и Be, а также повышенным уровнем накопления большинства элементов, за исключением Zr, Ba, Sr, Ti, V, что типично для гранитоидов плюмазит-редкометально-лейкогранитового геохимического типа. В пегматитах и аплитах жильно-дайковой фации комплекса содержание Mo, Sn и Be контрастно выше, чем в материнских гранитах – 4-10 кларков.

Химический состав гранитоидов бирулинского комплекса (мас. %)

Таблица 5

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	1558/12	1559	1562/5	1562/8	1563	1558	1558/6	1524	1507/2
ОКИСЛЫ									
SiO ₂	73,84	73,04	74,45	74,38	73,62	72,02	73,12	72,08	73,40
TiO ₂	0,13	0,28	0,12	0,05	0,13	0,11	0,20	0,21	0,17
Al ₂ O ₃	14,04	14,80	14,78	14,87	14,85	15,66	14,61	14,43	14,34
Fe ₂ O ₃	1,18	1,38	0,84	1,18	1,02	0,80	1,50	0,37	0,33
FeO	0,68	1,05	0,70	0,34	0,93	0,50	1,05	0,94	0,60
MnO	0,08	0,04	0,04	0,16	0,05	0,03	0,05	0,01	0,01
MgO	0,45	0,45	0,30	0,20	0,47	0,15	0,45	0,54	0,78
CaO	0,95	1,23	0,70	0,56	0,98	1,18	1,16	1,68	1,43
Na ₂ O	4,50	4,24	3,52	3,85	4,02	3,22	3,80	4,25	4,58
K ₂ O	3,80	3,15	3,84	4,32	3,84	5,54	3,66	4,56	3,79
P ₂ O ₅	0,13	0,23	0,08	0,13	0,14	0,14	0,15	0,29	0,34
nnn	0	0	0	0	0	0	0	0,13	0,14
Σ	99,78	99,89	99,37	100,04	100,05	99,35	99,75	99,49	99,91

Примечание: крупнозернистые биотитовые мусковитизированные граниты (1, 2, 8); средне- мелкозернистые биотитовые мусковитизированные граниты (5); крупнозернистые пегматоидные граниты (6, 7); лейкограниты (3, 4, 9). Местонахождение: 1-7 – о. Пилота Махоткина, 8– о. Таймыр, 9 – мыс Гелленорм.

Заимствовано из отчета А.Ф. Хапилина и др. [63].

Особенности морфологии гранитоидных массивов обоих охарактеризованных выше комплексов (еремеевского и бирулинского) и их соотношение с вмещающими породами, а также химический и изотопный состав [7] указывают на то, что формирование автохтонных и параавтохтонных еремеевских гранитоидов происходило совместно с мигматизированными метаморфитами амфиболитовой фации умеренных давлений в синколизационных (синкинематических) условиях на мезоабиссальном уровне глубинности в нижней части коры из магмы анатектического (полингенного) происхождения. При этом всеми исследователями, занимавшимися гранитоидами Таймыра, признается магматический характер мусковитизированных гранитов. Магматогенно-метаморфогенные пегматиты, генетически связанные с еремеевскими гранитами, образуются также в период регионального сжатия структур Таймырской подвижной зоны [22]. В более поздний период ее развития, когда режим сжатия сменяется региональным растяжением, происходит внедрение из той же зоны анатексиса аллохтонных (позднекинематических) гранитов бирулинского комплекса [7]. Гранитоиды обоих комплексов объединяет петрохимическое единство, близость к составу вмещающих пород. Такой специфический состав магмы свидетельствует о ее коровом происхождении и, наряду с другими геологическими признаками, подтверждает близость возраста еремеевских и бирулинских гранитоидов, разделенных, по-видимому, только этапом пегматитообразования.

О возрасте рассматриваемых гранитоидов нет единого мнения. Радиогенный возраст, определенный по изотопам свинца (U-Pb метод), составляет для мусковитизированных гранитов типа еремеевских 1050-1170 млн. лет [22]. Геохронологические исследования методом ГИЭ монофракций циркона из гранитов архипелага Северная Земля, подобных еремеевским и бирулинским, дают также древний возраст гранитоидов – от 740 ± 40 до 2000 ± 70 млн. лет [37], что позволило В.Ф. Проскурнину отнести их к наиболее древним интрузивным образованиям. Другие исследователи (Даминова А.М., Погребницкий Ю.Е., Гулин С.А., Беззубцев В.В. и др.), полагаясь на результаты определений K-Ar методом, связывают образование рассматриваемых интрузий с позднепалеозойским этапом развития региона. К та-

кому же выводу пришел В.А. Верниковский [7] на основе изотопно-геохимических и геохронологических исследований автохтонных гранитоидов и метаморфитов Берега Харитона Лаптева и аллохтонных постколлизионных гранитоидов п-ова Челюскина. По датировкам, полученным комплексом методов (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar) [7], установлено, что возраст метаморфизма флишоидных отложений, вмещающих согласные тела гранитоидов, составляет 273-279 млн. лет, а сами автохтонные граниты датируются возрастом 306 ± 2 млн. лет (U-Pb метод по монациту) [7], что соответствует среднему карбону. Интервал между формированием син- и постколлизионных гранитоидов, по данным В.А.Верниковского, составляет 20-35 млн. лет.

На Челюскинской площади рифей-палеозойский возраст еремеевско-бирулинского комплекса устанавливается на основании прорывания его поздне-палеозойскими интрузиями коломейцевского и оленьинского (= книповического) комплексов и дайками трапповой формации раннетриасового возраста. По-видимому, вопрос о возрасте мусковитизированных гранитов останется открытым до появления новых, более надежных, датировок. Согласно Легенде Таймырской серии [53], возраст гранитоидов последовательно формирующихся еремеевского и бирулинского комплексов принят как ранне-среднекаменноугольный.

Коломейцевский комплекс гранодиоритовый ($\gamma\delta$ C₁₋₂ k)

Коломейцевский комплекс гранодиоритовый - третий в ряду близких по возрасту ранне-среднекаменноугольных интрузивных образований, он назван по местонахождению его петротипа – в бассейне р.Коломейцева и по одноименному крупному батолиту. Относительно более молодой возраст этого комплекса принят на основании прорывания гранодиоритами коломейцевского комплекса массива бирулинских гранитоидов на п-ове Челюскина (западная часть массива в устье р.Тессема) [55].

На рассматриваемой части побережья Карского моря к коломейцевскому комплексу относится небольшое тело (30 км^2) измененных гранодиоритов на северо-восточном окончании Коломейцевского батолита в районе п-ва Инclinатор.

В структурно-геологическом отношении Коломейцевский массив, вытянутый в юго-западном направлении за пределы листа на 100 км и имеющий площадь около 1500 км², представляет собой неинтродуцированный магматический плутон (батолит замещения), приуроченный к ядру антиклинальной структуры и субсогласно залегающий в терригенных отложениях стерлеговской и мининской толщ. Анализ директивных текстур пород, а также ширины зон контактового метаморфизма дает основание предполагать, что коломейцевский батолит имеет плитообразную форму с крутым падением на северо-запад [62]. Северо-восточное окончание батолита окружено мощной зоной высокотемпературных андалузитовых и кордиеритовых роговиков по флишоидным породам, регионально метаморфизованным в хлорит-серицитовую субфации зеленосланцевой фации. Этот факт, а также типично магматические структуры гранитоидов указывает на аллохтонный характер северо-восточной части массива, тогда как его юго-восточное продолжение (за пределами листа) имеет явные признаки реоморфических параавтохтонных гранитов [28].

На аэрофотоснимках коломейцевские гранитоиды имеют светло-серый крапчатый фототон. В магнитном поле массив гранодиоритов выражен слабой отрицательной (50 нТл) аномалией. Локальную положительную аномалию (250 нТл) к северо-западу от выхода гранодиоритов дают эндоконтактовая диоритовая оторочка и пирротинизированные роговики экзоконтакта.

Контакты гранодиоритового массива п-ова Инclinатор дисконформны структуре вмещающих пород. В экзоконтакте по метаалевролитам и метааргиллитам формируются кордиеритовые, иногда андалузитовые, биотит-полевошпат-кварцевые узловатые сланцы (роговики) амфибол-роговиковой фации метаморфизма. Кроме процесса ороговикования, для экзоконтактовых образований по песчанистым разностям пород характерна перекристаллизация и укрупнение зерен полевого шпата, приводящая к формированию порфиробластических диоритовидных пород. Ширина контактового ореола к северо-западу от массива достигает 1,5 км. Северо-восточный и юго-западный края массива срезаны интрузивами позднепермских субщелочных гранитов книповического комплекса и раннеюр-

ских граносиенитов моржовского комплекса, с которыми связано широкое развитие калишпатизации и пропилитизации в колемейцевских гранодиоритах, особенно интенсивно проявленное в мощной (до 2-3 км) зоне дробления северо-восточного простирания. Минеральные новообразования выражаются в появлении крупных пойкило-порфиробласт калишпата размером от 0,5 до 5-6 см ярко красного цвета, рассеяных как в массе породы, так и слагающие струйчатые образования совместно с гранобластовым и порфиробластовым агрегатом кварца.

Петрографический состав пород достаточно однороден и изменяется от крупнозернистых роговообманковых, биотит-роговообманковых кварцевых диоритов (эндоконтактная зона) до роговообманково-биотитовых гранодиоритов ($\gamma\delta$ $C_{1-2} k$). Гранитоиды имеют светло-серую до темно-серой окраску, калишпатизированные разности розовато- или красновато-серые. Текстура пород массивная, в эндоконтакте - гнейсовидная, структура гипидиоморфнозернистая крупно-равномернозернистая, широко развиты порфиробластические структуры за счет калишпатизации, альбитизации и окварцевания.

В минеральном составе пород участвуют плагиоклаз (40-60%), роговая обманка (3-25%), биотит (8-20%), микроклин (3-5%), кварц (5-20%). Из акцессорных минералов наиболее характерен сфен (до 1%), встречается апатит (0-0,2%), циркон, гранат, турмалин; рудные минералы представлены единичными зернами магнетита, пирротина, ильменита, лимонита, пирита, халькопирита, галенита. Из вторичных минералов наиболее часто присутствуют ортоклаз, микроклин-пертит, анортоклаз, кварц, биотит, эпидот, хлорит, серицит. Плагиоклаз образует таблитчатые зерна, отвечающие в среднем по составу андезину и основному олигоклазу. Альбит отмечается в виде порфиробласт совместно с калишпатом, образует пертитовые вроски в последнем и иногда нарастает в виде кайм на более основной плагиоклаз. Отдельные кристаллы плагиоклаза и его зернистые скопления часто замещаются калишпатами. Амфибол, как правило, преобладает над биотитом и представлен призматическими идиоморфными зернами обыкновенной роговой обманки размером до 5-8 мм, иногда с простыми двойниками. Калишпат первичный представлен чистым полнорешетчатым микроклином, вторичный калишпат

развивается преимущественно в виде порфиробласт и отвечает по составу ортоклазу (с переходом в микроклин) и анортоклазу.

По химическому составу (табл. 6) [57] гранитоиды коломейцевского комплекса попадают в группу средней основности и относятся к умеренно-щелочному петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,77-7,76$) калиево-натриевого типа щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,87-1,39$) со значительной ролью глиноземистости ($\text{al}^*=1,3-3,0$) и магнезиальности. Высокие коэффициенты калишпатизации и альбитизации свидетельствуют о большой роли вторичных процессов при формировании пород, чем и обусловлен их субщелочной уклон. Состав пород меняется, соответственно, от кварцевых диоритов до гранодиоритов.

Результаты статистической обработки данных спектрального анализа (табл. 3) [57, 62] свидетельствуют об отсутствии четко выраженной геохимической специализации у коломейцевских гранитоидов. Повышенный уровень накопления элементов (коэффициент концентрации от 2 до 5) отмечается для сидеро-халькофильных элементов - Cr, Ni, Ti, а также ряда литофильных - Mo, V. В процессе калишпатизации наблюдается уменьшение коэффициентов концентрации малых элементов, что говорит об их рассеянии при высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессах.

Состав пород, механизм образования плутонов дает основание отнести гранитоиды коломейцевского комплекса к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда по Л.В. Таусону. Сходство химических составов кварцевых диоритов, гранодиоритов и вмещающих флишоидных отложений также указывает на возможность палингенного происхождения магматических пород за счет последних. По составу и характеру связей петрогенных элементов [57], гранитоиды комплекса занимают промежуточное положение между породами диорит-плагиогранитовой и гранодиоритовой формаций [25].

Возраст гранитоидов коломейцевского комплекса считается средне-позднепалеозойским. На рассматриваемой территории они прорывают докембрийские породы мининской толщи (R_3-V_1), а за ее пределами, в южной части п-ова Челюскина, – фаунистически охарактеризованные отложения от ордовика до

Химический состав гранитоидов колемейцевского комплекса (мас. %)

Таблица 6

№№ п/п	1	2	3
№ обр.	2051	2232	2173 А/31
ОКИСЛЫ			
SiO ₂	62,57	60,36	64,91
TiO ₂	0,71	0,85	0,46
Al ₂ O ₃	15,90	14,77	16,35
Fe ₂ O ₃	1,60	4,01	1,88
FeO	2,87	3,32	2,06
MnO	0,09	0,10	0,07
MgO	3,14	4,08	1,51
CaO	4,38	5,69	3,03
Na ₂ O	3,86	3,14	4,51
K ₂ O	3,60	3,63	3,25
P ₂ O ₅	0,24	0,58	0,26
nnn	0,92	0,87	1,32
Σ	99,88	100,80	99,61

Примечание: кварцевые диориты: 1 – р. Мутная, 2 – р. Летчиков; гранодиориты: 3 – р. Оленья.

Заимствовано из отчета А. Ф. Хапилина и др. по смежной с юга площади (лист S-47-I, II) [62].

среднего девона и мусковитизированные граниты бирулинского комплекса [55]. Гранитоиды коломейцевского комплекса, в свою очередь, прорваны биотитовыми гранит-порфирами позднепермского книповичевского (= оленьинского) комплекса [62] в каньоне руч. Оленьего (лист S-47-I, II) и секутся дайками долеритов ранне-триасового возраста в низовьях р.Тессема (п-ов Челюскина) [55] и на юго-западном окончании коломейцевского батолита. На восточном берегу фиорда Матусевича архипелага Северная Земля в гальке и валунах конгломератов ахматовской толщи позднекаменноугольного-раннепермского возраста отмечены роговики, тоналиты, крупнозернистые кварцевые диориты и порфиroidные гранодиориты, аналогичные по петрографо-петрохимическим характеристикам породам коломейцевского комплекса [12]. Радиологические определения возраста гранитоидов комплекса калий-аргоновым методом ($249-255 \pm 15$ млн. лет) [62] нуждаются в уточнении из-за широкого развития калишпатизации, связанной с пермскими гранитоидами.

Позднепермские интрузивные образования

Книповичевский комплекс субщелочно-гранитовый (γ_1 , α P₂ k)

За пределами листа массивы гранитоидов данного комплекса распространены широко и образуют региональные ареалы развития пермского магматизма. Комплекс в целом характеризуется многофазностью при однородном химическом составе гранитоидов, а также своими металлогеническими, геофизическими особенностями, определенным набором экзоконтактовых и гидротермально-метасоматических образований и резко отличен этим от всех выделенных более древних комплексов. Для массивов характерны овальные и изометричные очертания в плане, резкие крутые ($70-80^\circ$) контакты и секущее положение по отношению к вмещающим образованиям. Они выделяются положительными магнитными аномалиями (200-700 нТл) и, по-видимому, имеют форму штоков с куполовидной кровлей. Площадь выходов тел не превышает 200 км^2 . Массивы сложены преимущественно крупнозернистыми порфиroidными и порфиробластическими биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

На рассматриваемой площади к субщелочно-гранитовому комплексу относится крупный шток биотитовых порфировидных гранитов, закартированный преимущественно по эллиовиально-деллювиальным развалам в районе бухты Книповича и к северо-востоку от нее – на горах Гейдена, Посадочная. Этот массив площадью не менее 100 км² является типичным представителем аллохтонных плутонов верхнего палеозоя. Он имеет грубоовальную форму в плане, центральная и восточная части массива перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Северный и западный контакт интрузива ровный, секущий по отношению к простирающему вмещающим породам стерлеговской толщи. Зона ороговикования флишеидных отложений стерлеговской толщи, регионально метаморфизованных в зеленосланцевой фации, не превышает первых десятков метров. Экзоконтактовые минеральные новообразования выражаются в появлении рассеянных табличек биотита и сгустковых серицитовых пятен, и соответствуют мусковитроговиковой фации контактового метаморфизма. В эндоконтактах на протяжении от 10 см до 1-2 м отмечается резкое уменьшение зернистости пород и появление оторочек гранит-порфиров и тонкозернистых аплитовидных разновидностей. Ксенолитов мало, они имеют угловатые, иногда овальные очертания, во внутренних частях массива они диоритизированы, калишпатизированы, в эндоконтактовых частях сохраняют структуры вмещающих пород. Южное окончание массива имеет ответвление или выступ кровли, вскрытый эрозионным срезом на г. Книповича среди колемейцевских гранодиоритов (площадь выхода 10 км²), и осложнено мощной зоной дробления северо-восточного простирающего с интенсивным проявлением вторичных процессов (калишпатизация, пропилитизация, мусковитизация) как в колемейцевских гранодиоритах, так и в порфировидных пермских гранитоидах. По отношению к гнейсовидности колемейцевских гранодиоритов интрузив дискордантен, но конформен поверхности контакта. Вмещающие гранодиориты в контакте окварцованы, мусковитизированы.

Основной объем массива бухты Книповича сложен биотитовыми порфировидными и порфиробластическими гранитами ($\gamma_1 P_2 k$) первой (главной) фазы внедрения. Граниты этой фазы имеют преимущественно крупно-гигантозернистые

порфировидные и порфиробластовые структуры с крупнозернистой (размер зерен - 0,5-10 мм) основной массой. Вкрапленники калишпата, размером от 1-2 до 7-8 см, имеют преимущественно порфиробластовый характер, возникают за счет автотетасоматического воздействия и представлены промежуточной разновидностью между ортоклазом и микроклином. Цвет пород красновато-розовый, серо-розовый. Подчиненное значение в центральных частях массивов имеют равномернозернистые граниты с гипидиоморфнозернистой, участками аллотриоморфнозернистой структурой. В минеральном составе пород главной фазы участвуют: плагиоклаз (20-35%), кварц (25-30%), калиевый полевой шпат (30-40%), биотит (3-8%), амфибол (0-1%). Из вторичных минералов встречаются хлорит, серицит, мусковит, флюорит, гематит, из аксессуарных - сфен, апатит, циркон, изредка гранат, ортит; рудные - пирит, магнетит, пирротин, халькопирит, ильменит, молибденит, шеелит. В апофизах и эндоконтактовых оторочках наблюдается переход через мелкозернистые гранит-порфиры до аплитов. Гранит-порфиры, кварцевые порфиры и аплиты эндоконтактовой фации характеризуются массивными текстурами, мелко-тонкозернистыми и порфировыми структурами.

Жильно-дайковые образования комплекса представлены дайками и жилами пегматоидных гранитов и аплитов ($\alpha P_2 k$), приуроченных к трещинам отдельности в материнских гранитоидах и образующих апофизы во вмещающих породах. Пегматоидные граниты не выражаются в масштабе карты (мощность жил – до 50 см, длина – 2-3 м), они редки и слагают обычно тела ранней генерации. Аплиты в экзоконтакте часто переходят в кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые жилы. Цвет аплитов светло-розовый, светло-серый, иногда с зеленоватым оттенком. Основная масса породы мелко- тонкокристаллическая с аплитовой аллотриоморфнозернистой структурой, образована плагиоклазом (20-30%), кварцем (25-35%) и калишпатов (20-30%). Из вторичных минералов встречаются хлорит по биотиту, серицит по плагиоклазу, рудные минералы те же, что и в гранитоидах главной фазы, характерно лишь появление видимого молибденита. В порфировых вкрапленниках чаще всего отмечаются дымчатый кварц и ортоклаз, а также плагиоклаз, биотит. Размеры вкрапленников колеблются от 0,1 до 3 см. Жильные те-

ла сопровождаются калишпатовым порфиробластезом, сменяющимся штокверковым развитием грейзеновой минерализации флюорит-пирит-серицит-кварцевого состава. Все жильные генерации и гидротермально-метасоматические образования несут молибденитовую и халькопирит-пиритовую минерализацию, изредка встречается шеелит. Наиболее грейзенизированные участки в пределах рассматриваемой площади пространственно приурочены к мощной зоне дробления северо-восточного простирания в южной части массива бухты Книповича.

По химизму (табл. 7) гранитоиды книповического комплекса соответствуют кислым породам умеренно-щелочного петрохимического ряда калиево-натриевого типа щелочности с преобладанием K_2O над Na_2O . Коэффициенты калишпатизации и альбитизации гранитоидов значительны (до 19,21 и 10,17 соответственно) и превышают таковые у всех ранее рассмотренных комплексов. Наиболее высокими коэффициентами калишпатизации (до 19,21), свидетельствующими о сильном изменении пород автометасоматическими процессами, характеризуются граниты главной фазы массива бухты Книповича. По коэффициенту глиноземистости гранитоиды комплекса относятся к группе пород весьма высокоглиноземистого типа ($al' = 3,22-7,20$). По сравнению с химическими составами пород гранит-лейкогранитовой и щелочногранитовой формации [25] гранитоиды книповического комплекса занимают промежуточное положение, по содержанию K_2O и Na_2O близки последней и отличаются повышенными содержаниями Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , что, по-видимому, определяет также выраженность данного типа гранитов в положительных магнитных полях.

Согласно классификации, предлагаемой ВСЕГЕИ, книповический комплекс является геохимически специализированным на Mo (до 10 кларков) (табл. 3). Коэффициенты концентрации Mo закономерно возрастают от ранней фазы к поздней в соответствии с накоплением в поздних дифференциатах гранитов флюидной фазы. Гранитоиды характеризуются также повышенными содержаниями сидеро-халькофильных элементов: V , Ti , Sr , Ni , Cr и пониженными – Ba .

По уровню глубинности становления интрузий комплекса на рассматриваемой площади и за ее пределами большинство массивов вскрыто на мезо-

Химический состав гранитов книповичского комплекса

Таблица 7

№ п.п.	1	2	3
№ обр. ОКИСЛЫ	249	249-02	1221/1
SiO ₂	69,24	67,02	69,97
TiO ₂	0,25	0,55	0,28
Al ₂ O ₃	15,84	15,99	14,32
Fe ₂ O ₃	0,35	1,82	1,27
FeO	1,44	1,94	1,11
MnO	0,08	0,04	0,04
MgO	0,41	0,25	1,02
CaO	1,50	1,92	1,99
Na ₂ O	3,83	3,72	4,08
K ₂ O	6,18	5,98	4,17
P ₂ O ₅	0,08	0,26	0,15
nnn	0,60	0,64	0,44
Σ	99,80	100,13	99,44

Примечание: гранит калишпатизированный: 1, 2 - верховья р. Рогатая, 3 - бухта Полноводная. Заимствовано из отчета А.Ф. Хапилина и др. [62], из них 3 - данные по смежной с юга площади (лист S-47-I, II).

гипабиссальном уровне, чем обуславливается широкое развитие порфировых фаций гранитоидов и слабые контактовые изменения. При таких условиях становления магматических тел характерно проявление интенсивных процессов эманационной миграции вещества и накопление летучих элементов в апикальных частях интрузий. Этим объясняется повышенная рудоносность на Мо апикальных частей массивов порфировидных гранитов при низкой проницаемости надинтрузивных толщ. С другой стороны, в зонах разломов вмещающие породы и особенно древние гранитоиды характеризуются повышенной проницаемостью, чем, видимо, объясняется дегазация позднепалеозойских интрузий, широкое развитие их жильно-дайковых фаций и процессов калишпатизации. Последние сопровождаются привнесением элементов [57] халько-литофильной группы Ge, Sn, Pb, Be, Y, Ba, La и молибденовым оруденением.

Возраст гранитоидов обосновывается прорыванием ими ранне-среднекаменноугольных интрузий коломейцевского комплекса, а также ранне-среднепалеозойских (до усть-пясинской свиты – S_2 - D_2) отложений на р. Широкая (п-ов Челюскина). Верхний возрастной предел ограничен временем становления габбро-долеритов и долеритов раннетриасового возраста. Калий-аргоновые датировки по монофракциям биотита из гранитов книповического (= оленьинского) комплекса на Челюскинской площади [54, 55] свидетельствуют об их позднепермском (246 млн. лет) возрасте. Определения абсолютного возраста субщелочного гранита р. Клязьма (Rb-Sr метод по мусковиту, калишпату и валовым пробам) [7] и гранодиорита г. Кристифенсена (п-ов Челюскина) (Ar-Ar метод по биотиту и калишпату) [7] дают близкие значения – 240,1 и 253 ± 1 млн. лет соответственно.

Большинство исследователей Таймыра сходятся во мнении, что гранитоиды, подобные книповическим, интенсивно проявляются не столько на орогенных этапах развития складчатых поясов, сколько на этапах их вторичной тектономагматической активизации. Видимо, гранитоиды этого типа в пределах севера Центрального Таймыра фиксируют главную, позднепермскую, стадию тектономагматической активизации, сформировавшую основные структуры региона.

Раннеюрские интрузивные образования

Моржовский комплекс сиенит-гранитовый ($\mu_1, \gamma\xi_2, J_1 m$)

Структурно-геологическая позиция интрузий комплекса определяется тектонической перестройкой структур Таймыра в позднем триасе - ранней юре, которая фиксируется заложением крупных северо-западных разломов в консолидированной складчатой области. К узлам их сочленения с региональными тектоническими зонами северо-восточного простирания и приурочены мелкие массивы этого комплекса, образующие ареальные скопления в пределах Таймырской складчатой области и локализующиеся преимущественно во внутренних частях крупных интрузивов гранитоидов каменноугольного и пермского возраста. Изредка наблюдаются обособленные тела сиенитов и граносиенитов, размещающиеся однако в непосредственной близости к гранитоидным массивам. В эрозионном срезе штоки имеют овальную форму, осложненную кольцевыми, полукольцевыми и радиальными разрывными нарушениями. По отношению к вмещающим породам тела сиенитов резко дискордантны, имеют ровные контактовые поверхности и конформное строение, подчеркиваемое кольцевыми линеаментами на аэрофотоснимках. Вмещающие породы подвержены механическому воздействию интрузирующей магмы и брекчированы. Для интрузий характерно сложное многофазное формирование с резко зональным строением каждой из фаз, выраженном в смене крупнозернистых пород центральных частей тел мелкокристаллическими до афанитовых порфировых разностей в эндоконтакте. В комплексе в целом, включая интрузии, распространенные за пределами рассматриваемой площади, выделяются три фазы внедрения и жильно-дайковая фация, представленная дайками лампрофиров камптонит-мончикитового ряда, встречающихся практически повсеместно к югу от рассматриваемой территории (за пределами листа) и приуроченных также к разрывным нарушениям северо-западного простирания.

В геофизических полях крупные массивы комплекса выражены значительными магнитными положительными (до 800 нТл) и радиоактивными (40-50

мкр/ч) аномалиями. На аэрофотоснимках в поле развития терригенных пород штоки комплекса дешифрируются хорошо, имеют струйчатый светло-серый фототон и слагают наиболее высокие участки возвышенностей изометричной формы, резко выделяясь на выровненных водораздельных поверхностях.

В прибрежной части Таймырского залива интрузии моржовского комплекса представлены двумя штоками в устье р. Беспмятная, которые не выделяются на фоне высококонтрастного положительного магнитного поля (до 700 нТл) пермских гранитоидов. Наиболее крупный из них, площадью около 20 км², находится на правом берегу реки и частично входит в рассматриваемую территорию.

Шток правобережья р. Беспмятная сложен в основном амфибол-биотитовыми средне-мелкозернистыми неравномернозернистыми граносиенитами второй фазы ($\gamma\xi_2 J_1m$) и их фаціальными разновидностями - кварцевыми сиенитами и граносиенит-порфирами. Магматические образования ранней фазы - мелко-среднезернистые монцониты ($\mu_1 J_1m$), и монцонит-порфиры, распространены среди пород данного массива ограниченно. Между тем здесь (верховья правого притока р. Беспмятная) в коренных выходах установлено [62] прорывание биотитизированных и калишпатизированных роговообманковых среднезернистых монцонитов первой фазы мелко-среднезернистыми амфибол-биотитовыми граносиенит-порфирами второй фазы с фенокристаллами анортоклаза, кварца и биотита. Контакты между фазовыми разновидностями четкие ровные с ксенолитами монцонитов в граносиенитах более поздней фазы внедрения.

Ширина зоны экзоконтактовых изменений составляет 200-300 м. Большая часть контактового ореола характеризуется слабопрямленными метаморфическими новообразованиями биотита, серицита, хлорита. Роговики амфибол-роговиковой фации - кордиерит-биотит-плагиоклаз-кварцевые и биотит-кварцевые сланцы, приурочены непосредственно к контакту и по мощности не превышают 10-20 м. Гидротермально-метасоматические изменения в контактовой зоне представлены проявлениями кали-натрового полевошпатового порфиробластеа ("струи" кварц-полевошпатового состава, цепочки крупных пойкилопорфиробласт анортоклаза светло-серого цвета размером до 5-8 см), сменяющегося маг-

незиальными метасоматитами. Последние в эндоконтакте выражаются в интенсивной биотитизации монцонитов, а в экзоконтакте - в формировании амфибол-биотит-эпидот-кварцевых прожилков мощностью до 10 см. Калишпатолиты наиболее широко развиты в северо-восточном экзоконтакте граносиенитового штока правобережья р. Беспамятная. Они формируются преимущественно по монцонитам ранней фазы внедрения и по вмещающим гранодиоритам колемейцевского комплекса.

Монцониты первой фазы ($\mu_1 J_1m$) имеют темно-серый до черного цвет, массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую, порфиоровую, порфировидную, порфиробластовую, монцонитовую структуры. В минеральном составе пород участвуют кварц (5,0-6,3%), калишпат (14,7-19,5%), плагиоклаз (25,0-35,4%), биотит (20,2-23,4%), амфибол (17,5-19,3%). Порфиоровые и порфировидные вкрапленники составляют около 50% от общего объема породы и представлены обычно плагиоклазом (андезин - лабрадор) и клинопироксеном, изредка - амфиболом и биотитом. Состав основной массы на 80% представлен полевыми шпатами при равном количестве калишпата (ортоклаз) и плагиоклаза (андезин). Из акцессорных минералов (до 1,5%) установлены апатит, циркон, рутил, лейкоксен, сфен, гранат, турмалин, корунд, эпидот, наиболее характерным является апатит, который иногда образует идиоморфные вкрапленники размером до 5 мм. Из рудных минералов (3-5%) отмечаются магнетит, гематит, ильменит, пирит. Вторичные минералы – серицит, хлорит и глинистые минералы по полевым шпатам.

Граносиениты ($\gamma\xi_2J_1m$), кварцевые сиениты и граносиенит-порфиры второй фазы имеют светло-розовато-серый цвет и характеризуются порфиоровыми и порфировидными структурами с мелко-среднезернистой гипидиоморфнозернистой основной массой. Минеральный состав пород второй фазы представлен кварцем (10,2-15,0%), калишпатом (50,9-63,5%), плагиоклазом (15,5-34,2%), биотитом (0,5-2,4%). Акцессорные и рудные минералы составляют соответственно 1,0% и 0,2%, их набор тот же, что и в породах первой фазы. Во вкрапленниках отмечаются анортоклаз, плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит. Содержание их варьирует в широких пределах. Вкрапленники анортоклаза, размером до 1-2 см, характеризуются

ромбовидными очертаниями и значительным количеством пойкилитовых включений плагиоклаза. Кварц во вкрапленниках, размером до 5-10 мм, имеет дипирамидальную форму и черный цвет, в основной массе образует мелкие ксеноморфные зерна. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом, реже во вкрапленниках встречается андезин и даже лабрадор.

По химическому составу (табл. 8) породы сиенитовых массивов устья р. Беспамятной относятся к средним магматическим породам умеренно-щелочного петрохимического ряда калиево-натриевого и калиевого типа щелочности с преобладанием K_2O над Na_2O ($Na_2O/K_2O=0,5-1,0$). Химический состав граносиенитов близок кислым породам умеренно-щелочного ряда. Коэффициент глиноземистости ($al^1=1,26-3,36$) указывает на принадлежность пород к группе высокоглиноземистых.

По сравнению с другими вышеописанными гранитоидными комплексами, сиенит-гранитовый отличается наиболее высокими содержаниями в породах Ва и Sr (табл. 3). Повышенные значения этих элементов считаются важнейшей геохимической особенностью латитовых магм. Граносиениты специализированы на Мо (5 кларков) [62]. С отдельными интрузиями комплекса (за пределами листа) связано молибденовое оруденение.

Учитывая главные особенности химического и минералогического состава интрузий - повышенную щелочность при значительной роли калия, высокие содержания в породах Ва и Sr и ассоциацию основного плагиоклаза с анортоклазом, пироксена с биотитом, сиенит-гранитовый комплекс может быть отнесен к гранитоидам латитового ряда, по Л.В. Таусону, или к монцонит-сиенитовой формации [24], интрузивные комплексы которой принадлежат к гипабиссальным и приповерхностным образованиям, формирующимся в условиях активизации областей завершённой складчатости.

Монцонит-граносиенитовые интрузии Северного Таймыра – самые молодые из магматических образований региона. На рассматриваемой площади они прорывают колемейцевские гранодиориты ранне-среднекаменноугольного возраста, а к югу от нее, в бассейнах р.р. Куропаточьей, Каменистой, Мамонта [31, 61], –

Химический состав магматитов моржовского комплекса (мас. %)

Таблица 8

№ п.п.	1	2	3	4	5	6
№ обр. ОКИСЛЫ	2012/2	2012/3	2007	2204/2	2202/5	2202/6
SiO ₂	54,10	56,27	64,51	53,44	66,97	67,62
TiO ₂	1,27	1,06	0,47	0,97	0,37	0,34
Al ₂ O ₃	15,47	15,97	15,37	15,77	14,73	15,78
Fe ₂ O ₃	1,77	1,94	2,20	3,85	1,50	1,49
FeO	6,40	4,78	1,88	3,66	1,53	1,83
MnO	0,14	0,11	0,06	0,11	0,02	0,05
MgO	4,08	3,43	1,77	3,98	3,07	1,38
CaO	6,90	5,69	3,00	6,75	2,03	2,42
Na ₂ O	3,76	3,46	4,18	3,52	4,02	3,63
K ₂ O	3,46	4,78	5,30	5,66	5,25	4,18
P ₂ O ₅	1,06	0,77	0,25	0,91	0,18	0,19
nnn	1,48	1,47	0,83	0,77	0,75	0,66
Σ	99,39	99,89	99,82	99,39	100,42	99,57

Примечание: 1, 2, 4 – монцониты; 3, 5, 6 – граносиениты. Местоположение: 1-3 – массив правобережья р. Беспамятная; 4-6 – тот же массив на смежном с юга листе (S-47-I, II)
Заимствовано из отчета А.Ф. Хапилина и др. [62].

позднепалеозойские гранитоиды, аналогичные книповическим. В пределах хребта Бырранга интрузии, сопоставимые с моржовскими, пересекают и метаморфизуют все стратифицированные образования и основные интрузии трапповой формации раннетриасового возраста [33]. Гальки сиенитов встречены в конгломератах поздней юры на р.Верхняя Таймыра [11]. Калий-аргоновые датировки [62] по биотиту из сиенитов моржовского комплекса массивов левобережья р. Беспмятная и верховьев руч. Длинного (лист S-47-I, II) дают радиологический возраст 178-188 млн. лет, близки определениям абсолютного возраста аналогичных пород сопредельных районов, не противоречат относительному возрасту, установленному по геологическим данным (T_3-J_1) и дают основание принять его как раннеюрский.

ТЕКТОНИКА

Таймырская складчатая система, согласно взглядам Ю.Е. Погребницкого [35], Н.С. Малича [8], рассматривается как тектонически активизированная в позднегерцинско-раннекиммерийскую эпоху периферическая часть древнего кратона. В тектоническом районировании Таймыра выделяются три мегаструктуры: Карская плита (молодая платформа), Сибирская палеоплатформа и зона их сочленения – пояс складчатых структур более мелких порядков, выделяющийся как Центрально-Таймырский аккреционный пояс [7, 23, 41]. Эти мегаструктуры разделяются крупнейшими разрывными нарушениями региона - Главным Таймырским и Пясино-Фаддеевским надвигами. Лист T-47-XXXI,XXXII,XXXIII, включающий побережье Таймырского залива, юго-восточную группу островов архипелага Норденшельда и прилегающую к ним акваторию, располагается в пределах юго-восточной окраины Карской плиты, и его территория полностью входит в Карскую структурно-формационную зону (=Ленивенско-Большевицскую [55], Мининско-Челюскинскую [11, 62, 63]). Эта зона сложена флишоидными отложениями – ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и пелитами, переработанными гранитизацией и зональным региональным метаморфизмом в течение позднепалеозойской коллизии Карской плиты с Палео-Сибирью, в резуль-

тате которой образовалась складчато-надвиговая структура Таймырской складчатой системы и завершилось формирование структурного плана всего Таймыра в его современном виде.

Карская плита в современном структурном плане представляет собой комплекс тектонических пластин разновозрастных образований с различным уровнем эрозионного среза, разделенных региональными надвигами, субпараллельными Главному Таймырскому надвигу, ограничивающему ее фас. Стратифицированные формации Карской структурно-формационной зоны, образующие флишоидный формационный комплекс, составляют протерозойский структурный этаж, разделяющийся на два структурных яруса: нижне-среднерифейский и верхнерифейско-нижневендский. Нижне-среднерифейский ярус представлен глинисто-песчано-углеродистой флишоидной формацией в составе воскресенской и стерлеговской толщ, объединенных в ленивенскую серию. Мощность яруса - более 2100 м. Верхнерифейско-нижневендский ярус представлен глинисто-песчано-граувакковой флишевой формацией в объеме мининской толщи. Мощность яруса – 500-550м.

Строение нижне-среднерифейского яруса находит отражение в поле силы тяжести. Области распространения отложений яруса соответствуют вытянутые в северо-восточном направлении площадные положительные аномалии с резким понижением интенсивности гравитационного поля на участках распространения гранитоидных массивов. Магнитное поле в пределах распространения отложений этого яруса носит спокойный характер с интенсивностью +50-150 нТл и линейной северо-восточной ориентировкой изодинам. Верхнерифейско-нижневендский ярус в физических полях данного листа карты не отражается из-за небольших размеров его структур.

Существование несогласия между выделенными структурными ярусами однозначно не установлено, оно обосновывается косвенными признаками: резким различием комплексов акритарх и резкой сменой состава обломочного материала, свидетельствующих о длительном перерыве в осадконакоплении [62], а также различием в степени метаморфизма. Флишоидные отложения нижнего яруса ин-

терпретируются как осадки континентального склона и его подножия. Основным поставщиком обломочного материала на первом этапе - при формировании осадков ленивской серии - являлось, по-видимому, кристаллическое основание Карской плиты. Вулканомиктовые, граувакковые флишевые отложения мининской толщи образовались в аналогичных условиях, но резкая смена состава обломочного материала (песчаники, преобладающие в ритмах мининской толщи, состоят в значительной мере из обломков вулканогенных пород, близких вулканитам борзовской и лаптевской свит, распространенных к югу (листы S-47-III, IV, S-47-V, VI) и к востоку (п-ов Челюскина), свидетельствует об изменении источника сноса, который на этом этапе осуществлялся, вероятно, из области развития островной дуги. Наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования глинисто-песчано-граувакковой формации верхнего яруса представляется обстановка окраинного бассейна. Интрузивные образования, которые могут быть достоверно отнесены к стадии тектонической перестройки в предпозднерифейское время, не установлены.

В центральной и северо-восточной части площади листа коренные породы протерозойского структурного этажа перекрыты чехлом рыхлых отложений, которые выполняют Оскарговскую депрессию и составляют мезозойско-кайнозойский структурный этаж, разделенный на два яруса. Нижнему ярусу соответствует юрско-нижнемеловой терригенно-угленосный структурно-формационный комплекс, представленный конгломератовой, углисто-глинисто-песчаной и песчаной угленосной континентальными формациями. Мощность яруса около 170 м. Верхнему ярусу отвечает неоген-четвертичный структурно-формационный комплекс, представленный континентальными и морскими валунно-песчано-алеврито-глинистой, валунно-галечной и торфяно-алеврито-песчаной формациями. Мощность яруса составляет до 130 м. Наличие региональной поверхности выравнивания (пенеплена) в подошве кайнозойских отложений фиксируется площадными и линейными корами химического выветривания мел-палеогенового возраста на сопредельных территориях [35, 55, 66]. Континентальные и морские образования мезозойско-кайнозойского структурного этажа фор-

мировались в платформенных условиях, но блоковые движения в регионе еще продолжаются, об этом свидетельствуют многочисленные перерывы и деформации в юрских, меловых и кайнозойских отложениях [30, 35, 41]. Накопление морских отложений позднего кайнозоя происходило также в режиме блоковых подвижек по долгоживущим разломам, обусловивших ингрессии моря в пределы опущенных блоков, что подтверждается данными сейсмоакустического профилирования на акватории Таймырского залива [63].

Разрывные нарушения

Особенность морфоструктурного плана района – его контроль ортогональной сетью разломов северо-восточного и северо-западного направлений, предопределяющий конфигурацию конкретных морфоструктур (блоков) и различную степень их активности на неотектоническом этапе. Другой отличительной чертой является унаследованность развития разломов от более древних тектонических этапов. Тектонические нарушения северо-западного простирания связываются большинством исследователей с дейтерогенезом в позднем палеозое-раннем мезозое [35, 66]. Некоторые авторы [56] считают, что заложение всей ортогональной сети разломов происходило в позднем протерозое (рифее), а в дальнейшем, в различные тектонически активные эпохи, движения по ним возобновлялись. Наиболее активными на неотектоническом этапе при этом являлись разломы северо-западного простирания, определяемые ими как сдвиговые структуры. Так или иначе, существование на севере Центрального Таймыра ортогональной сети разломов признается всеми исследователями.

Основой для выделения разломных зон на акватории и плохо обнаженной прибрежной суше послужили в основном результаты магнитной съемки, геологические и геоморфологические признаки. В зависимости от соотношения с общим северо-восточным структурным планом региона, выделяются продольные (согласные) разломы: Тыртовский, Вальтеровский, Оскаровский, Прибрежный и Оленьинский, а также поперечные (секущие) разломы: Красинский, Норденшельдский, Усть-Таймырский и Толлевский. Продольные разломы, вслед за А.А.

Межвилком, интерпретируются как надвиговые и сбросо-надвиговые структуры, а поперечные разломы относятся к сбросо-сдвиговым [56].

Тыртовский разлом выделен по аэромагнитным и геологическим данным. Он протягивается в северо-восточном направлении слегка выпуклой к юго-востоку дугой через пролив Матисена к южной оконечности о. Тыртов, огибая последний с юго-востока. К северо-западу от разлома находится область относительно пониженной интенсивности магнитного поля (100 нТл и ниже), в центральной (южнее о. Тыртов) части разлом фиксируется цепочкой положительных (до 200-250 нТл) магнитных аномалий. В геологическом плане он отделяет зону преимущественного развития мигматизированных кристаллических сланцев по породам ленивеновской серии от поля распространения гранитоидов еремеевского и бирулинского комплексов. Учитывая сглаженный характер границы магнитных полей, Тыртовский разлом интерпретируется как пологий взброс (надвиг).

Вальтеровский разлом (надвиг) выделен по геолого-геоморфологическим и аэромагнитным данным. Он протягивается в северо-восточном направлении вдоль северо-западного берега залива Вальтера через северную часть Таймырского залива и залива Толля и далее за пределы листа к о-вам Фирнлея. На восточном склоне плато Вальтера, к западу от рассматриваемой площади, разлом фиксируется серией мелких разрывных нарушений по контакту еремеевских и бирулинских гранитоидов и метаморфизованных флишоидных отложений ленивеновской серии, здесь он выделяется как Толлевский взбросо-надвиг [31]. Северо-восточнее, уже в пределах данного листа, Вальтеровский разлом четко выражен геоморфологически – крутым юго-восточным склоном группы южных островов архипелага Норденшельда. Далее к северо-востоку он прослеживается по линейной положительной магнитной аномалии. В западной части площади этот разлом разделяет область развития мигматизированных кристаллосланцев и гнейсов и слабометаморфизованные флишоидные отложения ленивеновской серии, являясь здесь юго-восточной границей распространения гранитоидов еремеевского и бирулинского комплексов.

Оскарковский разлом выделен по аэромагнитным и геологическим данным. Он протягивается в северо-восточном направлении от устья р. Коломейцева на юго-западе, вдоль северо-западного берега о. Расторгуева, через м. Оскара и далее на северо-восток за пределы листа до м. Могильного. На прибрежной суше этот разлом фиксируется серией тектонических нарушений, являющихся его оперяющими ответвлениями. Наиболее крупное из них прослежено на о. Расторгуева и на п-ове Штурманов (соседний к югу лист S-47-I,II) и имеет характер взброса с амплитудой вертикального смещения в несколько сотен метров [63]. В магнитном поле разлом подчеркивается линейной северо-восточной ориентировкой изодинам, сгущение которых на этом участке фиксирует сглаженный переход между областями с разной интенсивностью поля. Сейсмоакустическим профилированием Таймырского залива установлено [63] ступенеобразное блоковое строение коренного цоколя шельфа, контролирующее контур неотектонической депрессии, южным ограничением одного из таких блоков является Оскарковский разлом. Геологическим подтверждением существования Оскарковского разлома и его активности на протяжении длительного времени служит силл габброидов на северном побережье п-ова Штурманов и серия даек лампрофиров раннеюрского возраста на западном окончании о. Расторгуева, трассирующих этот разлом (лист S-47-I,II).

Прибрежный разлом фиксирует линейные очертания побережья Таймырского залива (п-ова Сланцевый, Инclinатор, Баклунда). К югу и юго-западу от рассматриваемой территории по нему заложен спрямленный участок русла р.Зееберга в приустьевой части. В магнитном поле разлом слабо отражен сгущением линейно ориентированных изодинам и изменением интенсивности положительного поля вкrest простирания структур. В направлении к северо-востоку (район берега бухты Гейдена и п-ова Остен-Сакена) эти косвенные признаки существования нарушения проявлены еще слабее, но на соседней к востоку площади (правобережье р. Ниж. Таймыра) на продолжении линии этого разлома, по данным бурения, установлена ступень на поверхности коренного цоколя, отражающая относительное смещение блоков.

Оленьинский разлом в пределах данного листа картируется по геологическим признакам от г. Книповича до г. Посадочная и выражен мощными (2-3 км) зонами трещиноватости и гидротермальных изменений (калишпатизация, грейзенизация) в гранитоидах книповического и коломейцевского комплексов. К югу от рассматриваемой площади он прослеживается на расстояние около 80 км и там интерпретируется как взброс с падением сместителя к северо-западу [62]. В магнитном поле данного листа карты это нарушение не выражено, так как находится в зоне интенсивной положительной аномалии, связанной с Книповическим гранитоидным массивом. Время заложения разлома относится не ранее, чем к раннеюрскому, учитывая срезание им сиенитового массива раннеюрского возраста [62].

Из секущих разломов северо-западного простирания наиболее значительным представляется Красинский, выделенный по аэромагнитным и геолого-геоморфологическим признакам. Он ограничивает с северо-востока цокольное поднятие островов Таймыр, Пилота Алексеева и Пилота Махоткина и трассируется на береговой суше вдоль северных склонов гор Гейдена и Посадочной к устью р. Ниж. Таймыра (за пределы листа). В магнитном поле центральной части площади он срезает изометричную слабоконтрастную положительную аномалию островов архипелага Норденшельда, изодинамы на этом участке приобретают северо-западную линейную ориентировку. Красинский разлом отделяет здесь поля развития гранитоидов и мигматизированных кристаллосланцев от слабометаморфизованных флишоидных отложений (о-ва Близнецы, Серп и Молот, Малый). В юго-восточной части листа, на побережье Таймырского залива, разлом также выражен резкой сменой знака магнитных полей. В рельефе он отражается здесь крутым уступом, отделяющим приморскую равнину от приподнятой платообразной возвышенности (г. Посадочная). Красинский разлом практически полностью совпадает с выделенным ранее А.А. Межвилком поперечным сдвиго-сбросом позднепротерозойского времени заложения, активизированным в позднепалеозойско-раннемезозойское и неогеновое время [56].

К юго-западу от Красинского разлома располагается ряд субпараллельных ему разрывных нарушений более мелкого порядка, образующих блоковое строе-

ние Норденшельдского выступа и пликативных структур прибрежной суши. В крайнем юго-западном углу площади листа по признакам, проявленным на сопредельных площадях, картируется фрагмент Норденшельдского разлома, оконтуривающего с юга и юго-запада цокольное поднятие архипелага Норденшельда и, по своей значимости, сопоставимого с Красинским разломом. Он отчетливо проявляется в изменении характера магнитного поля к югу и западу от рассматриваемой территории. В крайней юго-западной части данной площади и к западу от нее разлом отделяет поднятие острова Таймыр от приморской абразионной равнины плато Вальтера, им же объясняется линейная конфигурация юго-западной оконечности о. Расторгуева и северо-восточного берега п-ова Штурманов в горле залива Зееберга.

К северо-востоку от Красинского разлома по аэромагнитным и геоморфологическим признакам выделяются Устьтаймырский и Толлевский разломы. Первый из них прослеживается в юго-восточном направлении от центральной части о. Тыртов в устье р. Ниж. Таймыра, фрагмент второго, имеющего также северо-западное простирание, картируется в крайнем северо-восточном углу листа. Оба разлома проводятся по границе раздела магнитных полей близкой интенсивности, но с различной конфигурацией изодинам. Эти тектонические нарушения имеют сбросовый характер и выражены погребенными уступами в рельефе коренного цоколя шельфа, формируя ступенеобразное днище юрско-меловой депрессии.

Складчатые структуры

Структурный план складчатого основания шельфа юго-восточной части Карского моря и прибрежной суши согласуется с генеральным северо-восточным простиранием структур Северного Таймыра, хотя, в отличие от последних, он не столь ярко выражен. Это объясняется широким развитием гранитоидов, затухающих структурный план района, при, в целом, конформном ему положении самих массивов. На основе анализа складчатых структур прибрежной части и, в меньшей степени, островной суши и прослеживания их на акватории в структуре магнитных полей, выделен Мамонтовско-Устьтаймырский горст-антиклинорий,

Вальтеровский грабен-синклинорий и Норденшельдский выступ. Эти региональные структуры прослеживаются на сопредельных к югу и юго-западу территориях и выделяются в качестве протяженных антиклинорных и синклинорных зон, простирающихся в северо-восточном направлении и надвинутых одна на другую в направлении с северо-запада на юго-восток. Система этих структур образует широкую приосевую зону максимальной тектоно-магматической переработки допозднепалеозойских формаций Карского сводового поднятия или Карского мегаантиклинория (мегавала) [12].

Мамонтовско-Устьтаймырский горст-антиклинорий занимает юго-восточную, преимущественно береговую часть района, протягиваясь в северо-восточном направлении от о. Расторгуева до Таймырской губы и п-ова Оскара. К юго-западу от рассматриваемой площади эта структура выделена под названием Коломейцевско-Чукчинский вал [31], на северо-восточном простирании – Паландерский горст-антиклинорий [63]. Общая протяженность структуры, включая ее юго-западное и северо-восточное продолжение, составляет более 300 км при ширине 35-40 км. В пределах данного листа вскрывается приосевая часть антиклинория, фиксирующаяся выходами углеродистых сланцев воскресенской толщи в ядрах осложняющих его антиклиналей среди метапесчаников и метаалевролитов стерлеговской толщи. Его северо-западное крыло здесь срезано Оскаровским разломом. На юго-западном продолжении, за пределами рассматриваемой площади, пологое северо-западное крыло антиклинория, шириной 20-25 км, сложено слабо метаморфизованными, но интенсивно кливажированными и смятыми в мелкие складки породами мининской толщи. Юго-восточное крыло Мамонтовско-Устьтаймырского горст-антиклинория, к которому приурочены гранитные плутоны позднего палеозоя и малые интрузии сиенитов раннего мезозоя, срезается за пределами данного листа Главным Таймырским надвигом.

Характерной особенностью внутреннего строения антиклинория является наличие осложняющих его складок нескольких порядков при, в целом, пологом положении (первые градусы) зеркала складчатости, а также его блоковое строение. В пределах Мамонтовско-Устьтаймырского антиклинория выделяются структуры

2-го порядка (с юго-востока на северо-запад): Инклинаторская антиклиналь, Остен-Сакенская синклиналь, Прибрежная антиклиналь, Разломная синклиналь и Расторгуевская горст-антиклиналь.

Инклинаторская антиклиналь реконструирована по выходам пород мининской толщи на ее крыльях (северо-восточный берег залива Чернышева). В замке антиклинали вскрываются метаалевролиты стерлеговской толщи, ось имеет северо-восточное простирание, но периклинальные замыкания срезаны Книповическим и Оленьинским (за пределами листа) гранитоидными массивами. Ширина складки около 7 км, угол падения пород на ее крыльях 70-75°. Антиклиналь осложнена складками более высоких порядков с размахом крыльев до первых сотен метров и мелкой гофрировкой вблизи контактов с интрузивными массивами.

К северо-западу Инклинаторская антиклиналь сопряжена с Остен-Сакенской синклиналью, ядро которой, сложенное породами мининской толщи, закартировано на юго-западных берегах полуостровов Инклинатор и Баклунда. На юго-западном простирании этой структуры, за пределами данного листа, выходы мининской толщи в ее ядре прослеживаются цепочкой более чем на 30 км, подчеркивая ундуляцию ее шарнира и блоковые смещения по поперечным северо-западным сбросам. Северо-восточное центриклинальное замыкание складки фиксируется в районе мыса Остен-Сакена по встречному падению метаалевролитов стерлеговской толщи. Общая протяженность этой линейной складки северо-восточного простирания составляет около 80 км при ширине 10-14 км. Как и сопряженным с ней структурам, Остен-Сакенской синклинали свойственна гофрировка крыльев в наклонные, часто опрокинутые гребне- и килевидные складки двух-трех порядков с углами падения 60-85° и размахом крыльев от сотен метров до первых километров, зеркало складчатости при этом полого (1-3°) наклонено к центру структуры.

Прибрежная антиклиналь реконструирована по локальным выходам углеродистых сланцев воскресенской толщи в ее ядре на мысе Врангеля и к юго-западу от него – на берегу бухты Гейдена. Приосевая часть этой линейной антиклинали с полого погружающимся к юго-западу шарниром располагается в прибрежной час-

ти полуостровов Инclinатор, Баклунда и Сланцевый.. Протяженность складки около 50 км при размахе крыльев 3-5 км.

Разломная синклиналь картируется по выходам мининской свиты на обоих берегах пролива Расторгуева, заложенным, вероятно, по ее осевой поверхности. Ядро этой складки осложнено Прибрежным разломом. Центриклинальные замыкания, как и большая часть самой синклинали, скрыты водами прибрежных заливов. Ширина складки около 4 км.

На о-ве Расторгуева и за пределами листа – на северной оконечности п-ова Штурманов - обнажены фрагменты крупной антиклинальной складки – Расторгуевской горст-антиклинали, осложняющей северо-западное крыло Мамонтовско-Устьтаймырского горст-антиклинория. В ее ядре вскрывается верхняя половина разреза воскресенской толщи. Осевая поверхность этой антиклинальной структуры, так же как и у сопряженной с ней Разломной синклинали, сорвана продольным разломом северо-восточного простирания. Линейные изоклинальные складки более мелких порядков здесь осложнены поперечной складчатостью, образованной ундуляцией шарниров в юго-западном ($235-245^\circ$) направлении под углом $15-20^\circ$. Северо-западное крыло Расторгуевской горст-антиклинали срезано Оскаровским разломом.

Вальтеровский грабен-синклинорий протягивается в северо-восточном направлении от кутовой части залива Вальтера через мыс Оскара и далее за пределы листа - к островам Фирнлея. Ширина грабен-синклинория колеблется от 10-15 км в юго-западной части до 30-40 км – в северной при протяженности около 150 км. Структура имеет сложное блоковое строение и трудно поддается интерпретации, тем более что наблюдению доступно только ее юго-западное периклинальное замыкание, основная же часть скрыта водами Таймырского залива и чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Оскаровской юрско-меловой депрессии. На юго-востоке грабен-синклинорий сопрягается по Оскаровскому разлому с Мамонтовско-Устьтаймырским горст-антиклинорием, на северо-западе срезается серией ступенеобразных разломов: Вальтеровским, Тыртовским, а с запада отделяется от Норденшельдского выступа Красинским сбросом.

Морфология Вальтеровской структуры определяется по преимущественному развитию на ее периферии углеродистых сланцев воскресенской толщи (мыс Черный, мыс Лагерный), сменяющихся в центральной части метапесчаниками и метаалевролитами стерлеговской толщи, а в долине р.Коломейцева, на соседней с запада территории, - отложениями мининской толщи. На западном побережье залива Вальтера (мыс Черный) Ю.И. Захаровым [63] наблюдалась складчатость нескольких порядков. Породы ленивенской серии здесь интенсивно дислоцированы и собраны в сложную систему напряженных складок изоклиналильного типа, запрокинутых на северо-запад, осевые поверхности складок имеют крутое (70°) юго-восточное падение. Пликативные дислокации сопровождаются продольными, диагональными и поперечными разрывами. Выделяются две зоны влияния крупных разломов. Одна из них, мощностью 3,5-4 км, охватывает северо-западное побережье п-ова Штурманов и сопряжена с крупным Оскаровским разломом. Вторая зона, связанная с Вальтеровским разломом, прослежена на западном побережье залива Вальтера, где она представлена серией продольных разломов с различной вертикальной амплитудой и разной интенсивностью сопутствующих дислокаций. В зонах тектонических нарушений развиты дисгармоничные складки волочения, микроскладчатость и плейчатость, тонкий сланцевый кливаж смятия и структуры будинажа, являющиеся, по-видимому проявлениями поздних фаз тектогенеза.

Выделить более мелкие структуры в центральной и северо-восточной частях Вальтеровского грабен-синклинория не представляется возможным, о внутреннем строении его западного и северо-западного крыла можно судить только по выходам слабометаморфизованных отложений ленивенской серии на о-вах Малый, Серп и Молот и Близнецы, где породы смяты в узкие (до 150-200 м) запрокинутые на северо-запад складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев от $45-60^\circ$ до $85-90^\circ$, осложненные складками более мелких порядков.

Северо-запад площади листа представляет собой часть наиболее приподнятого блока - Норденшельдского выступа, фиксируемого выходами на дневную поверхность многочисленных массивов еремеевского и бирулинского гранитоидных

комплексов, между которыми “зажаты” метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации мигматизированные флишоидные отложения ленивенской серии и, возможно, в отдельных блоках – более древние породы раннепротерозойского гранито-гнейсового фундамента. Серией разломов на юго-востоке и востоке (Вальтеровский, Тыртовский, Красинский) он отделяется от Вальтеровского грабен-синклинория. Другие его границы находятся за пределами листа. В структуре региона Норденшельдский выступ располагается на северо-восточной периклинали Харитоновского вала [31] общей протяженностью более 400 км и шириной 75-80 км, который является главенствующей осевой структурой Карского мегаантиклинория (Карского сводового поднятия).

Внутренняя структура Норденшельдского выступа характеризуется блоковым строением, фиксируемым сетью разноориентированных разломов, разбивающих жесткий блок высокометаморфизованных и гранитизированных пород. В геофизических полях он выделяется в виде двух участков слабоотрицательного и нулевого гравитационного поля, соответствующих выходам аллохтонных бирулинских гранитоидов, и характеризуется слабо положительным (150-250 нТл) магнитным полем, объединяющим острова архипелага Норденшельда. Понижение магнитного поля до 50-100 нТл в северо-западной части листа интерпретируется как опущенный блок в сводовой части выступа с наиболее сохранившимися здесь фрагментами рифейского флишоидного комплекса.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции земной коры Северного Таймыра выделяется семь крупных этапов: раннепротерозойский, ранне-среднерифейский, позднерифейско-ранневендский, поздневендско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и неоген-четвертичный, объединяющиеся в три мегацикла: пермобильный, эоплатформенный и плитный [8]. Ввиду отсутствия на рассматриваемой территории отложений большей части разреза, от верхнего венда до триаса включительно, история геологического развития района

может быть восстановлена только в общем виде с привлечением данных со смежных площадей.

На раннепротерозойском этапе земная кора региона претерпела протогео-синклинальный (пермобильный) режим развития и вошла в состав Северо-Азиатского материка. В конце этапа произошел раскол этого древнего кратона с обособлением Сибирской и Карской континентальных плит, разделенных подвижной зоной деструкции. Она, скорее всего, представляла собой рифтогенный прогиб, заложенный по структурным швам, разделяющим геоблоки архейского фундамента [8]. В рифтогенном желобе межконтинентального бассейна, в обстановке интенсивного прогибания, происходило излияние лав толеитовых базальтов модинской толщи. Совместно с габброидами верхнемалиновского и плагиограниями малиновского интрузивных комплексов они относятся к офиолитовой ассоциации Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны и вскрыты вблизи восточной рамки листа за пределами данной территории.

Ранне-среднерифейский этап, с которого может быть начата реконструкция геодинамических обстановок и режима осадконакопления на данной территории, характеризовался формированием осадочной оболочки в условиях подвижной платформы. В Карской структурно-формационной зоне на ранне-среднерифейском этапе происходило накопление глинисто-песчано-углеродистой флишоидной формации в составе воскресенской и стерлеговской толщ. Ритмичное строение разреза флишоидных толщ, разнообразные косослоистые текстуры, следы местных размывов и оползаний свидетельствуют о том, что они осаждались в условиях высокодинамичной среды в обстановке континентального склона и его подножия. Существенно полевошпатово-кварцевый состав обломочной части осадков свидетельствует о размыве сиалического фундамента, сложенного глубоко метаморфизованными породами основания Карской плиты. Таким образом, флишоидные толщи Карской структурно-формационной зоны представляют краевую часть плитного чехла над раннепротерозойским Северо-Карским массивом.

Конец ранне-среднерифейского этапа ознаменовался крупным событием в геологической истории региона. Им явилось столкновение островной дуги, обра-

зованной вулканитами модинской и борзовской толщ (вскрыты на соседних с юга и востока площадях) над шовной зоной, унаследованной в процессе субдукции Карской и Сибирской плит Главным Таймырским надвигом, с блоками континентальных масс, которые были представлены Шренк-Фаддеевским передовым выступом Сибирской плиты [7]. Коллизионный процесс сопровождался заложением Мамонтовско-Модинского и Дорожнинского разломов, внедрением гранитоидных интрузий нансеновского комплекса (на соседнем с востока листе), зональным метаморфизмом и поднятием территории, особенно контрастно проявившимся в Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоне (за пределами данного листа). В результате образовался Центральнo-Таймырский аккреционный пояс, состоящий из выведенных на поверхность складчатых структур островной дуги и блоков архейского фундамента

Рудоносность стратифицированных толщ этапа в Карской зоне определяется проявлениями золото-сульфидной черносланцевой рудной формации в углеродистых сланцах воскресенской толщи.

На следующем позднерифейско-ранневендском этапе в Карской формационной зоне продолжалось осадконакопление флишоидного типа, но, судя по некоторому различию ритмов и заметной примеси вулканомиктового материала, оно происходило уже в бассейне меньших размеров и глубин, где и шло накопление вулканомиктовых граувакковых флишоидных отложений мининской толщи. При этом складчатый аккреционный пояс, сложенный в значительной мере вулканогенными породами, играл все более существенную роль в поставке обломочного материала. В конце этапа в результате продолжающейся субдукции произошло общее воздымание территории, и вплоть до второй половины ранней юры территория листа развивалась в континентальном режиме.

Стратифицированные толщи позднерифейско-ранневендского этапа на рассматриваемой площади не несут признаков рудоносности.

Реконструкция геодинамических обстановок поздневендско-раннекаменноугольного и среднекаменноугольно-триасового этапов затруднена из-за отсутствия осадочных образований. В качестве индикатора тектонической

эволюции коры рассматриваемого района могут быть использованы особенности развития интрузивного магматизма, широко представленного здесь гранитоидами еремеевского, бирулинского, коломейцевского, книповичевского и моржовского комплексов.

Параавтохтонные еремеевские и аллохтонные бирулинские гранитоиды объединены распространением в породах ленивенской серии, регионально метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и более высоких фациях, вплоть до ультраметаморфитов. Они слагают Норденшельдский выступ, тяготея к ограничивающему его с юга Вальтеровскому надвигу. Пояс крупных батолитоподобных плутонов гранодиоритов коломейцевского комплекса прослеживается вдоль южного фаса Карской плиты и территориально приурочен к Главному Таймырскому надвигу и оперяющим его разломам. Эти интрузивы (еремеевские, бирулинские, коломейцевские) представляют собой типично коровые образования, формировавшиеся в условиях тектонического утолщения коры и регионального метаморфизма [7]. Они распространены на южной периферии Карской плиты и отсутствуют в пределах Таймырского сегмента Сибирской палеоплатформы. Имеющиеся радиогенные датировки [7, 62] и геологические взаимоотношения говорят о близости возраста этих гранитоидов. Различия в их составе объясняются определяющим влиянием корового субстрата [28] и вовлечением в зону анатектического гранитообразования блоков базитов рифейского аккреционного пояса при образовании палингенных плутонов гранодиоритов коломейцевского комплекса. Вероятно, именно временной интервал становления этих массивов, соответствующий ранне-среднекаменноугольному времени, фиксирует начало коллизии Карской плиты и Сибирской платформы. Имеющиеся Sm-Nd и U-Pb датировки синметаморфических гранитоидов и вмещающих их метаморфитов (306 ± 2 млн.лет) [7] подтверждают данное предположение. Расчешуивание и сучивание южного фаса Карской плиты с выводом на дневную поверхность автохтонных и параавтохтонных гранитов в северной чешуе и Коломейцевского батолита - в южной, а также заложение крупных взбросо-надвигов, определяющих современный структурный план северной части Таймыро-Североземельской складчатой области, происходило по-

сле формирования крупных гранодиоритовых плутонов колемейцевского комплекса и, вероятно, синхронно с внедрением интрузий книповичевского комплекса субщелочных гранитов.

Таким образом, среднекаменноугольно-триасовый этап в геологической истории региона – это время коренной перестройки всего структурно-тектонического плана территории. В результате коллизии в пределах Карской плиты произошла глубинная тектоно-термальная переработка с образованием гранитно-гнейсово-сланцевых комплексов и “выжиманием” в осевых зонах поднятий гранито-гнейсовой инфраструктуры, созданной в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [35]. Сформировалась Таймырская складчатая система линейных дислокаций, при этом общий подъем территории, наряду с интенсивным складкообразованием, сопровождался заложением новых (Прибрежного, Оскаровского, Вальтеровского, Тыртовского) и подновлением старых разрывных нарушений, расположенных к югу и востоку от рассматриваемой площади, в том числе зоны Главного Таймырского надвига.

В конце среднекаменноугольно-триасового этапа, на рубеже триасового и юрского периодов, вероятно, проявилась последняя фаза тектоно-магматической активизации платформы, сопровождавшаяся заложением сбросов северо-западного простирания, очередным подновлением северо-восточных разломов, сводово-глыбовыми движениями и внедрением малых интрузий монцонит-сиенитового состава. Штоки монцонит-сиенитовой формации (моржовский комплекс) образуют секущие по отношению к границе Карской плиты и Сибирской платформы пространственные ряды и ареалы, что свидетельствует о завершившемся к моменту внедрения этих интрузий тектоническом сочленении упомянутых структур. Внедрение малых интрузий моржовского комплекса, завершивших активную магматическую деятельность на Таймыре, происходило в постколлизивной внутриконтинентальной обстановке. Орогенный режим этого времени подтверждается поздне триасовыми-раннеюрскими корами выветривания на сопредельных площадях и грубообломочными породами раннеюрской кунарской сви-

ты, которые выполняют днища наложенных впадин, заложившихся в результате сводово-глыбовых движений этой фазы [55].

Среднекаменноугольно-триасовый этап, в связи с интенсивным проявлением интрузивного магматизма, является вторым по продуктивности в отношении полезных ископаемых после ранне-среднерифейского этапа. Пегматиты еремеевского и бирулинского гранитовых комплексов несут мусковитовую и редкометально-мусковитовую минерализацию, интрузии субщелочно-гранитового книповического комплекса сопровождаются проявлениями медно-вольфрам-молибден-порфировой, молибденит-кварцевой и скарновой формаций. С отдельными массивами граносиенитов моржовского комплекса ассоциируется молибденовая минерализация, относящаяся к молибденит-кварцевой формации. Флишоидные толщи Карской формационной зоны в результате зонального регионального метаморфизма, проявившегося на рассматриваемом этапе, также приобрели металлогеническую специализацию: метапесчаники и метаалевролиты стерлеговской толщи, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации, характеризуются проявлениями формации титансодержащих ильменитовых сланцев, углеродистые сланцы воскресенской толщи, контролируемые зоной зеленосланцевой фации, содержат проявления золото-сульфидно-кварцевой формации.

Юрско-меловой этап характеризуется сменой режима тектонической активизации режимом молодой платформы, но тектонические движения в регионе еще продолжают. Об этом свидетельствуют многочисленные перерывы и деформации в юрских и раннемеловых отложениях [30, 35, 41]. В середине ранней юры, за счет активизации ранее сформированных тектонических структур, произошло заложение и обособление Оскарской впадины, которая на последующих этапах развития испытывала преимущественно нисходящие движения. В раннеюрское время в ее пределах шло накопление грубообломочных аллювиальных осадков (кунарская свита). В конце раннеюрского и в среднеюрское время в континентальных условиях формировались терригенные слабо угленосные осадки унгинской свиты. В последующее, позднеюрско-меловое, время, после перерыва в осадконакоплении, территория впадины представляла собой озерно-болотную

равнину с теплым гумидным климатом, в пределах которой шло накопление слабоугленосных осадков малиновской, угленосных осадков шренковской и слабоугленосных отложений траутфеттерской свит. Очередное понижение базиса эрозии во второй половине позднего мела привело к преобладанию эрозионных процессов над аккумулятивными, и в палеогеновое время площадь рассматриваемого листа представляла собой континентальную равнину, на которой формировались коры химического выветривания [55].

Основное металлогеническое значение юрско-мелового этапа определяется формацией погребенных россыпей золота (кунарская свита) и бурогольной формацией (шренковская и траутфеттерская свиты).

История развития района на кайнозойском этапе связана с историей развития рельефа и описана в главе “Геоморфология”. На этом этапе идет формирование современных россыпей золота разного генезиса, а также прибрежно-морских титаноносных россыпей ильменита и хемогенно-осадочных образований формации современных железо-марганцевых конкреций.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическое строение территории определяется ее расположением в прибрежной части Карского моря, где более 70% площади принадлежит акватории Таймырского залива, Таймырской губы, проливов Матисена и Ленина. Площадь материковой суши и островов архипелага Норденшельда представляет собой ступенчатую абразионно-аккумулятивную морскую равнину на абсолютных отметках до 80 м, осложненную небольшими изометричными денудационными возвышенностями высотой до 200 м, а также поверхностями и формами рельефа эрозионного, озерного и болотного, аллювиально-морского, ледникового генезиса. В рельефе морского дна выделяются участки как абразионно-аккумулятивной, так и абразионной морской равнины, располагающейся в зоне верхней сублиторали континентального шельфа Карского моря.

На средне-позднеплейстоценовом этапе территория формировалась попеременно как в субаэральных, так и в субаквальных условиях, что предопределило сходство в морфологии как рельефа суши, так и морского дна. Распределение же участков возвышенной суши и впадин на акватории определяется в целом контурами крупных тектонических блоков, испытавших на неотектоническом этапе тенденции либо к воздыманию, либо к опусканию. Согласно неотектоническому районированию, проведенному А.Ф. Хапилиным [63] на основе изучения плана разрывной тектоники, анализа рельефа коренного цоколя (по данным сейсмоакустического профилирования), изопахит покровного мезо-кайнозойского комплекса, геолого-литологических разрезов по буровым профилям, полноты и степени редуцированности стратиграфического разреза для различных участков площади, территория листа распадается на 4 крупных неотектонических блока (морфоструктуры): Усть-Таймырское поднятие (1), Норденшельдский выступ (2), Вальтеровскую межблоковую депрессию (3) и Толлевский прогиб (4).

Первые две морфоструктуры (МФС) на неотектоническом этапе испытывали преимущественно восходящие движения с амплитудой в первые десятки – первые сотни метров. Границами этих МФС служат весьма крупные тектонические нарушения как северо-восточного, так и северо-западного простирания, имеющие, по-видимому, древнее заложение, но подновляющиеся на новейшем этапе. В современном рельефе ограничения этих МФС выражены в весьма крутых склонах, как правило, на границе «суша-море». Описываемые МФС распадаются на более мелкие блоки, испытавшие на определенных этапах развития движения переменного знака, что выразилось в современном ячеистом рисунке архипелага и прибрежной суши, возникновении многочисленных островов, проливов, заливов. Некоторые из блоков сейчас погружены ниже уровня моря (на месте проливов Матисена и Ленина), и их характеристика будет дана ниже. В современном рельефе Усть-Таймырская МФС представлена ступенчатой абразионно-аккумулятивной, а Норденшельдовская – преимущественно абразионной равниной с комплексами прибрежных террас голоценового (на абсолютных отметках 0-10 м), каргинского (10-50 м), казанцевского (50-140 м), среднеплейстоценового (140-200 м) воз-

раста. Столь высокое положение палеобереговых линий предопределено не в последнюю очередь и гляциоизостатическими движениями в среднем-позднем неоплейстоцене. В подавляющем случае площадки террас плоские, пологонаклонные к морю и покрыты элювиально делювиальными и солифлюкционными образованиями с пятнами элювиальных развалов, состоящих из глыб, щебня и дресвы скальных пород. На плоских субгоризонтальных площадках террас располагаются озерные и болотные котловины, как правило, заросшие и заболоченные. Террасированная морская равнина осложнена небольшими изометричными денудационными возвышенностями, вершинные поверхности которых представляют собой реликты абразионных площадок казанцевской и средненеоплейстоценовой террас. Эти площадки обрамлены пологими и средней крутизны денудационными склонами, покрытыми маломощным плащом десерпционных и делювиально-солифлюкционных образований. Гораздо реже возвышенности отделены от морской равнины (горы Гейдена и Посадочная) крутым денудационным уступом, в приведенном случае тектонически предопределенным. У подножия уступа формируется пролювиальный шлейф шириной от 0,5 до 1,8 км. Береговая линия материковой суши и островов на большей своей протяженности ограничена скальными абразионными уступами (клифами) высотой от 3 до 10 м, законсервированными многолетними снежниками. Реже встречаются косы, бары, отделяющие от моря небольшие лагуны. Реже береговые валы отмечаются вблизи тылового шва каргинской морской террасы. Возраст террасовых поверхностей определяется наличием на них прерывистого чехла корелятных отложений и по аналогии с прилегающими территориями.

Террасированная поверхность Усть-Таймырской МФС осложнена немногочисленными речными долинами (Грязная, Гусиная, Ленивый), которые неглубоко (на 5-10 м) врезаются в рыхлые осадки террасовых уровней и гораздо реже - в скальные породы (руч. Малый). Поперечный профиль долин полого корытообразный, а ширина пойменно-русловой части долин не превышает первых десятков метров. В устьях эти реки формируют небольшие дельты (в основном дельты заполнения), у отдельных водотоков дельты прослеживаются на 1-2 км вглубь аква-

тории бухт. На островах архипелага речные долины практически отсутствуют, а эрозионную деятельность осуществляют короткие по протяженности и слабо врезаемые временные водотоки, возрождающиеся только в период снеготаяния.

В юго-восточной части листа на морскую абразионно-аккумулятивную террасу казанцевского возраста наложены поверхности и формы ледникового происхождения. Они представлены холмистой моренной равниной с хаотично расположенными на ней камовыми холмами и озовыми грядами, а по периферии – зандровыми полями. Моренная равнина развита в пределах абсолютных отметок 40-180 м и пространственно располагается на южном склоне горы Посадочная. Она пологоволнистая, поверхность ее изобилует мелкими западинами, термокарстовыми озерами и озерцами. Фототон этой поверхности характерный серый и реже темно-серый пятнистый мелкокрапчатый за счет множества микроозер. Сложена она основной (главным образом донной) мореной различной, как правило небольшой, мощности (не более 10-15 м). Морена состоит из суглинков, глин, глинистых песков с глыбами, щебнем, дресвой, валунами, гальками и гравием. В морене заключены крупные реликтовые тела глетчерных льдов мощностью до 24 м, что прекрасно иллюстрируется разрезом скв. 16, пробуренной между истоками р. Грязная и вершиной г. Посадочная (см. главу «Стратиграфия»). На поверхности морены располагаются линейно вытянутые в субмеридиональном направлении озовые гряды., состоящие из слившихся между собой пологих и реже островершинных холмов. Их протяженность колеблется от 2 до 8 км, ширина – от 200 до 600 м. Озы ниспадают вниз по склону от абсолютных отметок 180- 200 м до 80 м в южном направлении. Ограничение озовых гряд 80-метровой горизонталью здесь, как и на других участках территории, позволяет предполагать развитие оледенения в пору достаточно высокого стояния уровня моря и разгрузку флювиогляциального обломочного материала непосредственно в морской бассейн. Этой же высотой ограничено распространение зандрового шлейфа в верховьях ручья Ленивый, поверхность его плоская пологонаклонная мелкобугристая. В бассейне ручья Овражный и истоках р. Грязная отмечаются мелкие, хаотично расположенные камовые холмы и группы холмов высотой от первых метров до 10-15 м. Ка-

мовые образования из слившихся между собой холмов имеют размеры до 1-2 км в поперечнике. Форма их, как правило, конусовидная либо асимметричная, в группах холмов они часто насажены один на другой. Камы сложены плохо сортированным разноокатанным гравийно-галечно-валунным материалом со щебнем, дресвой и глыбами.

Вальтеровская депрессия и Толлевский прогиб представляют собой, по сути, единую МФС, в настоящее время покрытую водами Карского моря и Таймырского залива. Преобладающие абсолютные отметки в ее пределах составляют от -5 до -40 м в восточной и северо-восточной части листа до 50-80 м - в центральной и западной частях. Соответственно отличается и морфология поверхности подводной морской равнины. Восточная ее часть представлена предельно плоской и ровной подводной абразионно-аккумулятивной террасой на абсолютных отметках от 0 до -5 м голоценового возраста и от -5 до -40 м – поздненеоплейстоценового-голоценового возраста. На подводном продолжении п-ова Оскара, по данным бурения и донного опробования, зафиксирован участок абразионной голоценовой морской террасы, выработанный в микритах плиоцена-среднего неоплейстоцена. Морская терраса на отметках -5 -40 м имеет как абразионный, так и аккумулятивный характер, и мощность слагающих ее отложений весьма изменчива. Если в районе скважин 4, 12 и 13 она составляет соответственно 4, 10 и 12 м, то в скв. 8 и 11 мощность поздненеоплейстоценовых-голоценовых осадков увеличивается соответственно до 30 и 56 м. Поверхность описываемой террасы осложнена мало-мощным чехлом более грубозернистых, чем окружающие, осадков (песков, включающих гравий и гальки), образующих полосу шириной до 7-8 км при протяженности более 35 км. Эта полоса интерпретируется предположительно как палеодельта р. Ниж. Таймыра, сформированная во время понижения базиса эрозии в позднем неоплейстоцене. Центральная и западная части террасы представляют собой желобообразную депрессию, выработанную в плиоцен-среднеоплейстоценовых плотных глинистых осадках. Преобладающие абсолютные отметки днища желоба -60 -80 м, на большей части оно ровное и плоское, однако на отдельных участках (в проливах Матисена и Ленина, вблизи гра-

ниц морфоструктур) встречаются отпрепарированные морской абразией скальные останцы и гряды высотой от 10 до 30-40 м и протяженностью в первые километры. Иногда вершины этих останцов и гряд возвышаются над поверхностью моря в виде мелких скалистых островков. По данным сейсмоакустического профилирования, проведенного через 4 км [63], на дне желоба в период осушения шельфа сформировалась мощная и разветвленная речная система, уходящая на север за пределы листа. Видимо, по этой реке (вероятно, как в муруктинское, так и в сартанское время) происходил сброс талых ледниковых вод как с юго-запада, из бассейна р. Коломейцева через залив Вальтера, так и с юго-востока, по долине пр. Нижней Таймыры. Ширина образованной долины меняется от первых сотен метров до 2-х км, глубина вреза - от 5-10 м до первых десятков метров. На отдельных участках (юго-восточнее о. Малый) долина прорезает на всю мощность плиоцен-среднеплейстоценовые осадки и частично – скальные породы, образуя при этом каньоны глубиной до 50-60 м.

История формирования рельефа территории в кайнозойе восстанавливается на основании стратиграфических и геоморфологических данных с привлечением сведений по сопредельным площадям. Существенную роль играют материалы, полученные при бурении картировочных скважин на суше и акватории.

К концу мелового и в первой трети (?) палеогенового времени территория представляла собой плоскую либо полого всхолмленную заболоченную озерно-аллювиальную равнину, на окружающих возвышенностях активно протекали процессы химического выветривания. О событиях в палеогене и миоцене можно судить лишь предположительно по осадкам на сопредельных территориях. Так, реликты аллювиальных отложений (каменский горизонт), известные на п-ве Челюскина и в бассейне р. Шренк [60] и датируемые палеогеном, свидетельствуют об активизации тектонических движений и усилении эрозионных процессов. В эоцене, вероятно, имели место континентальные условия осадконакопления: в корях выветривания по породам ленивенской серии на п-ове Челюскина содержатся споры и пыльца раннего-среднего эоцена [55]. В олигоцене территория заливалась морем - остатки морских диатомей этого времени в переотложенном состоянии

повсеместно обнаруживаются в более молодых осадках [55]. В раннем (?) миоцене также имела место трансгрессия мелководного морского бассейна – галечно-песчаные осадки миоцена выявлены вблизи устья р. Мамонта [62] и, предположительно, на соседнем с востока листе. В позднем миоцене – раннем плиоцене благодаря активным тектоническим движениям осадки предшествующих этапов были размыты и сохранились лишь в понижениях палеорельефа.

В плиоцене (вероятно, поздней его части) установился морской режим осадконакопления, который сохранялся и в эоплейстоцене. Отложения этого этапа (нижняя часть разреза нерасчлененной плиоцен-среднеэоплейстоценовой толщи) с четкими, резкими контактами залегают на различных горизонтах юрских, меловых, миоценовых пород, заполняя все неровности древнего рельефа. Они представлены своеобразными песчано-алеврито-глинистыми породами (микритами), в различной степени насыщенными валунами, гальками, гравием пестрого петрографического состава, реже в разрезах вскрывается валунно-галечно-песчаный материал. В пользу морского генезиса этой части разреза свидетельствует ее повсеместное площадное (на сотни километров) распространение, наличие раковин моллюсков, остракод, фораминифер. Последние указывают на образование осадков в холодноводном арктическом бассейне, испытывавшем опреснение и регрессию, предположительно, на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена.

В раннем неоплейстоцене территория подвергалась оледенению. Остатки погребенных глетчерных льдов отмечены в разрезах девяти скважин восточнее границы листа. Льды залегают на «микритовой» пачке, их мощность колеблется от 3 до 46 м. В начале среднего неоплейстоцена произошла трансгрессия моря (тобольское время) - морские глинисто-алевритовые осадки с обским (туруханским) комплексом фораминифер образуют нижнюю часть разреза второй пачки нерасчлененных плиоцен-среднеэоплейстоценовых образований. Осадки самаровского оледенения в разрезах достоверно не определены. Отложения второй среднеэоплейстоценовой трансгрессии (ширтинской) более широко представлены как в разрезах скважин, так и в естественных выходах на дневной поверхности, хотя палеонтологическая характеристика их на площади листа крайне скудна. Восточ-

нее границы листа в скважине, пробуренной ГПП ЦАГРЭ в 1996 г. в бассейне р. Ленинградская, из пелитовых алевроитов выявлен «санчуговский» комплекс фораминифер, характеризующий достаточно глубоководный и холодноводный морской бассейн. В конце среднего неоплейстоцена (тазовское время) произошла регрессия моря и, вероятно, наступление оледенения [33], хотя осадки этого события на площади неизвестны.

Начало позднего неоплейстоцена ознаменовалось обширной трансгрессией морского бассейна (казанцевское время). Она охватила более половины площади Северного Таймыра, суша (за пределами границ листа) представляла собой низменный архипелаг крупных островов. Море наступало постепенно, со стороны современного шельфа, поэтому в основании разрезов казанцевского горизонта повсеместно присутствует пласт базальных грубообломочных пород как морского (в Таймырской губе), так и аллювиального генезиса (в долинах, пересекающих водораздельные возвышенности южнее площади листа). В разрезах скважин на акватории и прибрежной части суши видна постепенная смена (снизу вверх) песчано-галечных осадков более глубоководными алевро-пелитовыми (трансгрессивная стадия). Древние береговые линии максимума казанцевской трансгрессии (абс. отметки 100-110 и 130-140 м) отмечаются южнее площади работ. Прибрежные фации казанцевских отложений отмечены лишь в юго-восточном углу исследуемой площади на южном склоне г. Гейдена, они располагаются на абсолютных отметках 70-90 м и знаменуют регрессивную стадию развития бассейна. Параллельно с понижением уровня моря благодаря прохладному и влажному климату на возвышенных участках суши происходило накопление фирновых полей, а затем и формирование оледенения (муруктинское время). Хронология описываемых событий стала возможной благодаря полученным в последние годы датировкам ЭПР-методом из морских осадков [5, 42]. Анализ материалов российско-шведской экспедиции «Таймыр-98», датировки и геоморфологические соотношения показывают, что в интервале 90-70 тыс. л. н. уровень казанцевского бассейна был еще достаточно высок (60-80 м выше современного), и ледники, возникшие на возвышенностях, разгружали моренный материал в море (следует еще раз подчеркнуть ,

что положение береговых линий на указанных отметках, скорее всего, связано с последующими восходящими гляциоизостатическими движениями). В интервале 70-50 тыс.л.назад море регрессировало (не менее чем на 50 м ниже современного уровня), и оледенение охватило, по-видимому, всю исследуемую площадь. Краевые формы муруктинского ледника расположены южнее и юго-восточнее характеризуемой площади, а на территории листа имеются лишь ограниченные участки развития основной морены, залегающей на казанцевских морских осадках. В скважине 16 в истоках р. Грязная выявлен реликтовый глетчерный лед мощностью до 24 м. Распад муруктинского ледника привел к увеличению массы талой воды, активизации эрозионной деятельности водотоков и интенсивному размыву накопленных ранее осадков. К этому же этапу, видимо, следует отнести и формирование переуглубленного тальвега р. Нижняя Таймыра (20-40 м ниже современного уровня моря), так же как и заложение крупной речной долины в днище желоба на месте теперешних заливов и проливов.

Каргинская трансгрессия наступала с севера, со стороны шельфа, и достигла современной суши 45-50 тыс. л. н. При этом на определенном этапе в низовьях р. Ниж. Таймыра (восточнее рамки листа) формировались дельтовые осадки (косо-слоистые гравийно-галечно-песчаные серии), сменяющиеся вверх по разрезу морскими фациями. Древние береговые линии каргинского бассейна отмечаются на территории на абсолютных отметках 45-50 м и подчеркиваются абразионными уступами и береговыми валами. В максимальную фазу трансгрессии море проникло вглубь суши по долинам крупных рек (Ниж. Таймыра, Ленинградская) на расстояние до 80-100 км. По данным анализа фораминифер, найденных в скважине в бассейне р. Ленинградская (восточнее площади работ), каргинский бассейн был холодноводным, мелководным, с пониженной соленостью. В конце каргинского времени произошла регрессия моря. Время начала этого события определяется неоднозначно. С одной стороны, по данным Д.Ю. Большиянова и В.М. Макеева [4], на архипелаге Северная Земля времени 34-32 тыс.л.н. соответствует максимум трансгрессии. С другой стороны, на акватории залива Толля с глубины 30 м ниже уровня моря в донной станции поднят торф, возраст которого по C^{14}

составил 31870 ± 160 л.н. [63]. Вопрос требует дальнейшего изучения с применением геохронологических методов.

Сартанское время, ознаменовалось глубокой регрессией Арктического бассейна до абсолютных отметок $-100-120$ м [4] и возникновением оледенения. Вопрос же о его масштабах является остро дискуссионным – от предположения об образовании Панарктического ледникового щита мощностью несколько км, перекрывающего Карский шельф, Северную Землю, полуостров Таймыр и часть Западно-Сибирской низменности [1], до практически полного отрицания такого щита, допуская лишь наличие на возвышенностях небольших ледниковых «шапок» типа североземельских, но даже уступающих им в размерах [4, 54]. В последние годы появились новые данные, опровергающие глобальные масштабы сартанского ледника в горах Бырранга: практически непрерывное озерное и озерно-аллювиальное осадконакопление в западной части оз. Таймыр (мыс Саблера) и во внутригорной котловине озера Левинсон-Лессинга во временном интервале 40-10 тыс. лет назад [32, 42], а также новые «сартанские» датировки (15-17 тыс. лет назад) из озерных и аллювиальных осадков с тех участков суши, где заведомо должен был располагаться ледник (оз. Энгельгардт, р. Чукча). И, наконец, восточнее характеризуемой площади, в заливе Толля, с глубины 24 м поднята грунтовая колонка алевроитов с прослоями торфа, накопленного 16-18 тыс. л. назад. Последний факт заставляет усомниться и в распространении какого-либо ледника в пределах современного шельфа. Таким образом, вся совокупность информации по примыкающим к данной территории площадям позволяет нам отрицать наличие Панарктического сартанского ледника как на шельфе, так и на материковой суше. Если сартанские ледники и были, то в виде небольших куполов на вершинах водораздельных возвышенностей, и их размеры не превышали современных североземельских ледников. По-видимому, в этот период на низменных участках суши и осушенном шельфе протекали процессы интенсивной эрозии и склоновой денудации. Максимум оледенения на Северной Земле, по данным Д.Ю. Большинова [4], наступил 13-15 тыс. лет назад, хотя его размеры не намного превышали современные, после чего произошла быстрая его деградация и повышение уровня

Мирового океана, но к началу голоцена и в первой его половине уровень моря еще не достиг современного. В пользу этого утверждения говорит находка мощного торфяника в разрезе 5,5-метровой террасы вблизи мыса Оскара. Радиоуглеродные даты по торфу охватывают временной интервал от 10,1 до 6,5 тыс. л. н. [44]. Тем не менее, уровень моря, видимо, был уже близок к современному, что вызвало подтопление устьев современных рек и формирование дельт заполнения и пойменных пространств. Эпизодические повышения уровня моря приводили к образованию фрагментов голоценовой аккумулятивной террасы. На поверхностях более высоких морских террас шло формирование озерных и болотных отложений.

Современные процессы рельефообразования в короткие летние периоды (2-2,5 месяца) сводятся к абразии на морском побережье, вытаиванию погребенных льдов и (в аномально теплые годы) интенсивной солифлюкции на склонах, сложенных глинисто алевритовыми породами и не закрепленных растительным покровом.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В результате проведения геологосъемочных, поисковых и тематических работ (по состоянию на 1. 01 2000 г.) на площади листа Т-47-XXXI,XXXII,XXXIII установлено проявление бурых углей в скважинах морского бурения, россыпепроявление ильменита и циркона, золотосодержащее кварцево-жильное проявление, а также пункты минерализации сульфидно-кварцевого и пегматитового типа, характеризующиеся повышенными концентрациями золота, меди, никеля, мусковита и берилла. Кроме того, отмечены слабоконтрастные вторичные ореолы рассеяния и точечные геохимические аномалии молибдена и олова, а также повышенные содержания в отдельных шлиховых пробах шеелита, ильменита, рутила и монацита. Донным опробованием шельфа при региональных геолого-геофизических работах [63] установлено распространение железо-марганцевых конкреций в современных донных осадках Таймырского залива.

Из выявленных проявлений полезных ископаемых и пунктов минерализации прогнозное значение на данном этапе изученности имеют только признаки золотоносности углеродистых сланцев воскресенской толщи и развитых в них кварцево-жильных образований (проявление IV-1-4, мыс Лемминговый).

Твердые торючие ископаемые

Бурый уголь

Проявления бурого угля вскрыты скважинами морского бурения в районе мыса Оскара. Скважиной 5 (проявление П I-6-1) на глубине 48 м от уреза воды пересечен угольный пласт мощностью 3,6 м. В прибрежной части скважиной 7 (проявление П I-6-2) выявлен пласт мощностью 0,8 м на глубине 43 м. Угольные пласты залегают в горизонтально-слоистой толще, представленной неравномерным переслаиванием светло-серых кварцевых тонко- и мелкозернистых песков, серых и темно-серых глинистых алевритов и алевритистых глин. Эти отложения относятся к шренковской свите раннемелового возраста, с которой связано подавляющее число проявлений бурого угля рабочей мощности ($\geq 0,7$ м) на соседних к югу и востоку территориях. Строение угленосной толщи в различных частях района достаточно однообразно, тождество разрезов отложений и однотипность строения пластов указывают на общность условий формирования осадков и выдержанность угленосности на большой территории. Данное проявление является частью обширного Северо-Таймырского буроугольного бассейна (Шренк-Ленинградской буроугольной МЗ), охватывающего Шренковскую, Траутфеттерскую, Фоминскую и Оскаровскую юрско-меловые депрессии и приуроченного к песчаной угленосной формации мела [61].

Металлические ископаемые

Черные металлы

Железо, марганец

Проявления железо-марганцевого корко- и конкрецееобразования в пределах площади листа зафиксированы в 15 донных станциях при донном опробовании

шельфа Карского моря [63]. Подсчет плотности распространения ЖМК не проводился. Конкреции имеют размеры до 10 см, их химический состав характеризуется значительными вариациями соотношений основных петрогенных окислов (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав железо-марганцевых конкреций (мас. %)

	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
от	21,08	0,33	0,40	14,62	0,09	3,08	1,13	0,87	1,68	1,40	2,04
до	54,96	0,64	10,47	26,49	0,45	22,95	3,65	2,80	3,15	2,24	5,26
средн.	33,01	0,40	7,23	18,06	0,27	15,21	2,14	1,87	2,60	1,59	3,20

Примечание: использованы данные хим. анализа по 13 донным станциям [63].

Сведения о находках ЖМК на рассматриваемой площади совместно с исследованиями их распространения в юго-западной части Карского шельфа [15] имеют только научное значение, но могут представлять практический интерес в будущем.

Титан

Повышенные содержания минералов титана: ильменита, рутила и лейкоксена - отмечены в метаморфических сланцах стерлеговской толщи в районе мыса Остен-Сакена (ПМ III-6-1). Ильменитсодержащие сланцы образуют слои мощностью от нескольких сантиметров до 20 м. Для них характерна хорошая выдержанность по простиранию и мощности, а также по содержанию ильменита, который или равномерно распределен в породе в виде мелкой сыпи, или образует порфиробласты пластинчатой формы размером до 3,5 мм. Содержания TiO₂ составляют от 0,72 до 1,32%. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы не имеют самостоятельного промышленного значения из-за низких содержаний полезного компонента и технических трудностей его извлечения, но являются главными источниками ильменита и рутила, образующих высокие концентрации в россыпях.

В прибрежно-морских осадках ильменит встречается повсеместно в количестве от 10-20% до 60-90% от веса тяжелой фракции. Отдельные участки пляжей с поверхности сложены, по существу, гранат-ильменитовым концентратом. В ассо-

циации с ильменитом присутствуют монацит, циркон, рутил, альмандин. Максимальные содержания ильменита (от 20 до 100 кг/м³) [18] отмечаются в пляжевых отложениях вокруг мыса Остен-Сакена, вдоль западного берега Таймырской губы и юго-восточного побережья Таймырского залива - россыпепроявление Ш-5-1. Россыпепроявление прослежено шлиховым опробованием пляжа и представительными донными пробами объемом 40-50 литров при опробовании прибрежной зоны и шельфа с применением грейферного дночерпателя в ходе региональных геолого-геофизических работ [63]. Установлен комплексный ильменит-цирконовый тип россыпепроявления, оценены прогнозные ресурсы категории Р₃, составляющие 200 т циркона и 20 000 т ильменита [63].

Повышенные содержания циркона (до 0,2 кг/м³) и монацита (0,05 кг/м³) отмечены при шлиховом опробовании скважин и современных отложений прибрежной полосы и пляжа в районе мыса Оскара. Это указывает на то, что прибрежно-морские россыпи ильменита, циркона и монацита могут быть обнаружены и к востоку от устья р. Ниж. Таймыра, в современных пляжевых отложениях побережья п-ова Оскара и залива Толля.

Цветные металлы

Молибден, вольфрам, олово

Вторичные геохимические ореолы молибдена (ВГХО IV-5-1, IV-6-1) и его точечные геохимические аномалии в рыхлых отложениях, точечные геохимические аномалии олова в коренных породах, а также шлиховой ореол (ШО IV-4-1) и отдельная шлиховая проба с повышенной концентрацией шеелита зафиксированы в районе от п-ова Инclinатор до г. Посадочная. По содержаниям полезного компонента аномалии являются слабоконтрастными с низкими концентрациями (от 2 до 5 фонов). Территориально они приурочены к массиву биотитовых порфировидных гранитов бухты Книповича и к граносиенитовому штоку правобережья р. Беспмятная. Эти интрузивные тела относятся соответственно к книповическому субщелочно-гранитовому и моржовскому сиенит-гранитовому комплексам, для которых установлена молибденовая геохимическая специализация. За пределами рас-

смаатриваемой площади жильно-дайковые дериваты интрузий кнпировического комплекса сопровождаются проявлениями медно-вольфрам-молибден-порфировой, молибденит-кварцевой и скарновой рудных формаций (проявления руч. Зеленого, руч. Оленьего, руч. Длинного – лист S-47-I,II; проявление р. Широкой – п-ов Челюскина) [61]. С отдельными интрузиями моржовского комплекса также связана молибденитовая минерализация: так, на юго-восточном обрамлении монцонит-сиенитового массива междуречья Коломейцева-Мамонта еще А.М. Даминовой в 1954г. выявлено молибденовое проявление, относимое к молибденит-кварцевой формации с содержанием Мо более 1%. Молибденовое и олово-вольфрамовое оруденение развивается в кварцево-жильных штокверках, зонах скарнирования и грейзенизации прикровельных частей гранитоидных массивов. Эрозионный срез тел гранитоидов рассматриваемой площади значителен, что указывает на низкую вероятность обнаружения здесь оруденения подобного типа. Слабоконтрастные ореолы и отдельные точечные аномалии с повышенными содержаниями Мо, Sn, W являются, скорее всего, отражением геохимической специализации гранитоидов.

Единичные точечные геохимические аномалии с повышенными концентрациями молибдена и олова, зафиксированные на о. Таймыр (0,0006-0,006% Мо в гранитах еремеевского комплекса) и в районе м. Пятилетки на о. Пилота Махоткина (0,01% Sn в лейкогранитах бирулинского комплекса), по-видимому, также являются породными, отражающими характерную для этих гранитоидов молибденовую геохимическую специализацию и устойчиво повышенный уровень накопления ряда халькофильных элементов, в том числе и Sn.

Редкие металлы

Бериллий

Пункт минерализации берилла и точечные геохимические аномалии с повышенным содержанием Be выявлены на островах архипелага Норденшельда и связаны с проявлением пегматитовой редкометально-мусковитовой рудной форма-

ции и развитием наложенной грейзеновой минерализации в экзоконтакте пегматитовых жил и гранитоидов бирулинского комплекса.

ПМ III-2-1 находится в южной части о. Пилота Махоткина, где в береговых обрывах полно- и сильнопроявленные грейзены кварц-мусковитового и мусковит-кварцевого состава представлены жилами выполнения, развитыми по субвертикальным трещинам в гранитах. Мощность жил варьирует в пределах первых десятков сантиметров. Бериллиевая минерализация приурочена к центральным частям жил, слагая их на отдельных участках на 15-20%. Кроме того, она широко развита в тонких прожилках мощностью 0,5-1 см, образуя кристаллы, выходящие за пределы собственно грейзеновых просечек. В жилах и прожилках кристаллы берилла имеют размеры от долей сантиметров до 10 см и характеризуются желто-кремовым, желто-зеленым и бутылочно-зеленым цветом. В ассоциации с бериллом встречаются гранат, магнетит, марказит, реже – арсенопирит, ильменит, пирротин, циркон, апатит, галенит, ставролит, сфен. По данным спектрального анализа, содержание Be достигает 0,17%, Sn – 0,06%.

Единичные точечные геохимические аномалии зафиксированы в северной части о. Пилота Махоткина и на восточном берегу о. Таймыр. Они связаны с зонами грейзенизации и пространственно приурочены к тектоническим нарушениям в гранитоидах. Содержания Be в грейзенизированных породах составляют около 0,01%. Для гранитоидов еремеевского и бирулинского комплексов, наряду с молибденовой геохимической специализацией, характерны устойчиво повышенные средние содержания Be, превышающие кларковые значения для кислых пород почти в 2 раза и контрастно возрастающие до 4-10 кларков в жильно-дайковых образованиях бирулинского комплекса.

Наиболее полная сводка по условиям образования и закономерностям размещения редкометально-мусковитовых пегматитов приведена в тематических разработках Ю.И. Захарова [19-22, 50], в результате которых обосновано выделение Таймырской пегматитовой провинции. Установлено, что индикатором повышенной редкометальности пегматитов является проявление и степень развития постмусковитовой альбитизации, с которой сопряжена акцессорная минерализация,

представленная бериллом, реже другими бериллийсодержащими минералами (гердеритом, хризобериллом), а также касситеритом, колумбитом, шеелитом, монацитом, ксенотимом, сподуменом, висмутином, стрюверитом, цирконом [19]. Скопления редкометальных минералов выявляются чаще всего в “замещенных” (альбитизированных) пегматитах, приурочены к зонам интенсивной трещиноватости жил, выходя иногда за их пределы и проявляясь в составе мусковит-кварцевых и кварц-мусковитовых грейзенов во вмещающих гранитах.

Максимальная концентрация редкометально-мусковитовых пегматитов выявлена к западу от рассматриваемой площади, где она выделяется под названием Бирулинского пегматитового поля. Пункты бериллиевой минерализации в пределах данного листа, по-видимому, является только слабым проявлением редкометально-мусковитовой формации на фланге рудного поля.

Благородные металлы

Золото

На территории данного листа карты расположена северная часть Вальтеровско-Штурмановского рудного района, объединяющего проявления, пункты минерализации золота и аномальные геохимические точки, выявленные в ходе тематических [45-47, 58, 65-67] поисковых и геолого-съёмочных [59, 62], а также мелко-масштабных морских [63] работ. Район выделяется как потенциально золотоносный и рекомендован как первоочередной объект для постановки крупномасштабных геолого-съёмочных работ на эндогенное золото. В пределах рудного района на рассматриваемой площади находится проявление мыса Лемминговый (западное побережье зал. Вальтера) и ряд пунктов минерализации на мысе Лагерном (пов. Штурманов) и на о. Расторгуева.

П IV-1-1 (м.Лемминговый). В 350 м к западу от оконечности мыса в зоне дробления и интенсивного смятия углеродистых пиритизированных сланцев воскресенской толщи залегает линзовидная карбонатно-кварцевая жила мощностью до 1,5 м с убогой пирротин-пиритовой минерализацией. Бороздовое опробование показало в жиле содержание Au –3,9 г/т, в мелких прожилках и вмещающих чер-

ных сланцах Au не более 0,01 г/т, отмечаются повышенные содержания Bi – 0,1%, Zn и Ni - до 0,025%.

ПМ IV-2-2 (м. Лагерный, п-ов Штурманов). В зоне рассланцевания и трещиноватости северо-восточного простирания в метаалевролитах воскресенской толщи залегает серия субсогласных кварцевых жил мощностью до 2 м с редкой неравномерной сульфидной вкрапленностью халькопирит-пиритового состава со сфалеритом. Отмечаются микроскопические выделения арсенопирита. Содержания Au – 0,005 г/т, Cu – 0,02%, Zn – 0,015%.

ПМ IV-3-1, 3, 4 (о. Расторгуева). В береговых обрывах среди углеродистых сланцев воскресенской толщи отмечаются многочисленные согласные кварцевые жилы и секущие зоны тонкого прожилкования. Мощность жил 0,1-0,2 м, реже 0,8-1,0 м, в пункте IV-3-1 отмечено две жилы мощностью 1,5-2,0 м. Рудная минерализация жил представлена пиритом, халькопиритом, пирротином, марказитом, ильменитом и вторичными гидроокислами железа. В секущих прожилках мощностью 1-5 см при минераграфическом изучении, кроме отмеченных минералов, установлены сфалерит, молибденит, сфен. Содержания рудных элементов в жилах и прожилках составляют: Ag – 0,1-0,6 г/т, Cu – 0,03-0,06%, Ni – 0,02-0,06%, Co – 0,02-0,03%, Cr – 0,1-0,2%. Потенциальная золотоносность рассматриваемых пунктов минерализации предполагается по данным декрепитационного анализа и анализа водных вытяжек из жильного кварца [63], аналогичных таковым из других проявлений Вальтеровско-Штурмановского потенциально золоторудного района с установленными повышенными содержаниями золота.

Золото, как сопутствующий минерал, отмечено в малосульфидных карбонатно-кварцевых жилах залегающих в зонально метаморфизованных терригенных породах стерлеговской толщи. Широко распространенные во флишоидных отложениях за пределами рассматриваемой площади, кварцево-жильные образования этого типа не связаны с гранитоидными массивами, имеют, вероятно, метаморфогенно-гидротермальный генезис. и относятся к сульфидно-кварцевой формации. Сульфидная минерализация обычно составляет в них не более 1-3% объема поро-

ды, содержания меди и никеля достигают десятых долей процента, иногда отмечаются слабо повышенные концентрации золота, не превышающие 0,06 г/т.

Неметаллические ископаемые

Мусковит

Пункты минерализации мусковита (ПМ III-1-1 и III-1-2) представлены жилами биотит-мусковитовых пегматитов на о. Таймыр (правобережье р. Каскадный и восточный склон г. Плато). Пегматиты этого типа генетически связаны с гранитами еремеевского комплекса, относится к магматогенно-метаморфогенному классу [22] и специализированы, главным образом, на мусковит, редкометальная минерализация в мусковитовых пегматитах отсутствует [22]. Жилы образуют небольшие поля по 5-10 жил, залегают в материнских гранитах, имеют мощность от первых метров до десятков метров и длину по простиранию более 200 м. В составе жил, кроме мусковита, участвует темно-серый кварц и полевой шпат (альбит-олигоклаз), в виде блоков размером 20-30 см. Средние размеры кристаллов мусковита 5-10 см в диаметре.

Район наибольшей концентрации пегматитовых жил (Бирулинское пегматитовое поле) расположен к западу от рассматриваемой площади, где он детально изучался Ю.И. Захаровым [19-22, 50]. Отмеченные пункты минерализации представляют фланг рудного поля, характеризуются низким качеством слюды и не имеют практической ценности.

Строительные материалы

Пригодность пород, развитых на рассматриваемой площади, в качестве строительных материалов разного назначения на данном этапе изученности и слабой экономической освоенности территории можно оценить только ориентировочно, так как специальные исследования по ним не проводились. Среди пород, которые могут рассматриваться как строительные материалы и сырье для их производства, особенно широко распространены гранитоиды, в меньшей степени - рыхлые песчано-гравийно-галечные образования.

Изверженные породы занимают более 60% площади суши, при этом на 80-90% выполняют острова архипелага Норденшельда. Они представлены широким спектром интрузивных пород: гранитами, гранодиоритами, лейкогранитами, субщелочными гранитами, монцонитами, граносиенитами еремеевского, бирулинского, коломейцевского, книповического и моржовского комплексов. Они образуют как мелкие штоки площадью первые десятки км², так и крупные массивы площадью в первые сотни квадратных километров. На местности основная часть гранитоидов обнажается в виде крупноглыбово-щебнистых элювиальных развалов, коренные выходы имеются в немногочисленных врезам мелких рек (руч. Малый) и по берегам островов архипелага Норденшельда.

Граниты, лейкограниты еремеевского и бирулинского комплексов светло-серые и серые, как мелко-среднезернистые, так и крупнозернистые порфировидные, гнейсовидные, часто катаклазированные, имеют субгоризонтальную сланцево-плитчатую отдельность с толщиной плиток 10-15 см. Гранодиориты коломейцевского комплекса от светло- до темно-серых, калишпатизированные различны розовато- и красновато-серые, средне-крупнозернистые, имеют параллелепипедоидальную отдельность. Размеры монолитных блоков 1х2х4 м. Плотность гранодиоритов – 2,61-2,7 г/см³. Субщелочные граниты и гранодиориты книповического комплекса красновато-розового и серо-розового цвета крупно-гигантозернистые порфировидные, с отчетливой матрацевидной отдельностью, размер монолитных блоков составляет 0,5х3х6 м. Плотность порфировидных гранитов от 2,59 до 2,64 г/см³. Монцониты моржовского комплекса темно-серого цвета, а граносиениты светло-розовато-серые. Все разновидности комплекса характеризуются порфировой и порфировидной структурой, массивной текстурой. Структурно-текстурные особенности, химический состав перечисленных пород, приведенные в разделе «Интрузивный магматизм», свидетельствует о том, что они могут быть использованы для изготовления щебня и бутового камня. Часть гранитоидов пригодна для производства облицовочных материалов, среди них особое внимание заслуживают письменные граниты среди тел пегматитов бирулинского комплекса и порфировидные граниты книповического комплекса, структура и текстура ко-

торых, а также размер блоков и поведение при выветривании, по-видимому, соответствует требованиям к качеству сырья. Наиболее удобные места для разработки имеются в кутовой части залива Книповича, а также по берегам островов архипелага Норденшельда.

Песчано-гравийно-галечные смеси (ПГС) на площади листа встречены ограниченно. Как правило, ими сложены современные прибрежные бары, косы, пляжи, пересыпи и участки голоценовой морской террасы, однако размеры этих образований невелики и вряд ли представляют практический интерес. Среди более древних отложений ПГС встречены в казанцевских морских осадках. Наиболее значительное скопление отмечено в 2-х км западнее озера Совиного, где они слагают абразионный останец морской террасы высотой (от подножия) 25-30 м, протяженностью 4,3 км и шириной до 1 км. Останец образован кварцево-полевошпатовыми песками разномерными, от мелко- до крупнозернистыми, с примесью галек и гравия в количестве 10-20% и редких валунов. Эти образования при необходимости можно использовать для нужд дорожного строительства.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа Т-47-XXXI,XXXII,XXXIII расположена в северо-западной части Таймыро-Североземельской золотоносной провинции, основные перспективы которой связываются с эндогенными проявлениями золота различной формационной принадлежности, а также с современными и погребенными морскими и аллювиальными россыпями.

В пределах рассматриваемой площади выделена Мининско-Большевицкая металлогеническая зона, в которой ведущая роль принадлежит проявлениям золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной черносланцевой формаций. Наряду с ними, в этой зоне локализованы проявления молибденит-кварцевой формаций, скарновой и грейзеновой минерализации с молибденитом, формации титансодержащих ильменитовых сланцев и прибрежно-морских титаноносных россыпей.

К северо-западу от границы Мининско-Большевистской металлогенической зоны распространены глубоко метаморфизованные и гранитизированные породы, а также гранитоиды, с которыми связаны проявления формаций редкометально-мусковитовых и мусковитовых пегматитов. На соседней к западу территории эта область, насыщенная телами керамических и мусковит-редкометальных пегматитов, выделяется как Карская (Харитоновская) мусковит-редкометальная минерогеническая зона [31]. Данный лист включает лишь крайний северо-восточный фланг этой зоны, не имеющий промышленно значимых объектов.

В рыхлых отложениях наложенной юрско-меловой Оскарской депрессии скважинами пересечены пласты бурых углей рабочей мощности ($\geq 0,7\text{м}$), что позволило выделить одноименный бурогольный район в границах Северо-Таймырского бурогольного бассейна, но расположение большей части Оскарского бурогольного района под водами Таймырского залива исключает возможность его промышленного освоения и, соответственно, выводит из числа прогнозируемых объектов.

Формирование полезных ископаемых происходило на протяжении всей геологической истории развития региона. Ведущими этапами рудогенеза являлись ранне-среднерифейский и позднепалеозойско-раннемезозойский. С первым связано формирование золото-сульфидной черносланцевой формации в углеродистых песчано-глинистых флишоидных отложениях воскресенской толщи. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап характеризуется наибольшим разнообразием видов полезных ископаемых. В пределах Мининско-Большевистской металлогенической зоны их формирование связано преимущественно с интенсивным гранитогенезом, зональным региональным метаморфизмом и наложением, в результате него, новой - метаморфогенной металлогенической специализации на геологические образования предшествовавших этапов. Здесь основное распространение приобретают золоторудные кварцево-жильные образования, часто в ассоциации с медью и полиметаллами. Кроме того, вследствие регионального метаморфизма флишоидных образований стерлеговской толщи, формируются россыпеобразующие объекты формации титансодержащих ильменитовых сланцев, а в связи с гра-

нитоидными интрузиями – проявления мусковит-редкометальной формации и вольфрам-молибденовая скарновая, грейзеновая и прожилково-кварцевая минерализации.

На юрско-меловом этапе происходило интенсивное торфонакопление в условиях обширной озерно-болотной низменности, определившее высокую продуктивность позднемезозойских отложений на бурый уголь.

Позднейший – современный - этап рудогенеза характеризуется неясно проявленным россыпеобразованием в континентальных и прибрежно-морских условиях.

Масштабы развития и распространения молибденовой и мусковит-редкометальной минерализации на рассматриваемой площади незначительны. По-видимому, это объясняется большой глубиной эрозионного среза интрузивных массивов, с которыми они генетически связаны. Прогнозное значение проявления ильменитсодержащих сланцев определяется широким распространением этих пород на юго-восточном побережье Таймырского залива и их высокой россыпеобразующей способностью, но прибрежно-морские россыпи ильменита в условиях узкой зоны пляжа не достигают промышленных масштабов. Так, прогнозные ресурсы россыпепроявления ильменита береговой полосы от мыса Остен-Сакена до мыса Баклунда (Инclinаторско-Остенсакенская ильменитороссыпная площадь), оцененные в 20 000 т [63], несопоставимо малы даже по сравнению с мелкими промышленными россыпями, запасы которых, согласно кондиционным требованиям, должны составлять от 500 000 т и менее.

Таким образом, при отсутствии признаков крупных промышленно значимых рудных объектов, единственным полезным ископаемым, разработка которого могла бы быть рентабельна в экономически неосвоенном районе, каким остается Северный Таймыр, является золото.

Основные перспективы района связываются с широким развитием здесь золотосодержащих сульфидизированных углеродистых сланцев воскресенской толщи (золото-сульфидная черносланцевая рудная формация) и интенсивным проявлением в них метаморфогенно-гидротермальных кварцево-жильных образований

(золото-сульфидно-кварцевая рудная формация). Золотосодержащие проявления и пункты минерализации группируются в контурах Вальтеровско-Штурмановского потенциально золоторудного района, выделенного при проведении тематических [45] и геолого-съёмочных [62] работ. На территории данного листа располагается только северная окраина района, включающая часть о. Рас-торгуева, северные мысы п-ова Штурманов и участок северо-западного побережья залива Вальтера от мыса Лемминговый до мыса Черный. С северо-запада (к северо-западу от мыса Черный) район ограничен Вальтеровским надвигом.

В проявлениях Вальтеровско-Штурмановского района содержания золота варьируют в пределах 0,01-0,4 г/т в золото-сульфидной черносланцевой и 0,05-4 г/т (до 60 г/т в отдельных пробах) – в золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Установлено [47], что в процессе рудообразования золотосодержащие сульфидизированные углеродистые сланцы играют двойную роль: с одной стороны, они являются сорбционно-восстановительным барьером и накопителем седиментационного оруденения, с другой – ведущим поставщиком полезных компонентов на стадии метаморфогенно-гидротермального перераспределения рудного вещества и формирования золоторудных проявлений золото-сульфидно-кварцевой формации. Таким образом, углеродистые сланцы воскресенской толщи выступают как один из ведущих факторов контроля оруденения. Другим, не менее значимым, рудоконтролирующим фактором является степень проявления зонального регионального метаморфизма. Проявления и пункты минерализации золота в пределах Вальтеровско-Штурмановского потенциально золоторудного района отмечены только в породах зеленосланцевой фации метаморфизма. В зоне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций повышения концентраций рудных элементов в жилах не происходит, отложения и кварцево-жилыные тела зоны амфиболитовой фации характеризуются их минимальными содержаниями [67].

Все выявленные к настоящему времени проявления и пункты минерализации золота, как на площади данного листа карты, так и на территории Вальтеровско-Штурмановского района в целом, не относятся к объектам промышленного типа, но такие объекты могут быть выявлены при проведении детальных геолого-

съемочных и поисковых работ и, в первую очередь, при прослеживании по простиранию зон смятия и окварцевания, выходы которых сейчас зафиксированы только в узкой береговой полосе. В контурах Вальтеровско-Штурмановского района рекомендуется проведение специализированных на коренное золото поисковых работ масштаба 1:50 000.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Исследуемый район относится к Таймыро-Североземельской системе трещинных вод и расположен в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород, мощность которых составляет не менее 500 м. В пределах акватории Таймырского залива и Таймырской губы мерзлота отсутствует, по крайней мере, рыхлые мезо-кайнозойские осадки, судя по материалам бурения до глубины 150-174 м, находятся в талом состоянии. В связи с наличием многолетней мерзлоты на суше и малой глубиной изучения района, сведений о подмерзлотных и межмерзлотных водах не имеется. В толще мерзлых ледниковых (моренных) отложений муркунского возраста вскрыты бурением тела реликтовых погребенных глетчерных льдов мощностью не менее 23 м.

Надмерзлотные воды распространены практически повсеместно в период кратковременной (не более 3-х месяцев) летней оттайки поверхностного слоя пород. Глубина оттайки различна и зависит от состава пород и геолого-геоморфологической обстановки. Пески и галечники в пойменных и русловых частях рек, на вершинах береговых и ледниковых валов и холмов, склонах южной экспозиции оттаивают до глубины 0,7-1 м, а глины и суглинки – на 0,2-0,3 м. На задернованных площадях и склонах северной экспозиции глубина оттайки составляет 0,3-0,5 м. Оттаивание деятельного слоя начинается в июне и достигает наибольшей глубины в августе, промерзание его происходит в конце августа-начале сентября. В зимнее время большинство озер и водотоков промерзает до дна, исключение составляют крупные термокарстовые озера (Горное, Песцовое), где глубина их превышает 3-5 м.

По составу преобладающим классом поверхностных вод на территории являются хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые (кальциевые-магниевые) и реже (на южном берегу залива Книповича) натриевые воды. Минерализация их колеблется от 0,02 до 0,09 г/л, а показатель концентрации водородных ионов (рН) варьирует от 6,6 до 8,8, в среднем составляя 7,3. По генезису они относятся к надмерзлотным водам, происходящим от смешения пресных вод с морскими и за счет фильтрации рыхлых морских осадков. Для целей водоснабжения поверхностные воды практического значения не имеют вследствие кратковременности их существования и незначительной мощности деятельного слоя. Воды рек и озер можно использовать для питьевых нужд и технических целей.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Оценка эколого-геологической обстановки района произведена по материалам ГСР-200 [62] и региональных геолого-геофизических работ м-ба 1:500 000 – 1: 000 000 [63], специальных исследований не проводилось.

На основании карты четвертичных образований и геоморфологической схемы построена схема эколого-геологических условий м-ба 1:500 000, на которой выделено 5 ландшафтных комплексов, характеризующихся определенным рельефом, составом отложений, растительными сообществами, а также геохимической и геодинамической устойчивостью. На схеме показаны области распространения природных экологически неблагоприятных объектов. Все эти данные приведены в легенде к схеме.

Территория суши является стерильной с позиции техногенного загрязнения грунтов и природных вод. Редкие геохимические аномалии по потокам рассеяния молибдена имеют слабую контрастность, природное происхождение и значения намного ниже ПДК для данных элементов, поэтому на схеме не показаны.

Главной сложностью в характеристике эколого-геологической обстановки в пределах листа является то, что более 70% его площади занята водами Карского-моря, заливов и проливов, и если геологические сведения получены сейсмоаку-

стическим профилированием, донным опробованием и бурением редкой сети скважин на акватории, то экологическая информация на море практически отсутствует. При выполнении донных станций поднятый грейферным дночерпателем грунт толщиной 15-25 см исследовался на литолого-структурные особенности, минералогический и гранулометрический составы. Геохимические исследования лонных осадков показали отсутствие сколько-нибудь значимых отклонений значений вредных химических элементов от их фоновых содержаний [63]. По предположению авторов упомянутой работы, главным геохимическим барьером для проникновения многих химических элементов, в том числе и вредных, в твердом стоке и воде крупных рек, является зона смешения пресных и соленых вод. Для исследуемого района это Таймырская губа (эстуарий р. Ниж. Таймыра) и кутовая часть залива Вальтера – устье р. Коломейцева. На этом рубеже (юго-западнее и юго-восточнее границы листа) происходит повышение значений некоторых элементов относительно кларка, но и они гораздо ниже ПДК для этих элементов.

В процессе изучения донных осадков происходило и описание биоты в придонном слое. Несмотря на холодноводность бассейна, различные формы жизни присутствуют на всех батиметрических уровнях морского дна. Микрофаунистический анализ показал наличие широкого спектра современных фораминифер, остракод, диатомовых водорослей. Макроводоросли (ламинарии, бурые водоросли и др.) тяготеют к гидродинамически спокойным заливам, где, отмирая и разлагаясь, обогащают донные осадки органикой, придающей им черный цвет. В пробах наблюдалось большое количество беспозвоночных червей, иглокожих. Наибольшее распространение имеют пелециподы, образующие на участках скального бенча банки с обилием створок. Брюхоногие моллюски и их остатки отмечаются реже. Реки Ниж. Таймыра и Коломейцева являются излюбленным местом нереста ценных пород рыб: гольца, омуля, чира, муксуна и других, что также указывает на экологически благоприятную среду их обитания.

Природные неблагоприятные геологические объекты и процессы на площади суши распространены весьма незначительно и не отличаются разнообразием. Курумы распространены на склонах практически всех изометричных денудацион-

ных возвышенностей, они состоят преимущественно из глыб и отломов гранитоидов. Оврагообразованию подвержены небольшие участки развития песчано-алевритовых грунтов, подстилаемых существенно льдистыми глинистыми осадками плиоцена-среднего неоплейстоцена, хотя этот процесс в настоящее время сильно заторможен из-за кратковременности (1-1,5 месяца) выхода поверхностного слоя пород из мерзлого состояния. Проявление термокарста также невелико. С вытаяванием ледяных тел связано, по-видимому, образование небольших озер в юго-западной части листа (Совиное, Горное, Книповича). Более мелкие термокарстовые впадины к настоящему времени заплыли (благодаря пластичности и текучести алеврито-глинистых грунтов) и заполнились озерно-биогенными отложениями. Интенсивное заболачивание развивается на плоских поверхностях морских абразионно-аккумулятивных и абразионных террас, чему немало способствует близкое нахождение к поверхности (в летний период – не более 0,5-1 м) многолетнемерзлых пород.

Главную роль в формировании берегов материковой суши и островов архипелага играет абразия с образованием обрывистых и скалистых клиффов благодаря выходам вдоль всего побережья высокопрочных метаморфических или магматических пород. Приливно-отливная деятельность моря наиболее ощутима в Таймырской губе и устьевой части р. Ниж. Таймыра. Гидрологические наблюдения, проведенные международной экспедицией “Таймыр-98” в конце августа 1998 года [44], зафиксировали суточные колебания уровня воды в районе устья р. Неудобная от +55 до -25 см (относительно условного нуля). Приливно-отливные колебания амплитудой от 0,5 до 0,8 м отражаются на уровне воды р. Ниж. Таймыра и в 60-ти километрах от ее устья.

Таким образом, геологическая среда изученного района является практически не нарушенной вмешательством человека. Экзогенные геологические процессы, способные видоизменить эту среду, максимально ослаблены в течение 9,5-10 месяцев, когда территория скована морозом, снежным покровом и льдом. В нередкие годы льды в проливах архипелага Нроденшельда и прилегающих глубоких заливах материковой суши вообще не вскрываются. Активизация процессов про-

исходит лишь в весенне-летнее время (с середины июня по конец августа) и сводится к эрозионной деятельности водотоков и абразии на морском побережье. В аномально теплые годы оживают делювиально-солифлюкционные процессы на склонах речных долин, что приводит к образованию многочисленных оползней и оплывин. Это обстоятельство делает большую часть территории очень ранимой к любому механическому воздействию на поверхность тундры. Поэтому любое перемещение наземного транспорта, как гусеничного, так и колесного, в весенне-летний период недопустимо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта на лист Т-47-XXXI-XXXIII является первой работой такого масштаба, ранее на характеризуемую территорию была издана только Госгеолкарта масштаба 1:1000 000. Комплект карт и объяснительная записка объединяют результаты групповой геологической съемки масштаба 1:200 000, проведенной в 1982-86 гг. на небольшом участке суши, а главным образом региональных геолого-геофизических работ масштаба 1:500 000-1:1000 000, выполненных в 1986-90 гг.

Стратиграфическое наполнение карты и записки, систематизация магматических комплексов приведены в соответствие с Легендой Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Впервые на данную площадь составлена карта четвертичных образований, ГК и КЧО на акваторию Карского моря. По данным бурения дано свитное деление юрско-меловых образований, дополнены сведения о стратификации кайнозойских отложений, впервые произведена оценка эколого-геологической обстановки на территории.

Однако, имеется ряд вопросов по геологии территории, которые ждут своего разрешения. К их числу относятся:

- 1) Решение проблемы более точного определения возраста воскресенской, стерлеговской и мининской толщ.

- 2) Изучение взаимоотношений мининской и нижележащей стерлеговской толщ в связи с не решенным однозначно вопросом о наличии в подошве первой из них структурного несогласия.
- 3) Дальнейшая разработка схемы интрузивного магматизма, в первую очередь - изучение взаимоотношений между магматическими образованиями разных комплексов, получение современных петро- и геохимических характеристик пород, проведение многометодного радиологического датирования еремеевского, бирулинского, коломейцевского, книповичевского и моржовского комплексов.
- 4) Изучение вещественного состава, получение палеонтологических характеристик и радиологическое датирование рыхлых кайнозойских образований с целью более обоснованного определения их возрастной и генетической принадлежности. Вопрос может решаться вовлечением в комплексную обработку коллекции образцов из скважин в рамках тематических работ.
- 5) Дальнейшее опоскование участков Вальтеровско-Штурмановского рудного района (о-в Расторгуева, п-ов Штурманов) с целью уточнения перспективности его на обнаружение золотого оруденения.
- 6) Выяснение реальной продуктивности современных пляжевых отложений на участках с повышенными содержаниями ильменита, циркона, монацита.

Решение этих вопросов требует постановки специализированных геологических и поисковых исследований.

Государственная геологическая карта на лист Т-47-XXX1-XXX11II может быть использована для перспективного планирования последующих стадий геологосъемочных и поисковых работ, а также в качестве геологической основы для построения специализированных и сводных карт.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982.

2. Баклунд О.О. Кристаллические породы северного побережья Сибири. - Зап. АН СССР, 1929, т. 21, N 7.
3. Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра, м-б 1:500000. Объяснительная записка. Красноярск: Красноярск. Кн. Изд-во, 1986, 177 с.
4. Большианов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля-оледенение, история развития природной среды. СПб, Гидрометеиздат, 1995, 216 с.
5. Большианов Д.Ю., Молодьков А.Н. Морские отложения полуострова Таймыр и их возраст по данным ЭПР-датирования.- В кн.: Сборник тезисов докладов к Всероссийскому совещанию «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». СПб, ВСЕГЕИ, 1998, с.12.
6. Вакар В.А., Егиазаров Б.Х. Основные этапы геологической истории Таймыра и Северной Земли. - Л., 1965 (Тр. НИИГА, т. 145, с. 153 - 163).
7. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, 1996, 203 с.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, том 4, Сибирская платформа. -Сборник научных трудов под редакцией Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, В.С. Суркова. Л., Недра, 1987, 447с.
9. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Т-45,46,47 (архипелаг Норденшельда). - Госгеолтехиздат, М.,1961, 30 с.
10. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист S-46,47 (р. Нижняя Таймыра). -Госгеолиздат, М., 1962, 60 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000. Лист S-47-49 – оз. Таймыр. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998, 231 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Листы Т-45-47 (о. Октябрьской Революции), Т-48-50 (о. Большевик). Объяснительная записка. СПб., 2000, (в издании).

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Таймырская. Листы: S-46-VII-VIII (р. Непонятная), S-46-IX-X (исток р. Шренк), S-46-XI-XII (р. Тихая), S-46 XIII-XIV (оз. Сожаления), S-46-XV-XVI (гр. Геологическая) Объяснительная записка. М., 1998. 207 с.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Североземельская. Листы Т-47-VI, XI, XII; Т-48-I, VII, VIII, IX, X; Т-47-XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII; Т-48-XIII, XIV, XV, XVI, XVII, XVIII (о. Большевик). Объяснительная записка. М., 1999. 158 с.
15. Гуревич В.И., Яковлев А.В. Железисто-марганцовистые корки и конкреции Карского моря. - В кн.: Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана., СПб 1993. с. 97-111.
16. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. - Красноярск, Красноярское Кн. Издат., 1974, 128 с.
17. Забияка А.И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. – Красноярск: КНИИГ-ГиМС, 2000, с. 28.
18. Забияка А.И., Коробова Н.И., Махлаев Л.В. Протерозойские ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра и ассоциирующие с ними россыпи (информационное сообщение). - СНИИГГИМС, 1965.
19. Захаров Ю.И. Гранитные пегматиты Берега Харитона Лаптева (Центральный Таймыр) и особенности их редкометальной минерализации. – В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1972, с. 126-138 (ЛГИ).
20. Захаров Ю.И. Мусковитовые и мусковит-редкометальные пегматиты Таймыра. – В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1975, с. 233-241.
21. Захаров Ю.И. Мусковитовые и мусковит-редкометальные пегматиты Центрального Таймыра. Автореф. канд. дис. Л., 1977.
22. Захаров Ю.И. Интрузивный комплекс мусковитизированных гранитов и магматогенных пегматитов Центрального Таймыра.-В сб.: Рудномагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985, с.122-129 (ПГО Севморгеология).

23. Зоненшайн А.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. - М., Недра, 1990, 334 с.
24. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М. 1964.
25. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. – Л., Недра, 1983. 151с.
26. Марков Ф.Г. Геологическое строение Центрального Таймыра. Геологические исследования по меридиональному пересечению от бассейна среднего течения р. Котуйкана через Таймырский полуостров до устья р. Нижняя Таймыра. - Л., 1951 (Тр. НИИГА, т. 16).
27. Марков Ф.Г., Равич М.Г. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:1000 000. Объяснительная записка к листу Т-48, 49 (мыс Челюскин).-М., госуд. Научно-технич.изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1955, 100с.
28. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука, 1987, 153с.
29. Миддендорф А.Ф. Путешествие на северо-восток Сибири. Часть 1. - Санкт-Петербург, 1860.
30. Мирошников Л.Д., Щеглова О.С. Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность. Л., 1958. Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5, с. 23-40.
31. Нагайцева Н.Н., Погребницкий Ю.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000. Лист S-44-46 - Усть-Тарей. Объяснительная записка. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2000.
32. Новые данные о современном и древнем оледенении Таймыро-Североземельской области. Большианов Д.Ю., Саватюгин Л.М., Шнейдер Г.В., Молодьков А.Н. – В сб.: Мат-лы гляциол. исследований, вып. 85, М., 1998, с. 219-222.
33. Падерин П.Г., Шнейдер .В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская, листы S-46-XVII, XVIII; S-47-XIII, XIV; S-46-XXI, XXII; S-46-XXIII, XXIV; S-47-XIX, XX. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 1996.

34. Погребницкий Ю.Е. Некоторые черты докембрийского фундамента Таймыра и его деформации в период образования складчатой области. - Л., 1961 (Информ. бюл. НИИГА, вып. 25).
35. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. - Л., Недра, 1971 (Тр. НИИГА, т. 166, 284 с).
36. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Л., Недра, 1979, 247 с.
37. Проскурнин В.Ф. Новая вулcano-плутоническая ассоциация Северной Земли и особенности ее металлоносности.- Недра Таймыра. Сб. науч. тр. Вып. 1. Норильск, 1995, с. 93-100.
38. Равич М.Г. Докембрий Таймыра. - Л.-М., 1954 (Тр. НИИГА, т. 74, 307 с).
39. Равич М.Г., Чайка Л.А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Горного Таймыра.- В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., изд. АН СССР, 1962, т. 1, с. 590-718.
40. Урванцев Н.Н. Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, 1931, вып. 65, 40 с.
41. Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра. - Геотектоника, 1991, N 6, с. 76-93.
42. Moller, P., Bolshiyarov, D. Yu. & Bergsten, H. 1999 (March): Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taymyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum. Boreas, Vol. 28, pp.92-114/ Oslo. ISSN 0300-9483.

Фондовая

43. Беззубцев В.В., Мальцев Ю.И., Залялеев Р.Ш. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. Отчет Таймырской опытно-производственной партии по результатам аэрофотогеологического картирования масштаба 1:200 000 Таймырской складчатой области в 1972 - 1979 гг. ВСЕГЕИ, 1983.
44. Большианов Д.Ю. Научно-технический отчет экспедиции Таймыр-98 (А-162-А) на полуострове Таймыр в июле-сентябре 1998 г. СПб, 1999, ААНИИ.

45. Васильев Б.С., Гулев Е.Н., Проскурнин В.Ф. и др. Карта золотоносности севера Центрального Таймыра масштаба 1:200 000. ВНИИОкеангеология, 1985.
46. Васильев Б.С., Гулев Е.Н., Фокин В.И., Явшиц Г.П. Результаты прогнозно-оценочных работ на эндогенное золото в Малиновско-Чукчинской зоне на Северном Таймыре в 1981-1984 гг. ВНИИОкеангеология, 1984.
47. Васильев Б.С., Фокин В.И. Изучить минерально-вещественный состав золоторудных и золотосодержащих проявлений северо-востока Таймыро-Североземельской провинции с целью обоснования их формационной принадлежности и прогнозной оценки (отчет по договору 33-Д). СПб, 1991, ЦАГРЭ, 207 с.
48. Величко Е.А. Геологическое строение побережья Таймырского залива к западу от Таймырской губы. Отчет о работах 1947 г. ВНИИОкеангеология, 1948.
49. Залипухин М.И., Поводатор В.И., Большаков В.В. Отчет об аэрогеофизической съемке м-ба 1:200 000 в районе Горного Таймыра (Таймырская партия №46/61-62). Л., ВНИИОкеангеология, 1962.
50. Захаров Ю.И., Васильев Б.С. Закономерности размещения пегматитов Таймырской мусковитоносной провинции и перспективы их промышленного использования (отчет по теме №0-569). ВНИИОкеангеология, 1974.
51. Зацепин Е.Н. Тектоническое строение Карского шельфа по геофизическим данным. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. г.-мин. наук. ВНИИОкеангеология, 1981.
52. Кузьмин В.Г., Суздальский О.В., Шануренко Н.К. и др. Оценка россыпной золотоносности шельфа Карского моря (включая Пай-Хой, Новоземельскую и Таймыро-Североземельскую провинции). ВНИИОкеангеология, 1993.
53. Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, 1997.
54. Макарьев А.А., Шнейдер Г.В., Падерин П.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности Таймырского полуострова.

- ва (отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:200 000 в 1980-1984гг.) Норильск, ЦАГРЭ, 1985.
- 55.Марковский В.А., Кабаньков В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Листы Т-47-XXVIII, XXXIX, XXX; Т-48-XIX, XX, XXI; Т-48-XXII, XXIII, XXIV; Т-48-XXV, XXVI, XXVII; Т-48-XXVIII, XXIX, XXX. Объяснительная записка. Норильск, ЦАГРЭ, 1994.
- 56.Межвилк А.А. Космофотографическая карта разломов Таймырского региона и прилегающего шельфа масштаба 1:1000 000. Отчет по теме Т 1. ВНИИОкеангеология, 1984.
- 57.Проскурнин В.Ф. Гранитоиды и гидротермально-метасоматические образования Центрального Таймыра. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. г.-мин. наук. ВНИИОкеангеология, 1987.
- 58.Русаков Г.А., Фокин В.И., Явшиц Г.П. Результаты прогнозно-оценочных работ на золотое оруденение в черносланцевых формациях западной и центральной частей Северного Таймыра за 1979-1980 гг. ВНИИОкеангеология, 1981.
- 59.Сальников В.А., Чешуин В.В., Хапилин А.Ф. и др. Результаты общих поисков россыпного золота в бассейне нижнего и среднего течения р. Шренк и на побережье Карского моря от залива Зееберга до бухты Книповича в 1982-1986 гг. ВНИИОкеангеология, 1986.
- 60.Седов В.Н., Гаврилов А.В., Проскурнин В.Ф. и др. Изучение закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей в золото-редкометальной Североземельской зоне с целью повышения эффективности поисковых работ и совершенствования их методики (отчет Североземельской партии за 1986-1989 гг.). ВНИИОкеангеология, 1989.
- 61.Составление металлогенической карты Горного Таймыра масштаба 1:500 000 (главный редактор Н.С. Малич). Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, Таймыркомприродресурсы, 1999.
- 62.Хапилин А.Ф., Рогозов Ю.Г., Верещагин М.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра (отчет о резуль-

- татах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 за 1981-1985 гг.). ВНИИОкеангеология, 1986.
63. Хапилин А.Ф., Проскурнин В.Ф., Кальной Г.А. и др. Отчет о результатах региональных геолого-геофизических работ в юго-восточной части Карского моря в 1986-1989 гг. ВНИИОкеангеология, 1990.
64. Четвергов А.П., Одегов В.А. Отчет о работе Северной и Полярной гравиметрических партий за 1968-1970 гг. Гравиметрическая съемка масштаба 1:1000 000 на площади листов S-45 - 49; T-45 - 49. ВГФ, 1971.
65. Шануренко Н.К., Захаров Ю.И., Русаков Г.А. и др. Перспективы золотоносности и общая минерагения "черных сланцев" докембрия и нижнего палеозоя Горного Таймыра. Отчет по работам 1975-1977 гг. ВНИИОкеангеология, 1978.
66. Шануренко Н.К., Захаров Ю.И., Русаков Г.А. и др. Минерагения Североземельско-Таймырского региона (отчет по теме "Прогнозно-металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области"). ВНИИОкеангеология, 1984.
67. Шануренко Н.К., Васильев Б.С., Захаров Ю.И. и др. Эндогенные золоторудные и золотоносные формации Североземельско-Таймырского региона. Отчет по теме "Разработать типизацию эндогенных золоторудных и золотоносных формаций и обосновать направление геологоразведочных работ в Североземельско-Таймырском регионе". ВНИИОкеангеология, 1988.

Приложение 1

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на геологической карте, совмещенной с картой полезных ископаемых листа Т-47-XXXI,XXXII,XXXIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления, пункта минерализации, ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь бурый</i>				
I-6	1	Таймырский залив	[63]	П. В скважине пласт мощностью 3,6 м на глубине 48м.
I-6	2	мыс Оскара	[63]	П. В скважине пласт мощностью 0,8м на глубине 43м.
Металлические ископаемые				
Черпные металлы				
<i>Железо, марганец</i>				
I-3 I-4 I-5 II-1 II-2 II-3 III-3 III-4 IV-2 IV-3	1 1, 2 1 1, 2 1 1, 2, 3 1, 2 1 1 2	Таймырский залив	[63]	ПМ. Железо-марганцевые конкреции в современных донных отложениях.

1	2	3	4	5
<i>Титан</i>				
III-6	1	мыс Остен-Сакена	[62]	ПМ. В метапесчаниках стерлеговской толщи слои ильменит-содержащих сланцев мощностью от неск. см до 20 м. Содержание ильменита до 5-10%. Содержания TiO ₂ - 0,72-1,32%.
III-5	1	участок пляжа между м. Владимирова (п-ов Баклунда) и м. Остен-Сакена	[18, 63]	П. (россыпепроявление). В современных прибрежно-морских и пляжевых отложениях содержание ильменита около 20 кг/м ³ . Россыпепроявление комплексное (ильменит, циркон).
Цветные металлы				
<i>Молибден</i>				
IV-5	1	левые притоки р. Гусиная	[62]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации (до 5 фонов) молибдена.
IV-6	1	северный склон г.Посадочная	[62]	
<i>Вольфрам</i>				
IV-4	1	п-ов Инclinатор	[62]	ШО. Шеелита более 10 знаков, в ассоциации с касситеритом (ед. зерна)
Редкие металлы				
<i>Бериллий</i>				
III-2	1	о.Пилота Махоткина	[63]	ПМ. Грейзен, представленный мусковит-кварцевыми и кварц-мусковитовыми жилами мощностью первые десятки см с кристаллами берилла размером от долей см до 10 см. Содержание BeO 0,17%.

1	2	3	4	5
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
IV-1	1	мыс Лемминговый, 350 м к западу от оконечности	[58, 61, 62]	П. В зоне дробления и интенсивного смятия пород воскресенской толщи линзовидная карбонатно-кварцевая жила мощностью до 1,5 м с убогой пирротин-пиритовой минерализацией. Содержание Au - 3,9 г/т, Вi – 0,1%, Zn и Ni - до 0,025%.
IV-2	2	мыс Лагерный (п-ов Штурманов)	[63]	ПМ. Серия кварцевых жил мощностью до 2 м с редкой вкрапленностью халькопирит-пиритового состава со сфалеритом. Содержания Au – 0,005 г/т, Cu – 0,02%, Zn – 0,015%.
IV-3	1, 3, 4	о. Расторгуева	[63]	ПМ. Серия кварцевых жил мощностью 0,1-0,2 м, реже 0,8-1,0 м, с пирит-халькопирит-пирротиновой вкрапленностью. Содержания Ag – 0,1-0,6 г/т, Cu – 0,03-0,06%, Ni – 0,02-0,06%, Co – 0,02-0,03%, Cr – 0,1-0,2%
Неметаллические ископаемые				
<i>Мусковит</i>				
III-1	1	руч. Каскадный (о. Таймыр)	[63]	ПМ. Поля жил биотит-мусковитовых пегматитов (5-10 жил). Мощность жил до первых десятков м, длина около 200м. Средние размеры кристаллов мусковита 5-10 см в диаметре
III-1	2	г.Плато (о. Таймыр)	[63]	

Список
буровых скважин, показанных на геологической карте (ГК)
и карте четвертичных образований (КЧО)

№№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	2	3
1.	Скважина, 16 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования и лейкограниты бирулинского комплекса	(63), скв. 14306
2.	Скважина, 7 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования и граниты еремеевского комплекса	(63), скв. 16424
3.	Скважина, 9 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования и граниты еремеевского комплекса	(63), скв. 14346
4.	Скважина, 9 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования	(63), скв. 18527
5.	Скважина, 152 м, вскрывает кунарскую (23.8 м), унгинскую (22.6 м), малиновскую (24.2 м), шренковскую (60.6 м) свиты, плиоцен-среднеплейстоценовые образования	(63), скв. 18607
6.	Скважина, 16 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования и граниты еремеевского комплекса	(63), скв. 12443
7.	Скважина, 86 м, вскрывает, малиновскую (> 11 м) и шренковскую (62 м) свиты, плиоцен-плейстоценовые образования	(63), скв. 18687К
8.	Скважина, 119 м, вскрывает, малиновскую (> 32 м), плиоцен-плейстоценовые образования	(63), скв. 16744
9.	Скважина, 9 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования и граниты еремеевского комплекса	(63), скв. 12683
10.	Скважина, 8 м, вскрывает позднеплейстоценовые-голоценовые образования и граниты еремеевского комплекса	(63), скв. 12803
11.	Скважина, 174 м, вскрывает кору выветривания, малиновскую (24.2 м) свиту, плиоцен-плейстоценовые образования	(63), скв. 16904
12.	Скважина, 10 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(63), скв. 14906
13.	Скважина, 83 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(63), скв. 14986

1	2	3
14.	Скважина, 40 м, вскрывает плиоцен-плейстоцено-вые образования	(63), скв. 141066
15.	Скважина, 15 м, вскрывает плиоцен-среднеплейстоценовые образования	(63), скв. 141146
16.	Скважина, 47 м, вскрывает ледниковые образования муруктинского горизонта и гранит-порфиры третьей фазы книповичского комплекса	(63), скв. 141217

Приложение 3

Список
пунктов, для которых имеются определения возраста

№№ на карте	Наименования геологического подразделения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	№ источника по списку лит-ры, авторский № пункта
1.	Торф из озерно-биоогенных образований голоцена	Радиоуглеродный...	10.1	(44), обн. 42, гл. 3,5 м
	Там же	То же	9.8	(44), обн. 42, гл. 3,3 м
	Там же	То же	7.8	(44), обн. 42, гл. 1,85 м
	Там же	То же	6.5	(44), обн. 42, гл. 1,1 м