

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Таймырско-Североземельская*

**Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть)**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Таймырско-Североземельская*

Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

*Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Шнейдер Г. В., Нагайцева Н. Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть). **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 424 с. + 11 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, полезным ископаемым, закономерностям их размещения центральной части Таймырско-Североземельской складчатой области и Енисей-Хатангского регионального прогиба. Специальные разделы по полезным ископаемым расширены за счет рассмотрения нефтегазоносности территории. Комплект геологических карт отражает современный уровень изученности региона.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

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

Табл. 52, ил. 14, список лит. 313 назв.

#### Авторы

*В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, Г. В. Шнейдер, Н. Н. Нагайцева, В. В. Мохов, В. В. Нелюбин, П. А. Громов, М. А. Степунина, А. Г. Шнейдер, А. А. Багаева, Б. С. Петрушков, Н. П. Виноградова, Д. Н. Ремизов, А. В. Проскурнина*

Научный редактор *В. Ф. Проскурнин*

Рецензенты *А. П. Романов, Л. Р. Семенова, А. К. Иогансон, В. А. Царева*

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 7 июля 2015 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2015
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2015
- © Коллектив авторов, 2015
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015

---

## ВВЕДЕНИЕ

Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть) охватывает центральную часть Таймыра и расположен на территории Хатангского и Диксонского поселений Таймырского (Долгано-Ненецкого) района Красноярского края Сибирского федерального округа. Площадь листа составляет 82,4 тыс. км<sup>2</sup>, ограничена координатами 72°00′–76°00′ с. ш., 96°00′–102°00′ в. д.

Территория листа S-47 – это сочленение крупнейших структур Таймыро-Североземельской складчатой области, Сибирской платформы и Енисей-Хатангского регионального прогиба, отражающих структуры новейшего геотектонического этапа. Несмотря на недостаточную степень изученности этих региональных элементов земной коры, новые аналитические, дистанционные, полевые материалы с применением научно обоснованного прогнозно-минерогенического анализа и системной организации геолого-картографической информации, созданной с помощью ГИС-технологий, позволяют наметить на новом уровне геологических знаний формационное и тектоническое строение рассматриваемой территории, показать минерогеническую специализацию и оценить перспективы основных структурно-формационных зон описываемого региона.

Территория листа разделяется на две морфологические области: Горный Таймыр и Северо-Сибирскую низменность (Таймырскую) (рис. 1). В площадь Горного Таймыра входят части Северо-Таймырского нагорья и гор Бырранга, разделяемых Шренк-Ленинградской и Траутфеттерской депрессиями. Рельеф района низкогорный с абс. отм. до 366 м, среднегорный (до 671 м) и равнинный, холмистый (от 0 до 247 м). Относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют от 100 до 600 м. Гидросеть района густая и разветвленная. Наиболее крупными водотоками являются р. Ниж. Таймыра, впадающая в Карское море, и ее притоки – реки Шренк, Траутфеттер, а также река Верх. Таймыра, впадающая в оз. Таймыр, с притоками Фадьюкуда, Бол. Боотанкага и др. Долины рек на большей части территории заложены в рыхлых отложениях, на отдельных участках прорезают коренные породы и имеют каньонообразный профиль с бортами высотой 10–40 м. Ширина долин изменяется от 100–200 до 1000 м, в нижнем течении наиболее крупных рек достигает 2,5–5 км. Ширина русел – от 5–10 м в каньонах до 20–100 м на равнинных участках. Наиболее крупные озера – Таймыр, Байкурутурку, Лабаз, Кокора – преимущественно расположены в центральной и южной частях площади листа. Озера имеют низкие заболоченные берега и обычно малые глубины. Лед на реках и озерах держится с конца сентября до конца июня.

Весенний паводок начинается в конце июня—начале июля, подъем воды достигает 8–10 м.

На территории листа повсеместно распространена мерзлота. Нижний предел глубины развития мерзлоты 500–600 м, в районе селения Хатанга – около 400 м. Среди четвертичных отложений и под ними встречаются погребенные льды. В районах, прилегающих к побережью, и непосредственно на берегу Карского моря мощность многолетней мерзлоты уменьшается. Оттайка в летний период происходит до глубины 0,6–1,0 м.

Климат района холодный, арктический. Среднегодовая температура от 12 до 15 °С. Зимний период длится со второй половины сентября до конца мая, сопровождаясь частыми северо-восточными штормовыми ветрами (до 25–30 м/с). Морозы достигают 40–50 °С. Мощность снежного покрова максимальная в апреле–мае, в среднем 1–2 м, в надувах – до 10–15 м. С конца ноября до конца января длится полярная ночь. В течение июня длится весенний период, сопровождающийся большим количеством осадков в виде дождя и мокрого снега. Снежный покров сходит к середине июля, за исключением крупных снежников, нередко остающихся до зимы. Лето наступает в июле и заканчивается в начале сентября. В это время преобладают сильные западные и юго-западные ветры, температура воздуха – плюс 3–10 °С (до +16–18 °С). Обычны дожди и туманы. В течение всей весны и части лета длится полярный день.

Растительность района типична для арктической тундры. В долинах и пониженных участках обычны травы, мхи, лишайники, по долинам рек произрастают карликовые ива и береза, полярный мак, осоки. Животный мир беден и относится к категории мигрирующих видов. Среди млекопитающих наиболее широко распространены северный олень, полярный волк, песец, заяц, лемминг, реже – овцебык и белый медведь. Летом прилетают птицы (гуси, казарки, утки, различные виды чаек и др.). В реках и озерах водятся голец, хариус, сиг, чир, муксун.

Район работ труднодоступен и экономически не освоен. Населенные пункты с постоянным населением и дороги отсутствуют. Ближайший от базы (м. Саблера) на оз. Таймыр населенный пункт с аэродромом с. Хатанга находится в 300 км.

Северо-западная и центральная части территории листа располагаются в пределах Государственного биосферного заповедника «Таймырский».

Геологическое строение региона освещено геологосъемочными, поисковыми и геофизическими работами разных масштабов, а также специальными научными исследованиями в области стратиграфии, магматизма, тектоники, минералогии и нефтегазоносности.

Лист S-47 входит в состав Таймырско-Североземельской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000. Серийная легенда к ней третьего поколения подготовлена в 2006 г. и усовершенствована в 2008 г. На лист S-47 изданы Госгеолкарты-1000 двух поколений – 1962 г. и 1998 г. (новая серия), Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 первого поколения – 3 листа, Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго поколения (изданные и подготовленные к изданию) – 6 листов, аэрофотогеологическая карта масштаба 1 : 200 000 – 8 листов, на 2-х листах в 1980-е годы проведена кондиционная геологическая съемка масшта-

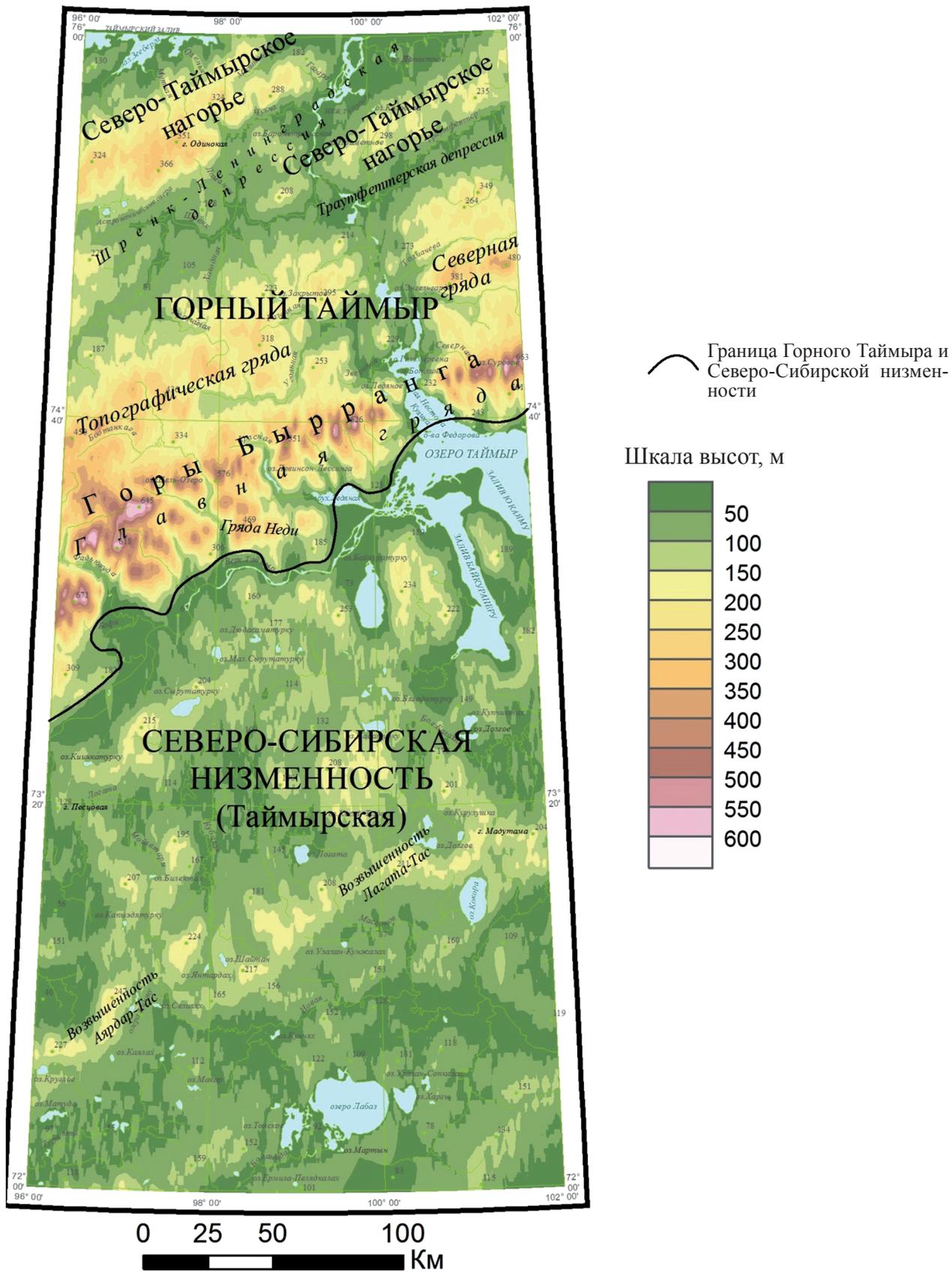


Рис. 1. Схема орогидрографии (масштаб 1 : 2 500 000).

ба 1 : 200 000, не завершившаяся их изданием. Кондиционные геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 не проводились – 2 листа. Листы ГК-200 второго поколения соответствуют современным требованиям, цифровые модели апробированы на НРС РФ и сопровождаются кондиционными базами данных.

Лист S-47 обеспечен цифровой топоосновой (ЦТО) масштаба 1 : 1 000 000, созданной в ФГУНПП «Росгеолфонд» и дистанционной основой (ДО) масштаба 1 : 1 000 000, созданной в НИИКАМ на основе снимков отечественных космических станций, а также дистанционной основой, составленной ВСЕГЕИ по материалам Landsat 7. Кондиционной геохимической основой масштаба 1 : 1 000 000 лист S-47 обеспечен на 50 %.

На площади листа S-47 проводились прогнозно-поисковые работы на россыпное золото и медно-никелевое оруденение, всего на восьми участках. В результате этих работ выявлены рудопроявления и пункты минерализации золота, платиноидов, никеля, полиметаллов, редких земель. Поисковые и тематические работы на медь и никель проводились на трех объектах, на золото – на двух площадях.

Лист S-47 обеспечен кондиционной геофизической основой, которая составлена по съемкам масштаба 1 : 200 000 с учетом результатов специализированных геофизических исследований. Геофизическая основа создана в 2006 г. ФГУНПП «Геологоразведка».

Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 выполнена в 1961–1962 гг. с феррозондовыми аэромагнитометрами АЭМ-49 и магнитометрами, входящими в состав комплексных станций АГСМ-25. Съемки выполнены на высоте полета 150–200 м. Карты ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> по листам масштаба 1 : 200 000 в цифровом виде находятся в Федеральном Банке «Гравимаг».

Картографическая опорная сеть выполнена ВНИИГеофизика в 1962–1964 гг. при помощи феррозондового аэромагнитометра АММ-13. Съемка производилась в масштабе 1 : 100 000 на высоте полетов рядовых съемок 200–300 м. Погрешность опорной сети составляет  $\pm(20-25)$  нТл.

Сводная гравиметрическая карта в редукции Буге построена по материалам гравиметрических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. Первичные материалы в виде цифровых матриц, карт изолиний, копии каталогов гравиметрических пунктов к отчетам о различных съемках хранятся в Банке данных «Гравимаг» и ГУПР Красноярского края.

Глубинные геофизические исследования представлены опорными региональными сейсмическими профилями ГСЗ «Битум» (или «Тенгиз–море Лаптевых»), «Алмаз», «Попигай–Шренк». Параллельно с глубинными геофизическими исследованиями, вдоль профиля «Битум» производилось изучение разреза земной коры по комплексу других геофизических данных.

В истории геологических исследований рассматриваемой территории выделяются несколько этапов.

*Первый этап* на Таймыре характеризуется великими географическими открытиями и получением первых геологических сведений (В. В. Прончищев, 1735–1736; С. И. Челюскин, Х. П. Лаптев, 1737–1743; Д. Л. Овцын, 1737; В. А. Минин, Д. В. Стерлегов, 1738–1740; А. Ф. Миддендорф, 1843–1844; А. Э. Норденшельд, 1878–1879; Ф. Нансен, 1893; Э. В. Толль, Н. Н. Коломей-

цев, А. В. Колчак, Ф. А. Матисен, Ф. Г. Зееберг, Н. А. Бялыницкий-Бируля, 1900–1901; Н. А. Бегичев, 1906–1908, 1915; Б. А. Вилькицкий, Л. М. Старокадомский, 1913 и многие другие). Результаты петрографических исследований каменных материалов этих экспедиций были опубликованы В. О. Баклундом в 1929 г. [11].

Этап маршрутных исследований на Таймыре был завершен Н. Н. Урванцевым (экспедиции по р. Пясины, 1922 г. и по рекам Верх. Таймыра и Ниж. Таймыра, 1929 г.). В 1931 г. Н. Н. Урванцевым была обоснована первая схема геолого-тектонического развития Таймыра, как герцинского геосинклинального шарьяжно-надвигового сооружения. Из полезных ископаемых исследованиями этого этапа установлены каменные угли на Западном Таймыре, мусковит и берилл – на берегу Харитона Лаптева.

*Второй этап* исследований (1930–1950-е годы, по 1961 г.) характеризуется началом систематических геологических исследований в связи с организацией Главного управления Северного морского пути, которому было поручено комплексное изучение Советской Арктики. Работы развернулись главным образом на Анабаро-Хатангском междуречье, восточнее территории листа S-47 с целью выяснения перспектив нефтегазоносности, а также в пределах Горного Таймыра для изучения угленосности пермских толщ. Одновременно начала разворачиваться планомерная геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000, которой после Великой Отечественной войны была охвачена вся территория листа. Кроме того, выборочно, на отдельных планшетах в центре Таймыра велась съемка масштаба 1 : 200 000. Геологами НИИГА и треста «Арктикразведка» были изучены многочисленные «белые пятна». На Горном Таймыре картированием и поисками занимались В. А. Вакар, Е. А. Величко, Г. П. Вергунов, А. М. Даминова, В. Д. Дибнер, М. Н. Злобин, В. А. Золотухин, Ю. Н. Кулаков, С. А. Логачев, Ф. Г. Марков, М. Л. Молдавский, А. С. Пешехонов, Л. С. Пузанов, М. Г. Равич, С. М. Тильман, Е. Н. Фрейберг, Л. А. Чайка, В. А. Черепанов и др. На открытых В. Д. Дибнером и Е. Н. Фрейбергом на западном берегу оз. Таймыр полиметаллических рудах и аналогичных рудах, обнаруженных М. Л. Молдавским и Л. А. Чайкой, в горной цепи на северном берегу озера трестом «Арктикразведка», были поставлены разведочные работы под руководством Е. А. Величко.

В результате картировочных и поисковых работ были получены данные об истории геологического развития Таймыра, установлены новые разрезы, оценены месторождения и проявления различных полезных ископаемых, в том числе угля, ртути, мышьяка. И. М. Мигаем в 1954 г. были систематизированы материалы по угленосности всего полуострова.

Во второй половине 1950-х годов на территории листа были выполнены ревизионно-увязочные маршруты, завершившиеся в 1961 г. подготовкой Ю. Е. Погребницким, В. В. Захаровым и В. В. Черепановым первого издания листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (листы S-47,48). Одновременно были развернуты полистная съемка масштаба 1 : 200 000 и поиски в южной цепи гор Бырранга. Работы выполняли сотрудники НИИГА: В. И. Бондарев, В. А. Виноградов, Г. Э. Грикуров, С. А. Гулин, Ю. П. Ершов, Г. А. Закржевский, В. В. Захаров, Г. А. Ковалева, Л. В. Махлаев, В. П. Орлов, Ю. Е. Погребницкий, И. М. Русаков, Р. Ф. Соболевская,

И. Б. Успенская, Л. А. Чайка, В. А. Черепанов, С. В. Черкесова, Н. К. Шануренко. В эти же годы проводятся аэрогеофизические съемки масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. В пределах всего Горного Таймыра выполнены аэромагнитная съемка (М. И. Залипухин, В. В. Большаков) масштаба 1:200 000 и гравиметрическая съемка (А. П. Четвергов, В. А. Одегов) масштаба 1:1 000 000. По данным этих съемок были составлены карты магнитных и гравиметрических полей, выявлены их связи с геологическими структурами, даны глубинные характеристики основных элементов структур.

В период 1950–1960-х годов вышли в свет первые фундаментальные работы по стратиграфии, магматизму и тектонике: В. Н. Сакс, 1957 г., 1959 г.; М. Г. Равич, 1954 г.; Ф. Г. Марков, [132]; Б. Х. Егиазаров, 1957 г.; В. А. Вакар [25], П. С. Воронов, Б. Х. Егиазаров, 1958 г.; В. А. Вакар, 1962 г.; А. М. Даминова [78]; А. М. Обут, [144] и др.; металлогении: Н. А. Гедройц, 1956 г.; Ф. Г. Марков [132]; М. Ф. Лобанов, 1959 и 1960 гг.; Л. Д. Мирошников [141] и др. На Горном Таймыре был прослежен ряд рудных поясов с сериями месторождений и рудопроявлений – мусковитовый бериллиеносный на севере Таймыра, полиметаллический (Pb, Zn, Ag, в меньшей степени Cu, Ni) и киноварно-антимонито-реальгаровый в горах Бырранга, флюоритовый в районе оз. Таймыр. В. А. Вакаром, П. С. Вороновым, Б. Х. Егиазаровым в 1958 г. предложена тектоническая схема, положенная в основу дальнейших металлогенических построений и не утратившая своего значения и сегодня.

В конце 1950-х–начале 1960-х годов интенсивный симбиоз производственных геологосъемочно-поисковых и научных исследований позволил выявить новый рудный пояс с радиоактивной и редкоземельной минерализацией. Ю. П. Ершовым и его сотрудниками в 1959 г. на побережье оз. Таймыр в истоках р. Ниж. Таймыра были выявлены своеобразные пластинообразные флюорит-барит-целестин-карбонатные тела. Позднее (1960–1965 гг.) они изучались Ю. Е. Погребицким, Н. К. Шануренко, С. А. Гулиным, В. А. Воробьевым и др. [286ф, 71, 229], которыми обосновано выделение самостоятельной формации инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов в ассоциации с комплексом малых интрузий щелочных сиенитов, контролирующих урановое и торий-урановое флюорит-барит-редкоземельное оруденение.

*Третий этап* (с 1961 по 1972 год) характеризуется главным образом проведением тематических работ и обобщением результатов региональных работ. Решаются вопросы стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники Таймыра (Ю. И. Захаров, В. Я. Кабаньков, Э. М. Красиков, Н. П. Лазаренко, В. П. Орлов, Ю. Е. Погребицкий, Р. Ф. Соболевская, И. Б. Успенская, Л. А. Чайка, О. Г. Шулятин и др.). Прогнозно-минерагенические работы проводятся по слюдоносности, прогнозной оценке ртутно-мышьякового, радиоактивно-редкоземельного и других оруденений (Б. С. Васильев, Г. Э. Грикуров, А. Л. Гроздилов, С. А. Гулин, Ю. И. Захаров, А. П. Иванов, Е. И. Орленко, Н. К. Шануренко и др.). Данные о геологии и петрографии трапповых образований в 1962 г. обобщены в работе В. А. Вакара. Для территории северной части Красноярского края, включающей Енисей-Хатангский прогиб, в это время проводятся тематические работы Д. Б. Тальвирского, В. П. Ивановой [212] по обобщению геофизических данных и созданию тектонической основы. Рекомендован ряд структур для дальнейших нефтегазопроисловых

работ, включающих Балахнинский мегавал. При тематических работах НИИГА (И. С. Грамбергом и др. [65, 250]; Г. Н. Карцевой и др., [114]) изучены разрезы верхнепалеозойских и мезозойских формаций с целью прогнозной оценки нефтегазоносности.

К 1972 г. выходят в свет основополагающие работы Ю. Е. Погребицкого [155] по тектонике, А. И. Забияки [92, 93, 94] по структурно-фациальному районированию докембрия Таймыра и стратиграфии флишеидных отложений, Л. В. Махлаева, Н. И. Коробовой [133]—по гранитоидам докембрия.

Своеобразным результатом рассматриваемого этапа явилась тематическая разработка М. А. Крутойрского, Т. Н. Баженовой и Я. Л. Стахевич [262ф], обобщивших все материалы по шлиховому опробованию Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба и в первые сделавших вывод о перспективности территории на выявление россыпей золота. Поиски россыпей на рассматриваемой площади рекомендовалось провести в первую очередь на р. Траутфеттер.

*Четвертый этап* исследований (1972–1981 гг.) характеризуется проведением аэрогеологического картирования масштаба 1:200 000 ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» (1972–1979 гг.) на всей территории Горного Таймыра (В. В. Беззубцев, Ю. И. Гончаров, Р. Ш. Залялеев и др.), металлогенических исследований масштаба 1:500 000 НИИГА (1975–1981 гг.) по Западному и Центральному Таймыру, Северной Земле (Н. К. Шануренко, Б. С. Васильев, Г. А. Русаков, В. И. Фокин и др.) с привлечением коллектива КНИИГиМС по п-ову Челюскин (А. И. Забияка, И. Д. Забияка, С. С. Сердюк, В. А. Верниковский и др.). Б. Н. Андросов (1977 г.) проводит обобщение материалов по угленосности, в результате которых создана «Прогнозная карта угленосности Таймырского угольного бассейна» масштаба 1:1 000 000. В. В. Беззубцевым [16] предложена новая схема стратиграфии докембрия и раннего палеозоя, уточнена возрастная последовательность интрузивных образований. Завершающим периодом АФГК-200 стало издание в 1985 г. Геологической карты Горного Таймыра масштаба 1:500 000.

Н. К. Шануренко и др. [308] в работе «Минерагия Североземельско-Таймырского региона» обобщены результаты предшествующих геологосъемочных и научно-исследовательских работ по эндогенным месторождениям и проявлениям разного типа, дана прогнозная оценка рудных формаций Таймыра, выявлены первые эндогенные проявления золота на Таймыре (в частности рудопроявление Жильное).

Г. Н. Старициной, Н. Н. Нагайцевой (1975 г.), Г. И. Кавардиным (1978 г.) научно обоснована принципиальная возможность обнаружения в пределах южного борта Таймырского инверсированного прогиба (по материалам [155]) медно-никелевых месторождений, аналогичных месторождениям Норильского горнопромышленного района. А. И. Архиповой [239ф] проанализирован материал по магматизму и никеленосности Таймыроозерского района, выделена Фадьюкудинская перспективная площадь.

В пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба этот этап геологических исследований характеризуется наиболее массовыми геологоразведочными работами, направленными на определение его нефтегазоносных перспектив. В частности проводятся сейсморазведочные работы МОВ ТГЭ треста

КНГР на Балахнинской площади и Жданихинской впадине (Н. Е. Котт и др., 1972, 1973, 1975, 1976 гг.), аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 СЕГФЭ КГУ (Л. Ф. Петрова и др., 1976, 1977 гг.), гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 ГЭ № 3 КГУ (А. П. Четвергов и др., 1976), аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 200 000 ВНПО «Аэрогеология» (Скундин и др., 1976 г. и [303ф]). В этот же период на территории листа проводится параметрическое бурение. Глубокое бурение на Балахнинском поднятии началось с конца 1974 г. бурением поисковой скв. 2 (1750 м), которой была вскрыта газовая залежь в нижней части среднеюрских отложений (в кровле вымской свиты). Затем были заложены параметрические скважины 1 (3538 м), 3 (4501 м), 4 (2150 м), 6 (2294 м) с целью изучения геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности нижнемеловых, юрских, триасовых и пермских отложений (Трест «Норильскнефтегазразведка», ГТС «Главнефтегазразведки», трест «Красноярскнефтегазразведка», ПГО «Енисейнефтегазгеология»).

Результаты бурения параметрических скважин обобщены в работах НЕНРЭ треста КНГР [125], КрасСОМЭ треста КНГР (Э. Г. Виск, Р. Г. Астахова, [5]), ТГЭ треста КНГР (Н. Е. Котт и др., 1977 г.). В обобщении геолого-геофизических материалов, захватывающих лист S-47, участвуют ВНИИГеофизики НПО «Союзгеофизика» (К. А. Савинский и др., 1977 г.), Трест КНГР и Новосибирский государственный университет (А. А. Трофимук и др., 1977 г.), НИИГА (Д. В. Лазуркин и др., 1978), НОМТЭ НПО «Севморгео» (Н. И. Фещенко и др., 1978 г.). Составлены серии палеотектонических схем и структурных карт. Проведено тектоническое и нефтегеологическое районирование. Енисей-Хатангский прогиб по совокупности геологических и нефтегазоносных особенностей отнесен к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, Хатангская впадина – к Вилюйско-Хатангской нефтегазоносной провинции. Установлены критерии нефтегазоносности локальных структур и продуктивности пластов. Даны рекомендации по очередности ввода локальных структур в поисковое бурение.

*Пятый этап* (1982–2003 гг.) характеризуется проведением геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 и ориентацией большинства ГРР на золотое и платиноидно-медно-никелевое оруденение. В северной части территории (листы S-47-I–VI) ГТС-200 провела Центрально-Арктическая ГРЭ (ЦАГРЭ), г. Норильск [305ф]. Южнее, на листах S-47-VII–XII, XV, XVI ГСР-200 осуществила Полярная ГРЭ (с. Хатанга) [55]. В западной части листа (S-47-XIII, XIV, XIX, XX) геологосъемочные работы проведены ЦАГРЭ [291ф].

В северной части района ГСР-200 сопровождалась общими поисками на россыпное золото с применением колонкового бурения на основных водотоках [245ф, 293ф], а в пределах Шренковской впадины территория оценивалась на бурые угли [279ф].

В районе гор Бырранга проведена серия поисковых работ на медь и никель (Л. К. Цывьян и др., 1982 г.; Е. Н. Ленькин и др. [270]; А. П. Салманов и др. [291ф]; Н. Н. Нагайцева [280ф]; Ю. И. Дараган-Суцев и др., 1986 г.; С. В. Макаров и др. [274]). Тематическими работами М. И. Митрошина, А. В. Невской (1984 г.) обобщены материалы по закономерностям локализации никеленосных интрузий, выделен вулканоплутон «Янгодо-Горбитского поднятия».

Д. А. Додиним [83] выделен Енисейско-Североземельский золото-никелево-меднорудный пояс, куда входит Быррангская часть рассматриваемого листа.

В 1985–1989 гг. ПГО «Аэрогеология» провело космофотогеологическое картирование Горного Таймыра в масштабе 1 : 500 000. В результате составлена карта структурно-вещественных комплексов, рассмотрена история геологического развития Таймыра с позиции теории тектоники плит [302].

Предгорные районы Таймырской низменности Енисей-Хатангского прогиба были охвачены космогеологическим картированием масштаба 1 : 1 000 000 Красноярским геологическим управлением с привлечением данных сейсмических исследований, в том числе профилей ГСЗ [265ф] и аэрофотогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000 НПО «Аэрогеология» [7].

В 1986–1989 гг. ПГО «Енисейнефтегазгеофизика» в районе Балахнинского поднятия пройдена серия параметрических скважин: Западно-Кубалахская Кбл-359 (3507 м), Кубалахская Кбл-1 (3600 м), Логатская Лгт-361 (3517 м), Восточно-Кубалахская Вкб-357 (3657 м), Массоновская Мсс-363 (4357 м), вскрывших юрско-меловые отложения, и Логатская скважина вскрывшая пермско-триасовые отложения. Обработка и обобщение материалов параметрического бурения проведено Л. А. Пантелеевой и др. [285ф]. Для всего Таймырского автономного округа научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациального и нефтегазогеологического районирования выполнено в КНИИГиМС Л. Л. Кузнецовым и др. в 2001 г. [264ф].

В 1990–1997 гг. ПО «Норильскгеология» провело поисковые работы на сульфидные медно-никелевые руды на Дябакатаринском и Тальниковском перспективных участках Центрального Таймыра [261ф]. С применением буровых работ впервые выявлен и изучен Дюмталейский дифференцированный массив субщелочных габброидов с оксидным титаномagnetитовым и сульфидным медно-никелевым оруденением. Материалы бурения скважин на территории листа S-47 использованы в настоящей работе.

В 1997 г. была утверждена Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новое поколение, серия Таймырская, под ред. Н. С. Малича, отв. исп. Г. В. Шнейдер), вобравшая в себя весь фактический материал, накопленный за предыдущие годы по Таймыру, обобщившая и систематизировавшая огромный объем геологической информации как прошлых лет, так и появившейся в последнее десятилетие, отразившая качественно новый взгляд на геологию Таймыра. В 1993 г. во ВСЕГЕИ составлена карта геологических формаций, а в 1999 г. – металлогеническая карта Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000 под редакцией Н. С. Малича. Эти материалы вошли в Геологическую карту Сибирской платформы и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000, составленную в 1999 г. (гл. редактор Н. С. Малич).

К 2001 г. по материалам геологосъемочных работ были составлены и переданы на издание Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000, охватывающие северную, центральную и западную части листа S-47 (S-47-V, VI, VII–XII, XIII, XIV, XV, XVI, XIX, XX). Для южной половины листа комплект аэрофотогеологических карт масштаба 1 : 200 000 (листы S-47-XIX–XXXIV) составлен объединением «Аэрогеология» под руководством Э. Л. Фишера и издан в 1989 и 1999 гг. [7, 8].

Научные тематические разработки осуществлялись параллельно в соответствии с задачами геологосъемочных и поисковых работ. Развитые на территории листа геологические формации освещены в обобщающих трудах и специальных исследованиях по стратиграфии и метаморфизму раннего докембрия (М. Г. Равич, А. М. Даминова, Л. В. Махлаев, О. Г. Шулятин, А. И. Забияка, Ю. И. Захаров, В. А. Верниковский), по стратиграфии, литологии и палеогеографии позднего докембрия (М. Г. Равич, Ю. Е. Погребницкий, М. Н. Злобин, А. И. Забияка, В. В. Беззубцев, В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская, Н. М. Голованов, С. Б. Киреев), по стратиграфии, литологии и палеогеографии палеозоя (Ф. Г. Марков, Н. А. Шведов, И. С. Грамберг, В. И. Бондарев, С. В. Черкесова, Р. Ф. Соболевская, Л. В. Нехорошева, М. С. Жижина, В. И. Устрицкий, Г. Е. Черняк, Э. Н. Преображенская, А. П. Романов, Н. Н. Соболев, Г. Н. Садчиков), по стратиграфии, литологии и палеогеографии мезозойских толщ (В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, И. С. Грамберг, Н. И. Шульгина, Г. Н. Карцева, М. С. Месежников, В. А. Басов, Б. Н. Шурыгин, Т. И. Нальняева, С. В. Меледина, А. Д. Егоров, В. А. Захаров, С. А. Чирва, А. В. Гаврилов, В. Н. Седов, Г. В. Шнейдер). Магматические образования региона исследовались В. А. Вакаром, М. Г. Равичем, А. М. Даминовой, В. А. Черепановым, Л. А. Чайкой, Ю. Е. Погребницким, Л. В. Махлаевым, Ю. И. Захаровым, С. А. Гулиным, Н. Н. Нагайцевой, М. З. Комаровой, А. П. Романовым, И. И. Курбатовым, В. Ф. Проскурниным, П. Г. Падериным). Петрография и стратиграфическое расчленение эффузивов освещены в работах В. А. Вакара, Г. А. Ковалевой, Н. Н. Нагайцевой, В. Н. Егорова. Проблемы тектоники Таймырской складчатой системы и ее сочленения с Сибирской платформой рассматривались Н. Н. Урванцевым, И. П. Атласовым, В. А. Вакаром, П. С. Вороновым, Ф. Г. Марковым, А. М. Даминовой, И. М. Мигаем, Ю. Е. Погребницким, А. И. Забиякой и др. В последние годы стали предметом специальных исследований А. К. Уфлянда [302ф], В. А. Верниковского [27], В. Ф. Проскурнина [165]. Проблемам минерализации и ресурсного потенциала посвящены работы М. Ф. Лобанова, А. И. Забияки [94], Н. К. Шануренко [229], А. П. Романова [181], С. С. Сердюка [295ф], Н. С. Малича [129], Д. А. Додина [83], А. Б. Гуревича, Г. М. Волковой [74], С. Б. Шишлова [230], В. Ф. Проскурнина [169]; структура Енисей-Хатангского прогиба и северного склона Сибирской платформы освещена в работах Д. Б. Тальвирского, Д. С. Сорокова, Д. В. Лазуркина, Л. Л. Кузнецова, Н. Е. Котт, В. И. Казаиса, В. И. Коваленко, А. П. Афанасенкова, Л. А. Пантелеевой, В. А. Балдина. Анализ дислокаций по аэрокосмическим данным выполнен А. А. Межвилком.

*Шестой этап* (с 2003 г.) характеризуется постановкой работ по созданию комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения на листах S-48 [47] и S-49 (2004 г.), а также рассматриваемого листа S-47 (2010 г.) с проведением полевых прогнозно-минерогенических исследований. В 2005 г. завершена легенда Таймырско-Североземельской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), включающая семь сдвоенных трапеций масштаба 1 : 1 000 000, актуализированная и утвержденная в НРС в 2008 г. Она легла в основу составления листа S-47.

В производстве полевых исследований 2010, 2012, 2013 гг. на листе были задействованы специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ» – В. Ф. Проскурнин (отв. исп.), А. В. Гавриш, А. А. Багаева, Н. И. Березюк, П. Г. Падерин, В. В. Мохов, К. В. Борисенков, А. В. Зублюк, П. А. Громов, М. А. Степунина, Д. Н. Ремизов, И. И. Бабарина, Г. В. Липенков, М. А. Алексеев, Д. А. Застрожнов, И. В. Сендерский и др.

Обзор основных работ свидетельствует о геологической изученности региона, достаточной для составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение).

Согласно требованиям по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеолкарты-1000/3 от 2004 г., в приложении к объяснительной записке по листу S-47 приводится цифровая база данных, в которую включены описания структур для хранения базы данных (БД) с фактографической информацией, поддерживающей, обосновывающей и расширяющей содержание комплекта графических материалов. В соответствии с Методическими рекомендациями по составлению и подготовке к изданию, данная цифровая база данных содержит петрохимические, палеонтологические данные, базу данных по проявлениям и месторождениям полезных ископаемых на 1.01.2014 г.

Работа над листом выполнена во ФГУП «ВСЕГЕИ». Исполнители карт и разделов объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки. Опережающая геофизическая основа масштаба 1 : 1 000 000, использованная при подготовке материалов к изданию, подготовлена в ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика», опережающая геохимическая основа – во ФГУП «ИМГРЭ», дистанционная основа – во ФГУП «ВСЕГЕИ».

Картографическая редакция и оформление макетов, создание цифровых моделей карт и цифровой базы данных выполнено И. В. Котельниковой, А. Г. Шнейдером, Д. И. Саранцевой (ФГУП «ВСЕГЕИ»). Петрографическое описание пород выполнено Н. П. Виноградовой, минераграфическое описание аншлифов – В. Д. Ляхницкой. Основные аналитические исследования выполнены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ под руководством В. Н. Топорского и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С. А. Сергеева.

Особое уважение и благодарность при проведении полевых работ вызвали профессионализм командиров вертолетов Ми-8 Ю. В. Жданова, И. П. Зайцева (ГП КК «КрасАвиа») и капитана дизель-электрохода НЭС «Михаил Сомов» Ю. А. Настеко.

Неоценимую помощь в составлении листа и проведении работ на Таймыре оказали сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ» – Т. Н. Зубова, И. В. Вербицкий, Г. В. Брехов, П. Г. Падерин, В. К. Шкатова, А. Д. Матюшков, В. В. Кямря; ОАО «Полярная ГРЭ» – М. А. Мартышкин, Н. Г. Науменко, И. В. Калмыков; КНИИГиМС – А. П. Романов, С. В. Ладыгин; ГУ «ААНИИ» – Д. Ю. Большианов.

---

## СТРАТИГРАФИЯ

В основу районирования листа S-47 в соответствии с Легендой Таймырско-Североземельской серии листов масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) положен зональный принцип, по крупным единицам районирования – структурным этажам, ярусам, соответствующим крупным циклам и этапам геологического развития территории. Внутри них – по геологическим районам: структурно-формационным областям (СФО) и геологическим площадям – структурно-формационным зонам (СФЗ). Намечаются четыре крупных тектонических цикла: позднепротерозойский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и раннеюрско-кайнозойский (табл. 1). Раннеюрско-кайнозойский тектонический цикл разделяется на два крупных этапа: юрско-меловой и позднемеловой–кайнозойский. На протяжении каждого из них существуют в площадном выражении геологические (стратиграфические) районы и площади.

В строении рассматриваемого листа принимают участие верхнепротерозойские, верхневендско-среднекаменноугольные, среднекаменноугольно-триасовые, юрско-меловые и палеоген-четвертичные отложения, которые разделены до серий, свит и толщ. Протерозойские образования распространены в Мининско-Большевицком и Шренк-Фаддеевском геологических районах, на Мининско-Коломейцевской и, соответственно, Мамонтовско-Лаптевской и Колосовско-Дорожнинской геологических площадях. Верхневендско-среднекаменноугольные отложения развиты в Северотаймыро-Североземельском, Северо-Бырангском и Фалабигай-Нордвикском геологических районах; среднекаменноугольно-триасовые – в Карском и Южно-Бырангском; юрско-меловые – в Таймыро-Североземельском, Усть-Енисейском и Хетско-Анабарском геологических районах. Палеоген-четвертичные образования территории на геологической карте распространены в Таймыро-Североземельском и Северосибирском геологических районах.

### ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепротерозойские образования развиты в трех геологических районах – Мининско-Большевицком, Шренк-Фаддеевском и Котуйканском (только на разрезе). Возрастной их интервал в первом ограничен вендом под вопросом, Шренк-Фаддеевском и Котуйканском – рифеем–поздним вендом. В Мининско-Большевицком районе развиты преимущественно складчатые

терригенные флишоидные отложения, в Шренк-Фаддеевском – складчатые вулканогенно-карбонатно-терригенные и в Котуйканском – платформенные карбонатно-терригенные.

Таблица 1

**Геологическое районирование листа S-47 Таймырско-Североземельской серии листов  
Госгеолкарты-1000/3 РФ**

Акротема	Эпохема	Эрагема	Система	Отдел	Геологические районы (СФО)	Геологические площади (СФЗ)				
<b>Фанерозойская</b>	Кайнозойская	Четвертичная	Неогеновая	Палеогеновая	1. Таймыро-Североземельский 2. Северосибирский	1а – Таймырская				
							Меловая	Юрская	1. Таймыро-Североземельский 2. Усть-Енисейский 3. Хетско-Анабарский	2а – Пясинская 2б – Рассохинско-Балахнинская 3а – Жданихинская 3б – Хетская
	Пермская	1. Северотаймыро-Североземельский 2. Северо-Быррангский 3. Фалабигай-Нордвикский 4. Северо-Анабарский	1а – Хутудинско-Коломейцевская 2а – Пясино-Фаддеевская (Северная) 2б – Ленинско-Клюевская (Переходная) 2в – Тарейско-Быррангская (Карбонатная) 3а – Фалабигайская							
				Каменноугольная	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский	1а – Мининско-Коломейцевская 2а – Мамонтовско-Лаптевская 2б – Колосовско-Дорожнинская				
							Девонская	Вендская	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский	1а – Мининско-Коломейцевская 2а – Мамонтовско-Лаптевская 2б – Колосовско-Дорожнинская
	Силурийская	Верхний Рифей	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский							
				Ордовикская	RF <sub>3</sub>	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский				
							Кембрийская	RF <sub>2</sub>	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский	1а – Мининско-Коломейцевская 2а – Мамонтовско-Лаптевская 2б – Колосовско-Дорожнинская
	Вендская	RF <sub>1</sub>	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский							
				Вендская	V <sub>2</sub>	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский				
							Вендская	V <sub>1</sub>	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский	1а – Мининско-Коломейцевская 2а – Мамонтовско-Лаптевская 2б – Колосовско-Дорожнинская
	Вендская	V <sub>1</sub>	1. Мининско-Большевикский 2. Шренк-Фаддеевский 3. Котуйканский							

## **Мининско-Большеви́стский геологический район**

В соответствии с Дополнением № 1 к Серийной легенде (к листам Т-45–48, мыс Челюскин) из состава Мининско-Большеви́стского района выведены на другой возрастной срез – поздневендско-среднекаменноугольный – две площади: Западно-Челюскинская и Большеви́стская. На рассматриваемой площади в связи с близостью состава отложений к стратотипам района п-ова Минина выделяется соответственно Мининско-Коломейцевская геологическая площадь.

### **Мининско-Коломейцевская геологическая площадь**

#### **ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА**

При проведении ГГС-200 на Нижнетаймырской площади [305] С. Б. Киреевым и В. Ф. Ржевским были выделены на п-ове Штурманов воскресенская свита, стерлеговская и конечнинская свиты нерасчлененные харитоновской (по А. И. Забияке [90]) серии и мининская свита. В соответствии с серийными легендами СЛ-200 [268ф] и СЛ-1000 [128] из-за неопределенности стратотипов и контактов свит их ранг был понижен до толщ, стерлеговскую и конечнинскую толщи предложено рассматривать в рамках одной стерлеговской толщи, а из-за близости их вещественного состава при объединении рассматривать в составе ленивеновской серии.

Ленивеновская серия (*V?ln*) была выделена Ю. Е. Погребницким [155] и включала весь комплекс преимущественно терригенных флишеидных отложений к западу от р. Ленивая, вплоть до шхер Минина и Пясинского залива. Возрастной объем этого подразделения точно не был определен, и оно целиком включалось в состав докембрия. Позже это название, но только для свиты, было использовано на Геологической карте Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000 [15], возрастной объем ее был ограничен поздним рифеем.

В настоящей записке предлагается использовать данное подразделение в прежнем ранге, включая воскресенскую и стерлеговскую толщи, объединяемые в единую серию. Нижняя граница ленивеновской серии не вскрыта, верхняя определяется подошвой мининской толщи. На листе S-47 закартирована как серия, нерасчлененная на толщи, среди метаморфизованных образований в верховьях рек Зелёная и Мутная. На описываемой территории отложения ленивеновской серии сложены метапесчаниками, метаалевролитами, метааргиллитами серыми, зеленовато-серыми, черными, известковистыми метапесчаниками, метагравелитами зонально-метаморфизованными. Мощность серии – 1300–1400 м.

Возраст серии принят не точнее, чем вендский, на основании изотопно-геохронологических исследований детритовых цирконов [169], характеризующихся наиболее широко развитыми вендскими датировками (570–550 млн лет), и, главное, исходя из ее положения в разрезе – непосредственно ниже вендско-раннекембрийских (под вопросом) отложений мининской и раннекембрийских нижнехутудинской и верхнехутудинской толщ. Последняя охарактеризована фаунистически [200].

Воскресенская толща (V?vs) была выделена в ранге свиты А. И. Забиякой в 1974 г. и названа по бух. Воскресенского [92]. Стратотип ее не был указан. В связи с этим ранг ее был понижен до толщи. На территории листа толща локально распространена в северо-западной его части: на п-ове Штурманов, о. Расторгуева и вдоль залива Зееберга [305ф]. Нижняя граница воскресенской толщи не вскрыта и соотношения с более древними образованиями неизвестны. Породы толщи смяты в узкие линейные складки протяженностью до 15–20 км при ширине 0,5–1,5 км.

Воскресенская толща сложена темно-серыми до черных углеродистыми филлитами, метаалевролитами, метааргиллитами и метапесчаниками при заметном преобладании первых двух разновидностей. Ее строение ритмичное, выделяют ритмы нескольких порядков. Наиболее крупные ритмы первого порядка имеют мощность от 30 до 80 м, в среднем – 40 м. Внутри таких крупных ритмов выделяются ритмы второго порядка мощностью от 8 до 20 м, а также ритмы третьего и четвертого порядков, имеющие мощность в десятки сантиметров.

Наиболее полный разрез толщи – мощностью более 364 м составлен на мысе Лишний п-ова Штурманов [305ф]. Аргиллиты в этом разрезе содержат  $C_{орг.}$  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 blastopсаммитовая. Состоят они на 60–70 % из кварца, на 15–35 % из альбита и обломков пород. Встречаются листочки гидратированного биотита. Акцессорные минералы – турмалин, апатит, циркон. 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 акцессорных минералов и углеродистого вещества, образующего сравнительно равномерно рассеянную тонкую вкрапленность или нитевидные скопления на поверхностях напластования и в трещинах кливажа. Есть основание предполагать, что  $C_{орг.}$  здесь связано с жизнедеятельностью синезеленых водорослей. Для данного типа пород весьма характерно высокое, хотя и неравномерное, содержание железистых карбонатов (бурошпатов) ряда  $CaFe(CO)–MgFe(CO)$ , в отдельных случаях достигающее 25 % породы. Представлены они пойкилопорфириобластами ромбоэдрической или неправильной формы размером до 4 мм. Изредка встречаются порфириобласты доломита несколько меньшего размера.

Метааргиллиты имеют микролепидогранобластовую структуру и состоят из агрегата зерен кварца в тонком сростании 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 метаморфизованы в режиме перехода из се-рицит-хлоритовой субфации в хлорит-биотитовую.

Суммарная мощность вскрытой части воскресенской толщи на рассматри-ваемой площади – более 400 м.

Стерлеговская толща (V<sup>st</sup>) в ранге свиты была выделена А. И. За-биякой и названа по мысу Стерлегова [92]. В связи с тем, что разрез ее был описан автором в самом общем виде, а контакт с ниже- и вышележащими от-ложениями не наблюдался, ранг ее был понижен до толщи.

В пределах территории листа образования стерлеговской толщи образуют полосы северо-восточного простирания шириной от 3 до 13 км, ограничен-ные озерами Астрономические с юга и районом р. Оленья – на востоке. Свита слагает крылья антиклинальных и синклинальных структур в поле развития воскресенской свиты на севере п-ова Штурманов, а также в центральной и юго-восточной частях полуострова и на п-ове Летчиков. Согласно налегание стерлеговской толщи на воскресенской наблюдалось В. Ф. Ржевским, С. Б. Киреевым [305] на северной оконечности п-ова Штурманов, на мысе Лагерный, где на углеродистых черных филлитах согласно залегают зелено-вато-серые метаалевролиты.

Отложения метаморфизованы в условиях от биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой фации. Однако текстурные особенности позволяют достаточно уверенно опознавать эту свиту. На пло-щадии работ описание свиты дается по отдельным изолированным разрезам, взаимное положение которых определено с долей условности.

Нижняя часть разреза, мощностью 72 м, детально описана на п-ове Штур-манов, мыс Лагерный [305]. Здесь преобладают метаалевролиты с подчинен-ными по мощности прослоями известковистых метапесчаников и филлитов. Породы горизонтальнослоистые, от светло-серых до зеленовато- и темно-серых, песчаники имеют бурый цвет на выветрелой поверхности.

При анализе изменчивости вещественного состава стерлеговской толщи можно наметить следующие тенденции:

- вблизи южной границы Мининско-Коломейцевского геологического района в этих отложениях увеличивается роль крупнозернистых метапесча-ников и метагравелитов и уменьшается роль метаалевролитов и филлитов;

- с увеличением доли крупнопсаммитовых разностей увеличивается коли-чество обломков вулканитов в обломочной части толщи.

Для метапесчаников стерлеговской толщи, развитых в северной части района их распространения, минеральный состав обломочной части следую-щий (%): кварц – 50–75, альбит – 10–35, кальцит – от 10 до 45 в известкови-стых разностях, обломки пород – до 3,5. Из второстепенных минералов наиболее характерными являются карбонаты пистомезитовой группы, объ-единяемые под названием «бурошпаты». Они обычно слагают пойкилопор-фиробласты с ромбовидными, реже округлыми изометричными сечениями размером до 5–6 мм. В обнажениях на п-ове Штурманов наблюдались «це-почки» и «струи» порфиробластов карбоната, секущие под углом, близким к прямому, первичную слоистость и границы между литологическими разно-стями. Довольно часто в породах наблюдаются редкие разрозненные кубиче-ские кристаллы пирита размером от 1 до 5 мм. Иногда вокруг таких кристал-

лов наблюдаются оторочки белого цвета, сложенные кальцитом, реже кварцем.

Для метапесчаников и метагравелитов, развитых в южной части поля развития толщи (бассейн руч. Зелёный, верховья рек Страшная и Мутная), характерно повышенное количество обломков основных и средних вулканитов, реже фельзитов – от 10 до 30 %, в связи с чем метапесчаники становятся переходными от кварц-полевошпатовых к полимиктовым. Встречаются обломки с микрогранобластовыми структурами девитрификации вулканических стекол кисло-среднего состава, увеличивается количество обломков альбита и альбит-олигоклаза, а также обломков червеобразной и линзовидной формы, свидетельствующих об их тефроидном происхождении, синхронном вулканизму. Метаалевролиты сложены субизометричными зёрнами кварца и, в меньшей степени, альбита, а также чешуйками серицита и хлорита. В филлитах часто наблюдаются тонкие линзы, сложенные непросвечивающим углеродистым веществом. Угловатые зёрна кварца составляют 15–20 % от объема породы. Очень характерен сноповидный рутил.

Возраст толщи определен как вендский (не точнее) в связи с появлением датировок детритовых цирконов из близких толщ Мининской площади [287ф] и п-ова Челюскин.

Мощность стерлеговской толщи на рассматриваемой территории оценивается в 900–1000 м [305ф]; на Западном Таймыре, по данным А. И. Забияки, она достигает 2000 м [93].

### ***Шренк-Фаддеевский геологический район***

В составе Шренк-Фаддеевского геологического района выделяются две стратиграфические площади: Мамонтовско-Лаптевская и Колосовско-Дорожинская. Первая характеризуется широким развитием позднерифейских вулканогенных метаморфизованных толщ, вторая – позднерифейских терригенно-карбонатных, практически не метаморфизованных.

### **Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь**

#### **ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА – ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Модинская толща (RF<sub>3</sub>md) выделена В. Ф. Проскурниным совместно с Ю. И. Захаровым на п-ове Челюскин [164] взамен прончищевской свиты, установленной М. Г. Равичем и отнесенной к нижней части филлитовой серии как комплекс зеленых сланцев–празинитов [171, 132]. Этот вопрос специально исследовался в процессе редакционно-увязочных работ 1989–1990 гг. [258ф], толща вошла в Легенду Таймырской серии листов масштаба 1 : 200 000 [268ф] и отражена на Госгеолкарте масштаба 1 : 200 000 п-ова Челюскин [54]. Там было рекомендовано отказаться от названия «прончищевская свита»: стратотип ее не был указан, а на мысе Прончищева впоследствии выделена нижняя базальтовая толща лаптевской свиты [90]. Предложено взамен прончищевской выделить новую – модинскую толщу, названную по

бух. Мод. В качестве стратотипического был принят участок левобережья руч. Мод, где имеется наиболее полный ее разрез.

На рассматриваемой площади модинская толща выделяется впервые. Ранее она входила в состав чукчинской серии [305ф] или выделялась В. Ф. Проскурниным [294] как прончищевская толща в составе верхнемалиновско-малиновской раннепротерозойской офиолитовой ассоциации Нижнетаймырской площади.

Нижняя граница толщи нигде не вскрыта, и поэтому ее соотношения с более древними образованиями не установлены. Толща перекрывается с угловым несогласием (соотношения известны на п-ове Челюскин) туфоконгломератами борзовской толщи, кварцитопесчаниками серебрянской и продольнинской толщ [54]. Мединская толща протягивается в виде узкой (4–8 км) полосы северо-восточного простирания от левого берега р. Ниж. Таймыра (в районе о. Фомина, мысов Ваганова и Гранитный) по водоразделу рек Малиновского и Чукча. Толща, как правило, обнажена в виде элювиальных щебнистых развалов или разрозненных коренных выходов, является вмещающей для габброидов верхнемалиновского и гранитоидов малиновского позднерифейских интрузивных комплексов, совместно с последними катаклазирована и подвержена зеленокаменному метаморфизму.

По составу толща делится на две подтолщи. В составе нижней подтолщи преобладают метабазиты толеитового ряда, преобразованные в сланцы кварц-альбит-цоизит-тремолит-актинолитовые, хлорит-амфибол-цоизитовые, цоизит-альбит-кварцевые. Реликтовые структуры (порфирировая, пилотакситовая, спилитовая, витролит-кристаллобластическая и др.) весьма редки. В подтолще достаточно часто отмечаются силлообразные тела метаморфизованных габбро, габбро-пироксенитов. Верхняя подтолща в пределах листа достоверно не известна, но севернее рамки листа, в районе мысов Ваганова, Сланцевый, Гранитный, она представлена сланцами серицит-полевошпатово-кварцевого, хлорит-цоизит-полевошпатово-кварцевого состава по средним и кислым вулканическим породам, а также парасланцами и кварцитовидными породами. В ней отмечаются отдельные тела метаплагиориолитов.

Химический состав пород (табл. 2) нижней подтолщи свидетельствует об их принадлежности к толеитовым базальтам повышенной щелочности натриевого типа, умеренно титанистым, с пониженным содержанием кальция, а верхней подтолщи – к группе кварцевых кератофиров и плагиориолитов, низкощелочных, реже – субщелочного натриевого и калиево-натриевого рядов.

Возраст модинской толщи определяется как позднерифейский, исходя из того, что она прорывается кварцевыми диоритами (порфиритоидами) и плагиогранитами (порфириоидами) малиновского комплекса, датировки которых определяются интервалом 633–691 млн лет, и которые содержатся в обломках туфоконгломератов борзовской толщи.

Суммарная мощность модинской толщи, по аналогии с Челюскинской площадью [54], принимается не менее 1800–2200 м.

Борзовская толща (RF<sub>3</sub>br) была выделена геологами ГП «Красноярскгеолсъемка» [16] в ранге свиты и названа по р. Борзова, левому притоку р. Гольцовая. Стратотип ее находится на р. Борзова. Нижняя граница толщи

Химический состав пород модинской толщи

Содержание окислов, масс. %	3329/5	8136	3352/18	3352/19	171/7
SiO <sub>2</sub>	49,65	48,44	69,62	69,32	67,24
TiO <sub>2</sub>	0,48	1,27	0,59	0,75	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,74	15,49	13,75	13,06	15,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	5,65	1,79	3	2,2
FeO	3,7	4,6	1,29	1,23	2,05
MnO	0,16	0,21	0,19	0,18	0,08
MgO	4	4,35	1,18	1	2,32
CaO	5,4	8,75	2,33	2,18	2,23
Na <sub>2</sub> O	3,42	3,62	2,64	1,21	6,01
K <sub>2</sub> O	2,54	3	6,02	6,32	0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,37	0,16	0,18	0,14
ппп	4,02	4,15	0,89	1,14	1,63
∑	100,56	99,9	100,37	99,35	100,15
H <sub>2</sub> O	0,11	0,31	0,21	0,05	0,15

Примечание. 3329/5 – метатрахибазальт, верховья р. Чукча; 8136 – метатрахибазальт, р. Чукча; 3352/18, 3352/19 – метариолиты, мыс Гранитный; 171/7 – метадацит, мыс Сланцевый [305ф].

не вскрыта, что и послужило основанием для пересмотра ранга этого подразделения [258ф, 268ф, 128]. Она закартирована на междуречье верховий Чукчи и Встречи в виде полосы северо-восточного простиранья шириной до 6 км.

Толща сложена интенсивно смятыми метаморфизованными эффузивами основного, среднего и кислого состава, их метатуфами, метатуфоконгломератами, метатуфопесчаниками; отмечаются пласты известняков, доломитов и метапесчаников. Судя по составу обломочного материала (катаклазированные плагиограниты, диориты, празиниты и др.) в терригенных прослоях среди вулканитов, можно говорить о несогласных соотношениях рассматриваемой толщи с подстилающими образованиями (модинской толщи, верхнемалиновского и малиновского комплексов).

Нижняя часть рассматриваемой толщи состоит главным образом из эффузивов и туфов основного и среднего составов. На левом берегу р. Чукча, в среднем ее течении главным образом в элювиально-делювиальных развалах обнажаются метаандезиты и метаандезибазальты, иногда миндалекаменные, темно-серые и серые, интенсивно пропилитизированные, с эпидотовыми прожилками. В подчиненном количестве присутствуют прослои метатуфов андезибазальтов, кристалло-литокластических метатуфов и метатуффитов основного состава, зеленовато-серого и зеленого цвета. Мощность оценена в 60–80 м.

Вышележащая часть толщи вскрыта в среднем течении р. Гагара. Здесь в коренных выходах и элювиальных развалах наблюдаются чередующиеся между собой пачки (от 10 до 50 м) метадацитов, метадациандезитов, метариодаци-

тов, метариолитов и метатуфов кислого состава. Редко отмечаются метабазалы миндалекаменные пропицитизированные. Выше по разрезу доминируют мелкообломочные метатуфы кислого, реже среднего–кислого состава, сланцы эпидот-цоизит-кварц-альбитовые (по вулканитам кислого состава) серицит-эпидот-кварц-альбитовые (по вулканитам среднего состава), образующие пачки мощности от 5 до 20 м. Как правило, все породы березитизированы, хлоритизированы и окварцованы. Мощность этой части разреза – 330–350 м.

Верхняя часть толщи наиболее полно вскрыта на левобережье р. Чукча, в ее среднем течении. Здесь в коренных выходах и элювиальных развалах обнажаются метатуфы средне-кислого состава, от мелко- до крупнообломочных агломератовых, метатуфоконгломераты, метариолиты тонко-флюидальные. Обломки в туфах (до 20 см в поперечнике) состоят из плагиогранитов и диоритов, андезибазальтов и эпидозитов. Мощность – 130–150 м.

Породы борзовской толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, интенсивно изменены в результате березитизации и пропицитизации, прорваны позднерифейскими гранитоидами чукчинского и позднепермскими умереннощелочными гранитами оленьинского комплексов, что затушевывает первичные структурно-текстурные особенности и состав первичных пород.

Основная масса метабазалов, метаандезибазальтов и метаандезитов характеризуется нематогранобластовой или немато-лепидогранобластовой структурами и состоит из микроагрегата зерен плагиоклаза в тонком сростании с бесцветным эпидотом, составляющим иногда до 30 % породы, и незначительно – кварцем. Порфиновые вкрапленники, составляющие до 10 % общего объема породы, представлены призматическими зернами плагиоклаза размером в 2 мм, обычно сосюритизированного, иногда почти нацело замещенного агрегатами зерен (0,01–0,05 мм) бесцветного эпидота. Вкрапленники нередко гранулированы с краев или рассекаются «прожилками» гранулированного материала, представляющего собой равномерно погасающие блоки плагиоклаза. Кроме плагиоклаза вкрапленники представлены короткопризматическими зернами роговой обманки бледно-голубовато-зеленого цвета, размером 0,3–1,5 мм, нередко замещенные с краев ярко-зеленым, со слабым голубоватым оттенком, актинолитом. Зерна актинолита встречаются и в основной массе породы. Кроме перечисленных минералов, для рассматриваемых пород характерно присутствие (до 2 %) ксеноморфных зерен титанита размером до 0,3 мм, часто лейкоксенизированного. Нередко встречается биотит, замещающий практически все отмеченные минералы и связанный скорее всего с воздействием невоскрытых интрузивов гранитоидов.

Метадациандезиты, метадациты, метариодациты и метариолиты представляют собой породы со сланцеватой, иногда полосчатой текстурой. Основная масса их сложена микрогранобластовым агрегатом ксеноморфных зерен кварца и альбита. В незначительном количестве присутствуют калиевые полевые шпаты. Размеры зерен варьируют в пределах 0,01–0,05 мм. В переменном количестве (от единиц до 5 %) присутствует бледно-зеленый хлорит (0,03–0,05 мм), сравнительно широко развит бесцветный серицит, в отдельных случаях составляющий до 25 % породы и слагающий тонкие линзочки. Иногда в шлифах виден кварц-альбитовый агрегат, в котором плагиоклаз образует различно ориентированные выделения длиной 0,03–0,05 мм. Это, воз-

можно, реликты микролитовой структуры основной массы первичной породы. Часто наблюдаются ксеноморфные, реже призматические зерна бледно-желтого, реже лимонно-желтого эпидота (0,05–0,2 мм), незакономерно рассеянные по породе или образующие полосовидные скопления. Порфиновые вкрапленники этих разностей пород представлены призматическими зернами кислого плагиоклаза, реже – олигоклаз-андезина и бипирамидального кварца. Последние нередко оплавлены и имеют волнистое погасание. Иногда в породах наблюдаются гломеропорфиновые выделения. Плагиоклаз во вкрапленниках обычно серицитизирован. Метариолиты отличаются отсутствием вкрапленников, иногда более тонкой основной массой породы.

Метатуфы представляют собой породы со сланцеватой, иногда реликтовой обломочной текстурой и лепидогранобластовой структурой. Первичная обломочная текстура туфов сохранилась очень плохо, за исключением агломератов, содержащих обломки подстилающих пород. Разделение туфов по основности, особенно учитывая их постоянные взаимопереходы, условно. Различие устанавливается исходя из количественного содержания хлорита и эпидота, более характерных для средних и основных туфов. Типичные разности кислых туфов состоят из остроугольных обломков кристаллов альбита в количестве от 5 до 15 %, погруженных в основную кварц-альбитовую массу с примесью хлорита, серицита, эпидота. В некоторых разностях туфов на фоне основной массы отчетливо выделяются обломки с реликтовыми структурами основных пород: пилотакситовой, гиалопилитовой. Сравнительно часто встречаются овальные и удлинённые обломки эпидозитов, сложенные агрегатом эпидотовых зерен размером 0,05–0,3 мм.

Петрохимически вулканогенные породы характеризуются нормальной и умеренной щелочностью (от натриевых до калиево-натриевых), умеренной титанистостью, низкой и умеренной железистостью (табл. 3).

В метатуфе андезибазальтового порфирита (обр. 203040, верховья р. Чукча) минералогическим микрозондовым анализом был определен химический состав минералов. Эпидот  $\text{Ca}_{2,11}(\text{Al}_{1,79}\text{Fe}_{1,1})_{2,89}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$  и роговая обманка  $\text{Ca}_{2,2}(\text{Mg}_{1,28}\text{Fe}_{3,52})_{4,8}(\text{Al},\text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  из метаандезибазальта относятся к высокожелезистым разностям (16,48 % и 25,98 % соответственно). Ортосланцы борзовской толщи умереннощелочные, высококалиевые, сильно пересыщены глиноземом (индекс Шенда  $\text{ASI} < 1,1$ ), парасланцы относятся к нормальному ряду ( $\text{ASI} < 1$ ). Метаандезибазальты и метаандезиты борзовской толщи характеризуются известково-щелочным трендом дифференциации и относятся к миаскитовым (коэффициент агапитности  $< 1$ ).

Геохимическая специализация вулканитов борзовской толщи – халькофильно-редкоземельно-редкометалльная (табл. 4).

Распределение редких земель указывает на монотонное, со слабой европиевой отрицательной аномалией, однотипное для всех разновидностей, обеднение тяжелыми РЗЭ –  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 6,49\text{--}11,01$ . В целом распределение нормированных по хондриту концентраций РЗЭ отражают картину, характерную для надсубдукционных обстановок (рис. 2).

Преимущественно андезит-дацитовый состав вулканитов отражается и в присутствии отрицательной аномалии Eu, что отражает кристаллизационную дифференциацию исходного расплава. Наличие дифференциации отражено и

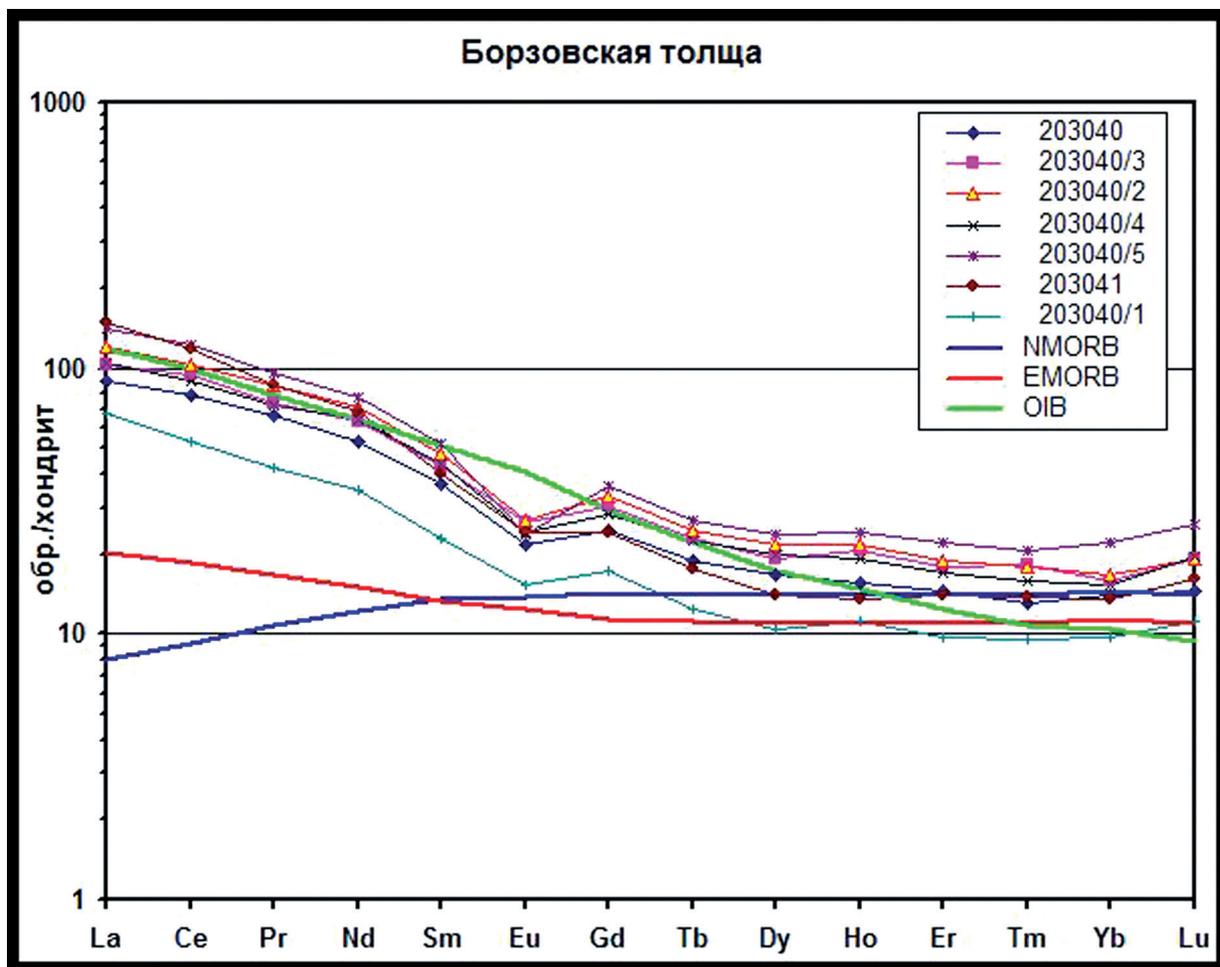
## Химический состав пород борзовской толщи (масс. %)

Окислы Номер образца	203040	203040/1	203040/2	203040/3	203040/4	203040/5	203041	3329/5	2325/10	2325/11	2325/21	2325/7	2155/1	2346/1	2346	2311/1	2344/1	157/2	150/2	150/4
	SiO <sub>2</sub>	52,73	66,59	56,37	56,18	58,3	62,38	68,05	49,65	53,96	52,08	51,54	56,36	63,8	63,39	59,27	70,28	72,52	66,04	74,42
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,66	1,28	1,44	1,33	1,1	0,63	0,48	1,15	1,14	0,93	1,15	0,76	1,14	1,26	0,43	0,45	0,49	0,31	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,7	11,4	14,3	16,4	15,9	14,8	16,3	22,74	14,1	14,58	17,3	17,52	17,64	15,3	15,29	11,75	14,1	12,24	11,56	11,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,98	6,22	6,05	3,44	3,16	4,22	1,82	4,31	5,88	4,93	1,6	3,95	2,56	3,6	4,64	3,35	1,2	1,39	3,29	1,22
FeO	1,41	0,78	2,9	5,48	5,01	2,98	0,94	3,7	5,82	6,68	3,66	3,14	1,47	2,87	4,35	1,78	0,56	2,01	0,43	0,18
CaO	16,96	11,76	13,49	4,74	4,78	4,46	1,21	5,4	7,21	8,18	9,45	4,87	2,27	2,09	4,06	1,26	0,35	4,43	0,63	0,02
MgO	0,87	0,49	2,03	3,2	2,91	1,39	0,85	4	4,29	4,34	1,77	1,79	1,47	1,08	2,7	0,43	0,56	2,4	0,45	0,25
MnO	0,187	0,161	0,234	0,174	0,138	0,162	0,083	0,16	0,16	0,17	0,16	0,14	0,08	0,12	0,15	0,04	0,04	0,25	0,02	0,86
K <sub>2</sub> O	0,13	0,12	0,36	3,08	3,09	3,91	4,29	2,54	2,33	2,35	2,1	3,71	4,22	4,31	3,54	6,9	6,54	4,98	2,66	5,46
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,45	1,22	4,12	3,79	3,38	5,26	3,42	3,32	3,23	4,56	5,63	5,27	4,49	3,91	3,28	3,37	3,83	3,9	0,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,27	0,5	0,54	0,51	0,42	0,13	0,14	0,41	0,54	0,39	0,54	0,32	0,42	0,74	0,02	0,06	0,22	0,1	0,12
ппп	1,5	0,94	0,99	0,65	0,66	0,49	0,38	4,02	1,28	1,29	5,84	0,95	0,62	0,75	0,89	0,6	0,08	1,22	2,45	0,85
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100,56	99,91	99,51	99,5	99,75	100,5	99,59	99,8	100,13	99,43	99,5	99,51	99,52
V	0,02	0,014	0,018	0,015	0,016	0,007														
Ba			0,008	0,043	0,06	0,048	0,136													
Kф	92	94	82	75	75	84	77	67	73	73	75	80	73	86	77	92	76	59	89	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,4	3,6	3,4	1,3	1,2	0,9	1,2	1,3	1,4	1,4	2,2	1,5	1,2	1,0	1,1	0,5	0,5	0,8	1,5	
f'	12,31	8,14	12,26	13,56	12,4	9,69	4,24	12,49	17,14	17,09	7,96	10,03	6,26	8,69	12,95	5,99	2,77	6,29	4,48	
al'	1,26	1,39	1,14	1,15	1,23	1,48	3,75	1,89	0,88	0,91	2,46	1,97	3,21	2,03	1,31	2,11	6,08	2,11	2,77	
Ka	0,02	0,05	0,11	0,44	0,43	0,49	0,59	0,26	0,4	0,38	0,38	0,53	0,54	0,58	0,49	0,87	0,7	0,72	0,57	

Примечание.  $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ ;  $f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ ;  $Kф = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ ;  $Ka = (K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$ .

Авторские сборы в верховьях р. Чукча (2014 г.): 203040 – метатуф андезибазальтового порфирита, 203040/1 – эпидотизированный метатуф дацитов, 203040/2 – метаандезибазальт, 203040/3 – актинолит-тремолитовый метатуф трахиандезибазальта, 203040/4 – андезитовый порфирит, 203040/5 – метатуф андезита, 203041 – метатрахириодацит.

3329/5, 2325/10, 2325/11, 2325/21, 2325/7 – вулканы средне-основного состава с верховьев р. Чукча; 2155/1, 2346/1, 2346, 2311/1, 2344/1 – вулканы средне-кислого состава с верховьев р. Чукча; 157/2, 150/2, 150/4 – то же с верховьев р. Гагара [305ф].



**Рис. 2. Спектры редких земель горных пород борзовской толщи, нормировано по (Boynnton, 1984).**

Пробы расположены в порядке возрастания содержания кремнезема. NMORB – нормальный базальт океанических хребтов, EMORB – обогащенный базальт океанических хребтов, OIB – базальт океанических островов по (McDonough, Sun, 1995; Sun, McDonough, 1989).

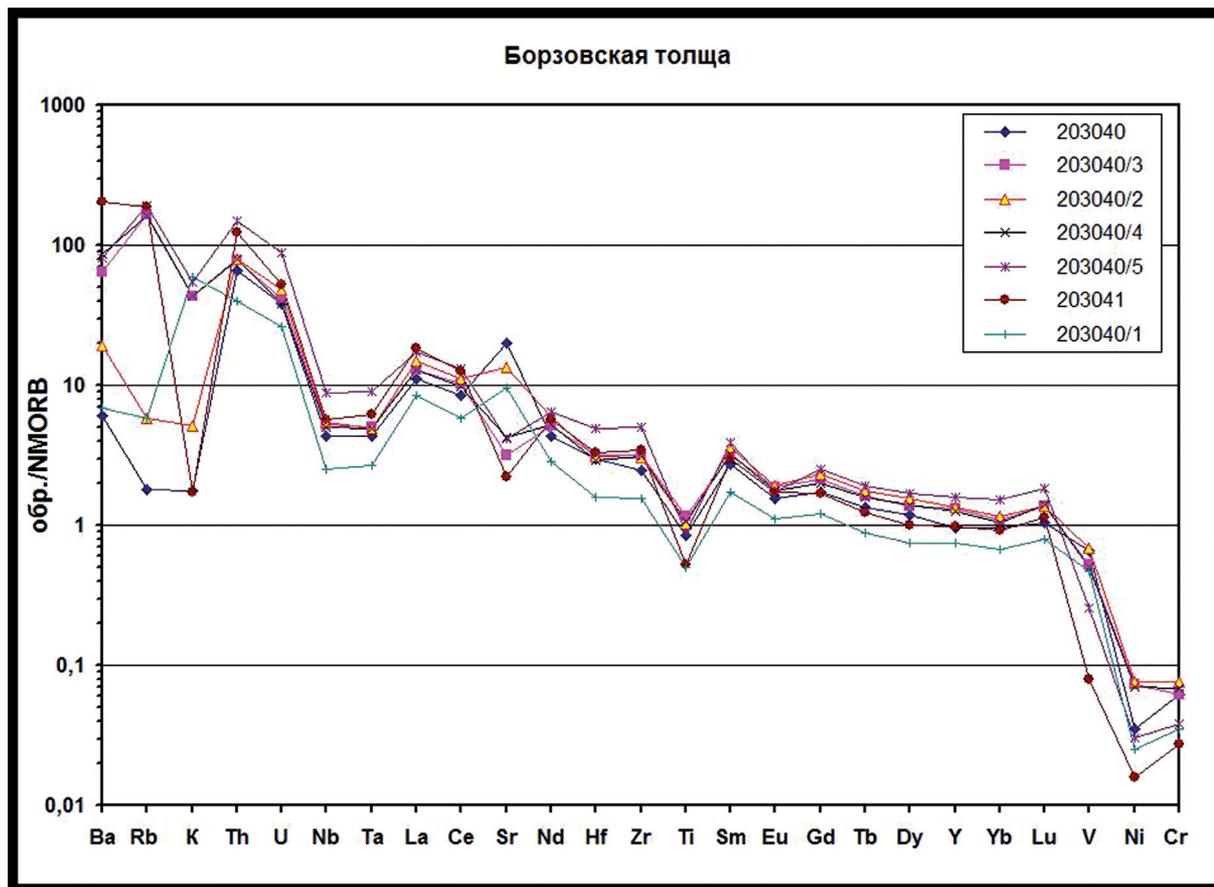


Рис. 3. Спайдер-диаграмма горных пород борзовской толщи, нормировано по (McDonough, Sun, 1995, с дополнениями). Пробы расположены в порядке возрастания содержания кремнезема.

на спайдер-диаграмме (рис. 3), где она выражается в деплетировании пород когерентными элементами и титаном. Широкие вариации Ba, Rb и K связаны, вероятно, с воздействием вторичных изменений.

Вулканиды относятся к известково-щелочному типу. Отрицательная ниобий-танталовая аномалия отчетливо выражена, однако не достигает величин, характерных для энсиматических островных дуг и задуговых бассейнов. Таким образом, вероятнее всего их образование происходило в окраинно-континентальных условиях островной дуги на более древнем континентальном или островодужном фундаменте. Косвенно об этом свидетельствуют полученные данные по возрастным датировкам цирконов из этих пород (см. ниже).

Таблица 4

Микроэлементный состав пород борзовской толщи (в ppm)

Элементы Номер образца	203040	203040/1	203040/2	203040/3	203040/4	203040/5	203041
Li	2,3	2,04	3,33	25,4	22,3	12,1	11,2
Be	<1	<1	1,15	1,48	1,38	1,33	1,06
F	229	244	461	456	522	392	291
Sc	16,9	9,47	18,4	19,5	17,8	15,6	6,92
V	196	140	204	157	151	76,2	23,8
Cr	17,9	10,1	22,3	17,8	19,9	11	7,91
Co	5,84	4,13	12,4	22,9	19,2	11,1	2,63
Ni	4,86	3,45	10,6	10,1	9,59	4,22	2,21
Cu	101	11,9	17,7	300	122	75,7	3,58
Zn	30,7	21,8	65,1	125	118	91	52,3
Ga	30,9	19,2	12,8	17,2	16,6	10,3	11,2
Ge	3,16	2,08	2,58	1,64	1,5	1,96	1,36
As	<1	<1	1,05	1,43	1,11	2,45	1,84
Se	2,33	1,66	2,92	3,14	2,93	3,99	1,63
Rb	<2	3,25	3,23	93,4	90	107	105
Sr	1810	860	1200	286	383	376	199
Y	26,8	21	37,6	36,8	34,9	44,6	27,3
Zr	181	114	223	234	231	370	255
Nb	10	5,91	12,6	12,2	11,6	20,6	13,2
Mo	0,69	0,6	0,71	0,92	1,01	2,2	<0,6
Pd	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Ag	0,085	<0,01	0,022	0,33	0,21	0,12	0,021
Cd	0,19	0,14	0,14	0,1	0,1	0,11	<0,1
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1

Элементы Номер образца	203040	203040/1	203040/2	203040/3	203040/4	203040/5	203041
Sn	2,03	1,84	2,31	1,87	1,62	3,72	1,73
Sb	0,62	0,23	0,53	<0,1	<0,1	0,25	0,2
Cs	0,16	0,41	0,14	4,48	4,31	1,47	1,41
Ba	38,3	43,6	121	406	539	515	1290
La	27,8	21,1	37,3	32,1	32,4	43,5	45,7
Ce	64,1	43,1	83,3	76,1	72,9	99,4	94,9
Pr	8,08	5,15	10,5	9,07	8,8	11,7	10,5
Nd	31,8	20,8	43	37,7	38,2	46,8	41,2
Sm	7,12	4,49	9,35	8,4	8,54	10,2	7,81
Eu	1,59	1,13	1,96	1,93	1,78	1,74	1,77
Gd	6,32	4,46	8,55	7,83	7,27	9,26	6,2
Tb	0,9	0,59	1,17	1,08	1,06	1,27	0,83
Dy	5,37	3,36	7,04	6,19	6,42	7,63	4,55
Ho	1,11	0,8	1,56	1,49	1,39	1,72	0,98
Er	3,07	2,03	3,96	3,73	3,56	4,66	2,93
Tm	0,42	0,31	0,58	0,59	0,51	0,67	0,45
Yb	2,91	2,03	3,5	3,34	3,18	4,63	2,82
Lu	0,47	0,36	0,62	0,62	0,63	0,84	0,52
Hf	6,12	3,26	6,39	6,53	5,99	9,98	6,78
Ta	0,57	0,35	0,65	0,66	0,65	1,18	0,81
W	0,73	0,62	1,47	0,57	0,55	0,82	0,53
Pt	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
Au	<0,002	0,0043	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hg	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	0,14	0,14	<0,1	0,27
Pb	31,2	14,5	22,1	7,7	9,56	17,2	7,37
Bi	<0,1	<0,1	0,22	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	7,96	4,78	9,54	9,39	9,52	17,8	14,7
U	1,8	1,23	2,25	1,96	1,8	4,13	2,46

Примечание. Сборы авторов, 2013 г.: 203040 – метатуф андезибазальтового порфири-та, 203040/1 – эпидотизированный метатуф дацитов, 203040/2 – мегаандезибазальт, 203040/3 – актинолит-тремолитовый метатуф трахиандезибазальта, 203040/4 – андезитовый порфирит, 203040/5 – метатуф андезита, 203041 – метатрахириодацит.

Возраст борзовской толщи принимается позднерифейским на основании следующих данных. Во-первых, она занимает более высокое стратиграфическое положение, чем модинская толща, малиновский и вилькицкий гранитоидные комплексы позднего рифея, так как содержит обломки пород этих подразделений. Во-вторых, в стратотипе она структурно несогласно перекрывается позднерифейской продольнинской толщей.

Для определения изотопного U-Pb возраста вулканитов борзовской толщи на приборе SHRIMP-II были проанализированы две пробы – 203040 из эпидотизированных андезибазальтовых порфиринов и 203041 из метатрахирриодацитов (Дополнение №2 к Легенде, 2014). В пробе 203040 было проанализировано 9 зерен циркона, в которых U-Pb методом получены только позднерихейско-раннепротерозойские значения возраста (от 2,8 до 1,5 млрд лет). Данные возраста цирконов свидетельствуют, видимо, о возрасте фундамента и захвате цирконов при вулканических извержениях. Из пробы 203041 метатрахирриодацита было выделено только одно зерно циркона, давшее конкордантное значение возраста  $608 \pm 12$  млн лет. Позднерифейский возраст вулканитов борзовской толщи согласуется со структурно-геологическими данными.

Мощность борзовской толщи, соответствующей нижней подтолще чукчинской серии (по данным [305ф]), на рассматриваемой территории оценивается в 1200–1300 м.

Продольнинская толща (RF<sub>3pr</sub>) была выделена геологами ЦАГРЭ в процессе групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и названа по р. Продольная, левому притоку р. Гольцовая [275], где и находится ее стратотип. На Нижнетаймырской площади листа S-47 к отложениям продольнинской толщи отнесены однотипные по составу образования, ранее выделенные при ГГС-200 как ждановская толща [305ф]. В пределах территории листа толща распространена на севере в виде полосы северо-восточного простирания, которая прослеживается в верховьях р. Чукча и ее притоков. Небольшие по размеру выходы толщи зафиксированы на берегах р. Ниж. Таймыра вблизи урочища Зелёный Яр. Доломиты и мраморы в среднем течении р. Зелёная, относимые раннее к этой же толще, включены в состав ранне-среднерифейской сланцевой толщи.

Продольнинская толща представлена разнообразным комплексом интенсивно метаморфизованных карбонатных и терригенных углеродистых пород. Основанием для омоложения и сопоставления карбонатно-терригенных углеродистых отложений Нижнетаймырской площади послужило зональное районирование – приуроченность к Мамонтовско-Лаптевской геологической площади, определение возраста нижележащих вулканогенных толщ как поздний рифей, включая позднерифейскую офиолитовую ассоциацию, близость разрезов к разрезам продольнинской толщи п-ова Челюскин. Более высокие степени метаморфизма и дислокаций рассматриваемых образований, чем на п-ове Челюскин, объясняются влиянием Главного Таймырского надвига и их автохтонным положением. В соответствии с этой корреляцией в составе продольнинской толщи выделяются три подтолщи: существенно терригенная (верхняя подтолща ждановской толщи, по С. Б. Кирееву [305ф]), средняя – карбонатная (нижняя подтолща ждановской толщи) и верхняя – известняково-вулканогенно-сланцевая углеродистая (верхняя толща чукчинской серии, по С. Б. Кирееву [305ф]). Нерасчлененные образования продольнинской толщи вскрываются в истоках р. Чукча, где вследствие слабой обнаженности, интенсивной складчатости и высокой степени регионального метаморфизма невозможно достоверно провести их расчленение. В районе горы Одинокая породы толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Нижняя подтолща в виде узких (0,5–2 км) полос северо-восточного направления прослеживается в истоках р. Чукча и ее притоков – ручьев Быстрый, Светлый, Кривой. Она состоит из интенсивно дислоцированных пород, характеризующихся широким проявлением процессов перераспределения материала, в связи с чем первичные структуры почти не сохранились. В большинстве случаев эти породы имеют тонко полосчатое и линзовидно-полосчатое распределение материала, представленного кварц-альбитовыми и серицит-хлоритовыми агрегатами. Ширина таких полос 0,5–2 мм. Визуально, в коренных выходах эти породы представляют собой плейчатые образования, собранные в мелкие, часто изоклинальные складки, установить первичное напластование в которых практически невозможно, а нередко – и исходный состав осадков.

Нижний контакт продольнинской толщи наблюдался с катаклазированными кварцевыми диоритами малиновского комплекса, непосредственно с которыми контактируют мусковит-альбит-кварцевые сланцы. Последние содержат обломки крупнопсаммитовой и гравийной размерности, сложенные гранобластовым агрегатом кварца, и обломки альбита псаммитовой размерности. Сланцы имеют переменную мощность (0,2–4 м) и перекрываются доломитами. Контакт имеет вертикальное или близкое к вертикальному залегание и, видимо, сорван сбросом, в результате чего терригенная часть продольнинской подтолщи имеет редуцированную мощность.

В нижней половине подтолщи (100–150 м) преобладают сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые и серицит-хлорит-кварц-альбитовые тонкополосчатые и линзовидно-полосчатые плейчатые зеленовато-серого цвета. Они содержат прослой (до 3 м) серицит-хлоритовых сланцев и филлитов микроплейчатых темно-зеленого и светло-серого цвета. Сравнительно редко здесь наблюдаются линзовидные тела толщиной до 15 см и длиной 0,3–0,6 м известковистых серицит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев. Верхняя половина подтолщи (150–250 м) состоит из сланцев хлорит-альбит-кварцевых зеленовато-серых с линзами (до 15 см) слюдисто-песчанистых известняков, переслаивающихся с породами преимущественно хлоритового состава ярко-зеленого цвета, интенсивно окварцованными.

Серицит-альбит-хлорит-кварцевые, хлорит-кварц-альбитовые сланцы имеют лепидогранобластовую структуру. Изредка наблюдается реликтовая blastopсаммитовая и blastoалевритовая структуры, особенно часто в породах вблизи основания толщи. Состав сланцев – кварц (20–45 %) в виде зерен уплощенной, реже изометричной формы, размером 0,03–0,4 мм, волнисто погасающий; альбит (20–45 %) – в виде уплощенных и изометричных зерен размером до 0,3 мм, часто полисинтетически сдвойникованных и сосюритизированных; хлорит (5–30 %) в виде чешуек бледно-зеленого цвета размером 0,05–0,2 мм; серицит (1–20 %) с размером чешуек 0,05–0,2 мм. Для рассматриваемых сланцев характерно высокое содержание титанистых минералов. Наиболее типичны здесь субизометричные или удлиненные зерна титанита в количестве до 3 % и неопределимые титанистые минералы, составляющие до 1 % породы. В виде единичных зерен отмечаются эпидот, циркон, турмалин, апатит.

Мощность нижней подтолщи – 300–400 м.

Средняя подтолща вскрывается на тех же участках, что и нижняя подтолща. Судя по близости составов верхней и верхов нижней подтолщи, они связаны постепенным переходом. Средняя подтолща образована доломитами, известняками с примесью терригенного материала, слюдистыми сланцами.

В каньоне р. Малиновского непосредственно на катаклазированных кварцевых диоритах малиновского комплекса либо на сланцах мусковит-альбит-кварцевых нижней подтолщи залегают доломиты тонкополосчатые, линзовидно-полосчатые желтовато-серые рассланцованные. Породы интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными нарушениями, их мощность – до 175 м.

Вышележащая часть разреза (240–260 м) вскрыта в небольшом каньоне руч. Быстрый, левого притока р. Чукча. Здесь обнажаются доломиты пятнистые светло-серые и серые с кремовым оттенком, доломиты темно-серые, обогащенные углеродистым материалом, известняки слюдистые слабоуглеродистые, сланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевые тонкополосчатые.

Петрографически доломиты продольнинской толщи характеризуются очень однообразным составом и структурой. Это обычно микрогранобластовые образования, состоящие почти на 100 % из зерен доломита, преимущественно субизометричной формы, размером 0,02–0,06 мм, изредка встречаются более крупные, до 0,4 мм, сравнительно равномерно распределенные в породе. Терригенная примесь незначительна и представлена кварцем и альбитом, чешуйками мусковита размером 0,1 мм.

Известняки, в том числе углеродистые и слюдистые их разности, характеризуются линзовидно-полосчатой, реже сланцеватой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Кальцит (50–90 %) представлен ксеноморфными зернами размером 0,06–0,25 мм; мусковит (1–10 %) в виде чешуек размером до 0,2 мм рассеян по всей породе или образует линзовидные прослои, как и углеродистый материал, содержание которого меняется в пределах 1–2 %. Последний представляет собой агрегатные скопления толщиной 0,02–0,1 мм, иногда они сливаются в тонкие (0,1–0,2 мм) прослои. Карбонатные породы часто содержат довольно высокое (до 15 %) количество пирита в виде ксеноморфных удлиненных зерен (до 1,2 мм) или скоплений агрегатов линзовидной формы длиной до 5 мм. Изредка встречаются кристаллы пирита кубической формы размером до 5 мм. Некоторые разности карбонатов содержат терригенную примесь кварца (до 20 %) и плагиоклаза (до 1 %).

Мощность средней подтолщи – 240–260 м.

Верхняя подтолща состоит из метапесчаников известковистых, преимущественно кварцевых (120–170 м), сланцев мусковит-кварцевых и мусковит-хлорит-кварцевых, (100–130 м) с прослоями (5–10 м) известняков слюдистых слабоуглеродистых и черных пльчатых филлитов. Известняки и сланцы в верхах разреза обогащены  $S_{орг.}$  (в среднем 6,3 %). Мощность верхней подтолщи – 300–370 м.

Углеродистые разности сланцев и филлиты содержат органический материал, судя по петрографическим данным, в количестве до 30 % породы. Он представляет собой темное непрозрачное вещество, обособленное в линзовидные полосы мощностью 0,05–0,3 мм, либо образующее включения в порфирипоп-килобластих карбоната, распределяясь по спиралевидным линиям, фиксируя процессы дислокационного метаморфизма. Для данного типа пород характерно

постоянное присутствие ксеноморфных пойкилопорфириобласт железистых карбонатов размером до 1,5–2 мм, образующих иногда обособления до 6 мм. Среди аксессуарных минералов характерен апатит. Рудные минералы представлены ильменитом, сфалеритом, пирротинном, пиритом, марказитом.

В составе верхней подтолщи продольнинской толщи рассматриваются также вулканогенно-известняково-терригенные углеродистые отложения, относимые ранее к верхней толще чукчинской серии [305ф]. Они развиты южнее Чукчинского разлома (части Главного Таймырского разлома) на левобережье р. Чукча в ее нижнем течении, в среднем и нижнем течении р. Гагара, на левом берегу р. Ниж. Таймыра в районе о. Фомина, в низовьях рек Колосова и Чекина. Контакты отложений с подстилающими образованиями осложнены тектоническими нарушениями. Мощность отложений в разрезе каньона р. Гагара – 640–650 м, с учетом складчатых деформаций ее можно уверенно уменьшить в 2 раза.

В среднем течении р. Гагара по разрезу Р. Ф. Соболевской в образцах известняков Л. Н. Ильченко был определен следующий комплекс акритарх [305ф]: *Trachysphaeridium ruminatum* Andr., *Kildinella nordia* Tim., *K. sinica* Tim., *K. jacutica* Tim., *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim., *Margominuscula tremata* Naum., *Leiominuscula minuta* Naum., *Trachyminuscula rigosa* Naum., а также трихомы *Trachytrichoides ovalis* Herm., *Tortunema sibirica* Herm.

В обобщающей сводке по акритархам докембрия Таймыра рассматривается почти аналогичный комплекс акритарх, который, по мнению Л. Н. Смирновой, характерен для отложений верхнего рифея. Отдельные виды (*Leiominuscula minuta* Naum., формы рода *Margominuscula* Naum.) зафиксированы в юрматинской серии Башкирского антиклинория, являющейся стратотипом среднего рифея.

Возраст продольнинской толщи принимается позднерифейским на основании ее залегания на позднерифейских вулканитах борзовской толщи и перекрытии (либо прорывании) кислыми вулканитами лаптевской свиты, датированной поздним рифеем–ранним вендом.

Общая мощность продольнинской толщи оценивается в 1160–1380 м.

Лаптевская свита (RF<sub>3</sub>-V<sub>1p</sub>) выделена М. Г. Равичем на п-ове Челюскин в качестве верхнего члена «филлитовой» толщи в 1954 г. [171, 132]. Однако стратотип ее, состав и строение не были достаточно точно определены, вследствие чего в дальнейшем положение свиты и ее состав не получили однозначного толкования. По результатам редакционно-увязочных работ 1989–1990 гг. и специализированных исследований, проведенных геологами ВНИИОкеангеология, КНИИГиМС и ГПП ЦАГРЭ [258ф, 164], было предложено определить ее стратотип в районе мыса Харитона Лаптева и разделить на две подсвиты: нижнюю – основных вулканитов (спилитовая, по М. Г. Равичу) и верхнюю – с кислыми вулканитами (лаптевская, по М. Г. Равичу), разделенными грубообломочными породами. Свита залегает несогласно на разных горизонтах ждановской и продольнинской толщ в районе бассейна р. Унга.

На территории листа лаптевская свиты закартирована в устьевой части ручьев Перекатистый и Средний, на обоих берегах р. Ниж. Таймыра в районе урочища Зелёный Яр, а также в нижних течениях рек Колосова и Ветка. Она представлена метаморфизованными алевролитами, аргиллитами, кварцито-

песчаниками, кварцитогравелитами, конгломератами, метадацитами, метариолитами и их туфами, сланцами кварц-эпидот-альбит-хлоритовыми, альбит-хлоритовыми (по базальтам и туфам среднего–основного состава).

В устье руч. Перекатистый свита состоит преимущественно из обломочных пород: метаморфизованных алевролитов, аргиллитов, песчаников, конгломератов, содержащих субсогласные тела метатуфов кислого(?) состава мощностью до 0,5 м. Контакты свиты скрыты под неоген-четвертичными образованиями. Породы смяты в мелкие складки с падением крыльев от 40 до 90°, размахом до 50 м.

Характер разреза лаптевской свиты описан в правого борту р. Ниж. Таймыра в районе урочища Зелёный Яр. Здесь в тектоническом клине между породами становской (с юга) и продольнинской (с севера) толщ вскрываются (снизу вверх):

1. Сланцы альбит-хлоритовые по базальтам и их туфам, зеленые, со слабым голубоватым оттенком ..... мощность видимой части 8 м
2. Кварцитогравелиты интенсивно рассланцованные светло-серые с желтоватым оттенком, с гальками кварца до 5 см в поперечнике. Вверх по разрезу они сменяются кварцитопесчаниками светло-серого цвета ..... 20–30 м

Перерыв в обнаженности – 10 м.

3. Сланцы кварц-эпидот-альбит-хлоритовые и серицит-альбит-хлоритовые зеленые со слабым голубоватым оттенком по туфам(?) среднего–основного состава, содержащие единичные обломки эпидотсодержащих кварцитов гравийной размерности ..... 20–25 м
4. Кварцитопесчаники крупнозернистые до гравелитистых, светло-серые с зеленоватым оттенком, переслаивающиеся со слюдистыми кварцевыми алевролитами, часто рассланцованными и плейчатые ..... 5–10 м
5. Метариолиты, метатуфы риолитов мелкообломочные светло-зеленовато-серые, интенсивно рассланцованные плейчатые ..... 70–80 м

Перерыв в обнаженности – 15–20 м.

6. Кварцитопесчаники крупнозернистые и гравелиты светло-зеленые с субсогласными телами метариолитов серого цвета, мощностью 0,3–0,5 м ..... 10 м
7. Метадациты (игнимбриты?) тонко флюидальные зеленовато-темно-серые .... 10–15 м
8. Кварцитопесчаники, аналогичные таковым в пачке 6 ..... 2–3 м
9. Кварцитопесчаники мелкозернистые серые с зеленоватым оттенком, переслаивающиеся с кварцитовидными алевролитами светло-серо-зеленого цвета. Мощность слоев первых 0,1–0,5 м, вторых – 1–3 см. Породы интенсивно перемяты и рассланцованы ..... 30–40 м
10. Метатуфы риолитов мелкообломочные лилово-сиреневые в тонком переслаивании (0,5–2 см) с кремово-светло-желтыми доломитами ..... 40 м

Суммарная мощность разреза, с учетом перерывов в обнаженности, составляет 240–290 м.

Метабазальты имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины изометричной, реже гантелевидной форм размером 1–2, иногда до 5 мм, выполнены кварцем и сноповидными агрегатами призматических кристаллов альбита, развивающихся обычно с краев миндалин. Изредка в миндалинах встречается карбонат. Основная масса породы микролитовая, участками пилотакситовая. В агрегированной массе лейсты плагиоклазов плохо индивидуализированы.

Вкрапленники представлены олигоклазом, причем по краям зерен наблюдается каемка альбита, иногда с шахматным строением. Ширина каемки – до 0,01 мм. Фенокристаллы плагиоклаза содержат непрозрачные пылевидные включения, равномерно рассеянные по массе зерен. Каемки вокруг них не содержат включений, они обычно прозрачны. Иногда фенокристаллы образуют сростки, обуславливая гломеропорфировую структуру. Из вторичных минералов здесь отмечаются железистые карбонаты, образующие ромбоэдрические зерна или агрегатные скопления, и серицит.

Метадациты и метариолиты представляют собой породы с флюидалной текстурой. Структура основной массы обычно фельзитовая, реже – сферолитовая и микропйкилитовая. Порфиновые вкрапленники представлены микропертитовым калиевым полевым шпатом, образующим короткопризматические зерна размером до 0,8 мм, а также интенсивно резорбированными изометричными зернами кварца до 0,5 мм. Из вторичных минералов развит бледно-зеленый мусковит в чешуйках до 0,3 мм, иногда образующий агрегатные линзовидные и полосовидные (до 2 мм) скопления, и кварц в виде микрогранобластовых агрегатов линзовидной формы и прожилков толщиной до 0,1 мм.

Туфы кислого состава витро-кристалло-литокластические, обычно массивные, иногда имеют слоистую текстуру. Размер обломков варьирует от 0,1 до 0,6 мм. Кристаллокласты представлены преимущественно обломками кварца изометричной, реже клиновидной форм, в виде единичных зерен встречаются альбит-олигоклаз и калиевый полевой шпат с микроклиновой решеткой. Обломки стекла имеют неправильную рогульчатую форму и нацело замещаются агрегатами чешуек серицита. Литокласты представлены фельзитом, причем границы между обломками очень часто трудно различимы, а также единичными удлинненными остроугольными обломками андезитов и дацитов с пилотакситовой структурой. Иногда туфы характеризуются плохо выраженной первичной обломочной текстурой, и она распознается благодаря пылевидному рудному(?) материалу, концентрирующемуся вдоль границ обломков. Такие обломки имеют фельзитовую или микрофельзитовую структуру. Вторичные минералы в туфах представлены мелкочешуйчатым серицитом, рассеянным по всей породе, кварцем, слагающим прожилки и линзовидные агрегаты с гранобластовой структурой, и железистым карбонатом, образующим отдельные порфиробласты размером до 0,15 мм или скопления их в виде линзовидной или струйчатой форм.

Кварц-альбит-хлоритовые сланцы характеризуются сланцеватой текстурой и grano-лепидобластовой структурой. Они состоят (%) из зеленого хлорита (40–50), кварца (5–10) и альбита (35–40), обычно менее 0,04 мм. Кварц и альбит в виде изометричных зерен, хлорит – в виде листочков до 0,1 мм. В этих породах обычно присутствуют ксеноморфные зерна черного рудного, скорее всего, магнетита и в различной степени лейкоксенизированный титанит. Хлорит, а также черные рудные и титанистые минералы распределены неравномерно, они обогащают отдельные прослои, что и подчеркивает соответствующую текстуру пород.

Метапесчаники повсеместно несут следы бластеза. Обломочная часть их почти нацело сложена волнисто погасающим кварцем и крупными агрегатными зернами кварца. Альбит составляет не более 3 %, а калиевые полевые

шпаты встречаются в виде единичных зерен. Форма зерен близка к изометричной или слабо удлинённая. Границы их нередко сливаются с цементирующим материалом, краевые части обломков нередко гранулированы, с «гребенчатыми» и «хвостатыми» структурами. Цементирующая масса метапесчаников представлена серицит-мусковит-кварцевым материалом с лепидогранобластовой структурой. Она составляет 30–40 % породы и первично была базальным цементом механического замещения. Серицит, мусковит, иногда в сростании с хлоритом, слагает до 15 % цемента. Кварц в виде изометричных или близких к ней по форме зерен и определяет гранобластовый тип цемента. Из аксессуарных минералов для метапесчаников наиболее типичны циркон и апатит, размеры зерен которых достигают 0,06 мм. Метаконгломераты по составу, типу цемента практически не отличаются от метапесчаников. Среди галек преобладает кварц, реже – альбит.

Возраст лаптевской свиты принимается позднерифейско-ранневендским, исходя из геологических соотношений, свидетельствующих о более позднем ее формировании по отношению к продольнинской свите, нижний возраст интервал которой датируется не древнее, чем поздний рифей. Верхний возраст интервал лаптевской свиты определяется по соотношениям с чекинской толщей. В образце метариолитов (9523 из коллекции П. Г. Падерина), взятом из стратотипа свиты на п-ове Челюскин (мыс Харитона Лаптева), были произведены 13 замеров зерен цирконов, которые дали конкордантный возраст  $617 \pm 4$  млн лет, указывающий на ранневендский возраст метариолитов и лаптевской свиты в целом [292ф]. Полученные ранее [164] более древние (раннепротерозойские 2260–2400 млн лет) возрасты свидетельствуют о том, что соответствующие цирконы были захвачены магмой из подстилающего кристаллического фундамента. Для окончательного статистически корректного определения возраста формирования свиты требуются дополнительные исследования.

Мощность свиты (видимая ее часть) на рассматриваемом листе составляет 250–300 м, а полная мощность ее в стратотипической местности на п-ове Челюскин оценивается в 750–1000 м.

## **Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь**

### **РАННЕ-СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

*Сланцевая толща* выделена в Серийной легенде ГГК-200 (1997 г.), а затем к Госгеолкарте-1000/3 (2006 г.) вместо каньонской свиты верхнего рифея, к которой ошибочно были отнесены метаморфические сланцы, окаймляющие с севера Шренковский выступ позднего архея [16, 241]. Ранее [78] эти отложения как вулканогенно-осадочные относились к нижнему кембрию. При составлении Госгеолкарты-200 в 1998 г. [52] рассматриваемая толща была отнесена к верхнешренковской подтолще позднего архея. В пределах территории листа S-47 метаморфические сланцы подобного типа в связи с локальностью их распространения условно относились к симсовской толще, выделяемой на п-ове Челюскин в составе Фаддеевского выступа раннего докембрия [305ф]. В связи с удаленностью от стратотипической местности развития

симсовской толщи и развитием на простирации сланцевой толщи отложений близкого к ней состава, рассматриваемые диафториты отнесены к сланцевой толще. На листе S-47 сланцевая толща разделена на две подтолщи: нижнюю ( $RF_{1-2} ?sl_1$ ) – существенно сланцевую и верхнюю ( $RF_{1-2} ?sl_2$ ), существенно мрамор-доломитовую.

Нижняя подтолща ( $RF_{1-2} ?sl_1$ ) закартирована на участке (35–40 км<sup>2</sup>), располагающемся между озерами Астрономические и руч. Перекатистый, южнее Главного Таймырского разлома. Описана она по разрозненным коренным выходам и разобщенным элювиально-делювиальным развалам.

Образования нижней подтолщи сланцевой толщи представлены диафторированными сланцами (пачки по 20–30 м) с прослоями мраморов (от первых см до 10 м). В породах широко развиты процессы катаклаза, альбитизации и мусковитизации. Сланцы характеризуются мусковит-кварц-альбитовым, кварц-альбит-мусковитовым, реже кварц-мусковитовым составом. В прослоях отмечаются кварц-мусковит-альбит-хлоритовые, хлорит-альбитовые, кварц-хлоритовые сланцы мощностью 0,5–1,5 м. Кальцитовые мраморы содержат тонкие линзующиеся прослои кварц-мусковит-альбит-хлоритовых и мусковит-хлоритовых сланцев. Главной особенностью пород толщи является интенсивная альбитизация. Разноориентированные пойкилопорфиробласты альбита составляют иногда до 60 % от общего объема породы. Форма порфиробластов короткопризматическая, размер – от 1 мм до 3 мм, редко до 6 мм. Иногда встречаются простые двойники по периклиновому закону. Породы характеризуются в целом пойкилопорфиробластовой структурой с лепидогранобластовой структурой основной ткани. Часто включения основной ткани в порфиробластах альбита располагаются по спиральным линиям, образуя структуры «снежного кома». Альбитовый порфиробластез накладывается и на мрамор с прослоями кварц-мусковитовых сланцев (0,02–0,15 м). В этих случаях в пойкилопорфиробластах наблюдаются включения кальцита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют магнетит, апатит, титанит, рутил, турмалин, циркон. Совместно со сланцами диафторированы и гранитоиды ледяного комплекса, мелкие тела которого развиты в пределах всей сланцевой толщи.

Видимая мощность нижней подтолщи – более 300 м.

Верхняя подтолща ( $RF_{1-2} ?sl_2$ ), представленная доломитами и мраморами, закартирована в среднем течении р. Зелёная к югу от Главного Таймырского разлома. Подтолща также вскрыта скважинами под чехлом кайнозойских отложений в бассейне ручьев Моховой, Перекатистый, на р. Встречи. Ранее при ГГС-200 [305ф] она относилась к карбонатной подтолще ждановской толщи раннего–среднего рифея, на соседнем листе S-46 [16, 241ф] – к колосовской свите позднего рифея. Отсутствие каких-либо признаков микрофитолитов в рассматриваемой карбонатной подтолще, высокая степень метаморфизма, близость к мраморам в прослоях сланцевой толщи послужили основанием отнесения ее к последней.

По данным рентгенофазового анализа (табл. 5, аналитик В. Ф. Сапега, ВСЕГЕИ), доломиты верховьев р. Чукча продольнинской толщи и мраморы р. Зелёная сланцевой толщи характеризуются отличным друг от друга фазовым минеральным составом: во-первых, помимо породообразующих долами-

та и кальцита, при подчиненном количестве кварца, альбита, мусковита, обнаружены халькопирит, пирит, магнетит, гётит, минрекордит, цинкит; в мраморах преобладает кальцит, присутствуют эгирин-авгит, пирохроит (гидроксид марганца), шамозит, иллит, глауконит, халькопирит, тиррелит.

Таблица 5

**Результаты рентгенофазового анализа доломитов**

№ п/п	Место отбора, толща, название пород	Проба	Фазовый состав
1	Руч. Быстрый	203037	Доломит, кальцит, мусковит, кварц, пирит
2	Продольнинская толща Мраморизованные доломиты	203038	Доломит, кварц, кальцит, халькопирит
3		203038/1	Кварц, доломит, альбит, пирит, гётит, мусковит
4		203038/2	Халькопирит, кальцит, доломит, магнетит, минрекордит, цинкит
5	Руч. Зелёный Сланцевая толща Серицитизированные крупно- и средне-кристаллические гнейсовидные мраморы	203047/6	Кварц, мусковит, кальцит, альбит, эгирин-авгит, пирохроит, шамозит, глауконит
6		203047/7	Кальцит, доломит, кварц
7		203047/8	Доломит, кальцит, халькопирит, тиррелит (Cu,Co,Ni)Se
8		203047/9	Доломит, кварц, иллит

**Примечание.** Препарированные пробы снимались на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6, оснащённом рентгеновской трубкой с кобальтовым анодом и вторичным графитовым монохроматором с длиной волны  $\lambda = 1,79021\text{Å}$ , при напряжении  $U = 35\text{ Kv}$  и силе тока  $I = 25\text{ mA}$ . Обработка дифрактограмм велась при помощи программного пакета PDWin-4 и международной картотеки JCPDS.

По заключению Т. Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ), в результате исследований образцов (203047/8, 203047/9) карбонатных пород на макрофаунистические остатки (конодонтов, лингулид, губок и пр.), согласно стандартной методике, какие-либо остатки фауны (как в тяжелой, так и в легкой фракции) не обнаружены. Полное отсутствие таких остатков в изученных породах может косвенно свидетельствовать об их докембрийском возрасте.

Видимая мощность верхней подтолщи – более 500 м.

Возраст сланцевой толщи на основании ее тесной ассоциации с гранитоидами ледяного комплекса с изотопным возрастом не моложе 860–940 млн лет условно принят ранне-среднерифейским.

Суммарная мощность сланцевой толщи – более 800 м.

**ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

Становская толща (RF<sub>3st</sub>) в ранге свиты была выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по р. Становая, впадающей с юга в зал. Фаддея на Восточном Таймыре [99]. В процессе аэрофотогеологического картирования геологами ПГО «Красноярскгеология» [16] она была упразднена, но несколь-

ко позже, в результате ГГС-200 [305ф], редакционно-увязочных работ ВНИИОкеангеология и ЦАГРЭ [258ф] «реанимирована» уже в ранге толщи ввиду отсутствия нормальных соотношений с подстилающими породами.

В пределах рассматриваемой территории становская толща распространена в верховьях рек Красивая и Совиная, на левобережье р. Колосова, по берегам р. Ниж. Таймыра в районе урочища Зелёный Яр, на водоразделе рек Колосова и Траутфеттер, в среднем и верхнем течении р. Чекина, в среднем течении р. Буйная, а также на левобережье р. Траутфеттер от среднего течения р. Останцовая до низовьев р. Галечная. Соотношение толщи с нижележащими образованиями на данной территории не установлено. На смежной с северо-востока площади, в районе рек Становая и Жданова, толща с угловым несогласием залегает на метаморфизованных вулканитах дорожнинской толщи либо терригенно-карбонатных породах ждановской толщи и разделена на три подтолщи (лист Т-48-XXXI–XXXIII, на стадии составления). Нижняя граница толщи там проводится по подошве пачки метапесчаников и метагравелитов преимущественно кварцевого состава. На площади изучаемого листа присутствуют породы, соответствующие средней и верхней подтолщам становской толщи.

Толща сложена существенно кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами, часто зеленоцветными и пестроцветными, реже – сероцветной окраски, содержащими прослой серых известняков, доломитов и пестроокрашенных кварцевых гравелитов. Мощность пачек колеблется от первых метров до первых десятков метров. В разрезе присутствуют единичные субсогласные тела (потоки) трахибазальтов. Средняя подтолща на рассматриваемом листе сложена преимущественно зеленоцветными и светло-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, верхняя подтолща состоит из пестроцветных и вишнево-красных песчаников, алевролитов и аргиллитов с туфогенной примесью и бомбами трахибазальтов.

Наиболее полный разрез толщи вскрыт на руч. Каменистый, левом притоке р. Буйная [305ф; 55]. Мощность его оценена в 937–1017 м. Сходные по строению разрезы, характеризующие верхнюю часть толщи мощностью 90–100 м, описаны в среднем течении р. Буйная и в верховьях р. Скальная. Отличие их в том, что здесь среди вишнево-красных и зеленых аргиллитов с линзами желтовато-серых известняков залегают два потока миндалекаменных трахибазальтов мощностью 1 и 5 м, а также единичные вулканические «бомбы» трахибазальтов угловатой или овальной формы размером до 2 м в поперечнике.

Петрографический состав пород толщи очень однообразен. Обломочная часть песчаников представлена преимущественно кварцем, причем светлые разности сложены им приблизительно на 90–95 %, а окрашенные – на 50–70 %, где остальная часть материала – это кислые плагиоклазы, обломки вулканитов. В некоторых случаях количество обломков фельзитов достигает 15 %. Форма обломков полуокатанная, реже угловатая. В виде отдельных зерен присутствуют циркон, турмалин, эпидот, апатит, глаукоцит, пластинки гидратированного мусковита и биотита. В некоторых шлифах видны тонкие полосы, обогащенные черным рудным и лейкоксеном, подчеркивающие слоистую микротекстуру пород. Цемент порового типа, участками базальный,

состав его кремнистый и кварцевый с примесью серицита. Кварцевый цемент регенерационного типа часто маскирует обломочную структуру пород, и только тонкие каемки пылевидного рудного материала подчеркивают первичную полуокатанную, реже угловато-окатанную форму обломков. Изредка встречается кремнистый цемент крустификационного типа. Петрографически алевролиты отличаются от песчаников повышенным содержанием биотита и мусковита. Аргиллиты характеризуются переменным составом. В большинстве своем они состоят из зеленого хлорита в сростании с серицитом, на отдельных участках преобладает в различной степени раскристаллизованный кремнезем, иногда в большей своей части перешедший в мелкозернистый кварц. Структура аргиллитов лепидобластовая с элементами микрогранонематобластовой. Обычно довольно высоко содержание титанистых минералов и гидроокислов железа, большей частью являющихся продуктами разложения биотита, реликты которого нередко наблюдаются в шлифах. Отдельные разности аргиллитов обогащены кальцитом, мелкие кристаллы которого вытянуты по слоистости.

Позднерифейский возраст становской толщи определяется, исходя из ее положения в разрезе – непосредственно под позднерифейской колосовской свитой, с которой она образует единый крупный седиментационный цикл осадконакопления. Кроме того, для определения возраста источника сноса и нижнего предела возраста осадконакопления было произведено U-Pb SHRIMP датирование обломочных цирконов из образца песчаников, отобранного в бассейне р. Жданова из наиболее нижних горизонтов становской толщи [47]. Было изучено 30 зерен обломочных цирконов, из которых учтены 20 наиболее точных замеров. График распределения вероятности возрастов обломочных цирконов показывает, что наиболее вероятный возраст наиболее молодых цирконов, составляющих около 35 % от их общего числа, близок к 780 млн лет, что свидетельствует о возрасте становской свиты моложе 780 млн лет.

Становская толща характеризуется повышенными концентрациями Sr, среднее содержание которого для свиты составляет  $31,25 \times 10^{-4} \%$ .

Общая мощность толщи на характеризуемом листе – не менее 1050–1150 м [305ф, 55].

Колосовская свита (RF<sub>3</sub>kl) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по р. Колосова, правому притоку р. Ниж. Таймыра [99]. Однако стратотип ее не был указан, в связи с чем предложено принять в качестве лектотипа разрез на р. Шренк ниже устья р. Гравийная [279ф]. Свита имеет широкое распространение и прослеживается в виде полосы северо-восточного простирания от р. Гравийная на западе по р. Шренк, правобережью р. Траутфеттер до верховьев р. Буйная на востоке. Небольшие поля ее выходов отмечаются на левобережье р. Траутфеттер в бассейне рек Останцовая и Устремленная. Значительные по размерам выходы образований колосовской свиты в ядре антиклинальной складки развиты в междуречье Мамонта и Шренк, к западу и юго-западу от озер Постоянные.

Свита представлена почти исключительно доломитами, реже известняками, имеются прослои осадочных брекчий и калькаренитов. Характерной осо-

бенностью пород свиты является наличие в них многочисленных строматолитовых построек.

Нижняя граница свиты согласная и проводится по подошве пачки темно-серых часто брекчированных пелитоморфных известняков, залегающих на пестро окрашенных аргиллитах становской толщи. Эта граница зафиксирована в верхнем течении р. Красивая [305ф].

Наиболее полный разрез свиты вскрыт на р. Шренк, в 5 км ниже по течению от устья р. Гравийная [279ф]. Мощность разреза в данном пункте – 1470 м, а общая мощность свиты – не менее 1500 м.

Петрографически доломиты колосовской свиты очень однообразны. Это преимущественно слабо раскристаллизованные разности, сложенные плотно уложенными мелкими изометричными неправильными зернами с четкими контурами. Среди этой основной массы нередко видны реликты первичной пелитоморфной структуры. Биогенные разности доломитов микрофитолитового типа состоят из желваков со скрытозернистой структурой, сцементированных неравномернозернистым карбонатом. Такая же, главным образом скрытозернистая структура характерна для строматолитовых разностей.

Результаты анализов соляно-кислых вытяжек карбонатных пород колосовской свиты приведены в табл. 6 [305ф].

Таблица 6

Результаты анализов соляно-кислых вытяжек карбонатных пород колосовской свиты

Название породы	Номер образца	Нерастворимый осадок	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	CaO, %	MgO, %	SO <sub>3</sub> , %
Доломит пелитоморфный	5301/1	1,26	0,3	30,94	19,4	Не обн.
Известняк микрофитолитовый	K-5022	0,18	Не обн.	53,76	0,5	Не обн.
Доломит известковистый	5024-a	5,65	0,3	30,24	17,8	Не обн.
Доломит	5045/3	0,19	0,2	33,6	17,5	Не обн.
Доломит строматолитовый	3315/9	2	0,2	29,54	20,7	Не обн.

Возрастная принадлежность колосовской свиты определяется палеонтологическими данными. Однако видовой состав онколитов и строматолитов из этой свиты на рассматриваемой площади имеет широкий возрастной диапазон и не позволяет точнее, чем средний–поздний рифей, определить возраст вмещающих их пород. В. В. Беззубцевым и др. [16, 52], согласно определениям В. А. Шипицина, В. Ю. Шенфиля, Л. Н. Ильченко, ассоциация онколитов и катаграфий сопоставляется с лахандинским комплексом микрофитолитов. Среди многочисленных строматолитовых построек на Нижнетаимырской площади [305ф, 55] Н. П. Головановым определены *Baicalia(?)* cf. *schrenica* Gol., *B.(?)* cf. *trautfettrica* Gol., *B.(?)* *rara* Semikh., *Inseria(?)* cf. *tjomusi* Kryl., характерные преимущественно для позднерифейских отложений. В. Е. Мильштейн в часто встречающихся осадочных брекчиях с микрофитолитами опре-

делены *Osagia argilosa* Milst., *O. aff. torta* Milst., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. elongatus* Zabr., *V. eniseicus* Milst., которые, по ее заключению, свидетельствуют о средне-позднерифейском возрасте вмещающих отложений.

Межубовским В. В. и др. [279ф] на р. Шренк ниже устья р. Гравийная установлен следующий комплекс микрофитоцитов: *Vermiculites anfractus* Z. Zhur., *V. cf. palmipedalis* Yaksch., *Glebosites glebosites* Reitl., *Vesicularites ovatus* Z. Zhur., *V. ex gr. šubinensis* Zabr., *V. magnus* Milst., *V. flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *V. longilobus* Milst., *V. cf. brevilobus* Milst., *V. cf. bothrydioformis* (Krasn.), *Osagia torta* Milst., *O. cf. argillosa* Milst., *Asterosphaeroides ex gr. oمندatus* Yaksch., *Nubecularites palmipedalis* Yaksch., *N. anfractus* Z. Zhur.

Из сходного разреза по левому берегу р. Шренк в 5 км выше устья р. Гравийная определен тот же комплекс микрофитоцитов. Кроме того, в обнажающихся здесь доломитах определены дополнительно *Osagia cf. nersinica* Yaksch., *O. maculata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *Vesicularites cf. discretus* Milst., *V. enigmatus* Zabr., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. sucharichus* Milst. Здесь же определены строматолиты: *Jurusania cf. cylindrica* Kryl., *J. cf. nisvensis* Raab., *J. graviica* Gol., *Paniscollenia* sp. На левобережье р. Шренк в 2 км ниже устья р. Гравийная определены *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. clivosus* Yaksch., *Osagia grandis* Z. Zhur., *O. corticosa* Nar. Многочисленные и разнообразные микрофитоциты сопоставляются с каланчевским комплексом среднего рифея.

Возраст свиты принимается как позднерифейский, учитывая данные по цирконам в нижележащей становской толще.

Для колосовской свиты характерны значительные (на порядок превышающие кларковые) содержания Co, Nb ( $2,42 \times 10^{-4}$ %,  $4,92 \times 10^{-4}$ % соответственно), повышенные концентрации Ni, Sc, Mo, Ge, Ga.

Мощность свиты меняется от 1500 м на западе в бассейне р. Гравийная до 820–850 м в среднем течении р. Траутфеттер.

Светлинская свита (RF<sub>3sv</sub>) выделена В. В. Беззубцевым, Ю. М. Мальцевым, Ю. И. Гончаровым и др. в 1979 г. [16, 57] на Центральном Таймыре и названа по руч. Светлый, левому притоку р. Шренк, где находится ее стратотип. На рассматриваемом листе она установлена в междуречье Шренк–Мамонта, где протягивается узкими полосами северо-восточного простирания, а также от р. Красивая на востоке до устья р. Ветка на западе, в низовьях р. Скальная, истоках руч. Каменистый, в верховьях р. Заозёрная и вблизи оз. Белое.

Она залегает (в большинстве случаев со стратиграфическим несогласием) на доломитах колосовской свиты. Ее нижняя граница проводится по подошве пестроцветной пачки туфоалевролитов либо зеленовато-серых базальтов. В ее строении принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы: миндалекаменные базальты, трахибазальты, псефитовые туфы, туфобрекчии, алевролиты, аргиллиты с переменной примесью туфогенного материала, доломиты. Породы метаморфизованы в пумпелиит-пренитовой субфации зеленосланцевой фации.

В пределах территории листа S-47 разрез свиты представлен двумя типами. *Первый* из них – западный [279ф] состоит из миндалекаменных базальтов, трахибазальтов и псефитовых туфов зеленовато-серого и вишневого цве-

тов, в меньшей степени из пестроцветных туфоалевролитов, туфоаргиллитов и карбонатных пород. Разрезы этого типа характеризуют участки наземных вулканических извержений. Мощность свиты – 100–200 м. С запада на восток всеми исследователями отмечается увеличение доли терригенного, снижение доли вулканогенного материала в строении свиты и значительные колебания мощности от первых десятков до первых сотен метров. Разрезы *второго*, восточного, типа [279ф] состоят главным образом из пестроцветных терригенных пород с прослоями карбонатных отложений (известняков, доломитов) и единичными интервалами вулканогенных образований (туфов, ксенотуфов). Они отражают фации зон осадконакопления, значительно удаленных от центров вулканических извержений.

На р. Косая в разрезе первого типа выделяются две части. Внизу (50–60 м) залегают миндалекаменные и массивные трахибазальты серые и зеленовато-серые, переслаивающиеся с псаммитовыми туфами трахибазальтов с неяснослоистой текстурой. В туфах наблюдаются единичные бомбы и лапилли, а также обломки мраморизованных известняков. Верхняя часть разреза (более 40 м) сложена туфобрекчиями зеленого и зеленовато-серого цвета. Бомбы и лапилли в них составляют до 30–50 % от объема породы. Резко преобладают обломки размером 2–10 см, отдельные бомбы достигают 1 м в поперечнике. Они имеют корку закалки и обладают миндалекаменной текстурой. Мощность разреза – более 90–100 м.

Наиболее полный разрез светлинской свиты восточного типа описан в верхнем течении р. Заозёрная [279ф]. Здесь на доломитах колосовской свиты залегают пачка ксенотуфов трахибазальтов мелкопсефитовых желто-серого цвета (1,5 м), а выше по разрезу неравномерно чередуются пачки аргиллитов и алевролитов пестроцветных (вишнево-красных, светло-зеленых) либо черных углеродистых, и желтых комковатых доломитов. Мощность пачек колеблется от первых метров до десятков метров. Мощность свиты в данном разрезе – 254–274 м. Выше по разрезу после тектонического нарушения залегают темно-серые пелитоморфные известняки скальнинской толщи.

Пестроокрашенные аргиллиты сложены скрытокристаллическим агрегатом глинистых частиц, пигментированных гидроокислами железа. Они содержат примесь (5–10 %) остроугольных зерен кальцита размером 0,01–0,02 мм. Часто в них также отмечается примесь (от единичных обломков до 10 %) туфового материала различной размерности трахибазальтового состава. Углеродистые аргиллиты сложены скрытокристаллическим агрегатом глинистых минералов, который пигментирован рассеянным органическим веществом. Сгустки органического вещества распределены неравномерно, что и обуславливает тонкослоистую текстуру породы. В породе постоянно присутствуют единичные остроугольные зерна кварца размером 0,01 мм.

Туфы трахибазальтов представлены псаммитовыми и мелкопсефитовыми разностями. По составу они преимущественно литокластические, реже витролитокластические. Обломки остроугольной, слабо удлиненной, реже овальной формы. Представлены они на 90–95 % миндалекаменными трахибазальтами с интерсертальной, гиалопилитовой, изредка гиалиновой структурами; мраморизованные доломиты и известняки составляют до 5 %. В ксенотуфах количество последних достигает 30 %. Нередко обломки эффузивов почти

нацело замещены кальцитом. Цемент в туфах составляет 20–30 % от общего объема породы и состоит из хлорита и, в незначительной степени, кальцита, черных рудных и железистых карбонатов [279ф].

Базальты массивные и миндалекаменные рассланцованные с микролитовой, интерсертальной и порфирированной структурой. Порфирированные вкрапленники представлены крупными лейстами плагиоклаза (до 5 %) и девитрифицированного стекла. Плагиоклаз большей частью замещен серицитом, эпидотом и кальцитом, стекло нацело замещено агрегатом хлорита (20–50 %), титанита (10–20 %), лейкоксена (5–10 %) и гидроокислов железа (5–15 %).

Трахибазальты по петрографическому составу отличаются от базальтов присутствием мелких (0,1–0,6 мм) идиоморфных кристаллов титан-авгита ( $C_{Ng} = 42^\circ$ ). Туфы литокластические псефитовые или крупнопсаммитовые, сильно рассланцованные, метаморфизованные. Обломки остроугольные (30–40 %), представлены базальтами микролитовыми миндалекаменными, проработанными магнетитом, гематитом, хлоритом, а также карбонатными породами и кварцем. Цементирующая масса состоит из пелитоморфных агрегатов кальцита, хлорита, серицита и магнетита.

С покровами вулканогенных образований светлинской свиты тесно связаны палеовулканические постройки, сложенные субщелочными базальтами, трахибазальтами, их туфами и кластолавами, которые отнесены к светлинскому эруптивному комплексу [137]. Ранее [305ф, 161] они рассматривались в составе устьшренковского субвулканического комплекса.

По химическому составу (табл. 7) трахибазальты и туфы светлинской свиты относятся к низко- и умеренноглиноземистым ( $al' = 0,87–1,16$ ) основным породам умереннощелочной серии с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности ( $Na_2O/K_2O = 1,11–7,11$ ) [279ф].

Схожесть петрохимического и петрографического составов вулканитов светлинской свиты и палеовулканических построек светлинского эруптивного комплекса позволяет объединять их в единую вулканоплутоническую серию и считать комагматами.

Позднерифейский возраст светлинской свиты устанавливается, исходя из ее положения в разрезе – между отложениями колосовской и скальнинской толщ, или колосовской и посадочнинской толщами, датируемых поздним рифеем.

Мощность свиты колеблется от 20–30 до 275 м.

Скальнинская толща (RF<sub>3</sub>sk) выделена С. Б. Киреевым в ходе ревизионно-увязочных и тематических работ и названа по р. Скальная – правому притоку р. Траутфеттер [258ф]. Стратотипический разрез толщи описан в нижнем течении р. Совиная. Однако, поскольку название «совинская свита» уже было использовано М. Н. Злобиным [99] (причем стратиграфическому подразделению с этим названием придавался совершенно иной стратиграфический смысл), было решено назвать толщу «скальнинской» [268ф].

Толща вскрывается в ядрах синклинали структур, на крыльях которых выходят породы колосовской и светлинской свит. Она согласно залегает на светлинской свите, ее нижняя граница проводится по подошве пачки темносерых озагиевых и детритусовых пелитоморфных известняков, сменяющих пестроцветные или темноцветные аргиллиты светлинской свиты.

Таблица 7

## Химический состав вулканогенно-осадочных пород светлинской свиты

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Содержание окислов, масс. %	24106	2410402	44095	44096	3510001	12171	12172	2410601	2410602	14264	7252
SiO <sub>2</sub>	42,84	42,96	43	44,7	47,87	43,08	47,9	50,23	45,05	44,23	45,07
TiO <sub>2</sub>	3,15	2,98	3,21	2,67	2,76	3,5	3,45	2,45	3,18	4,35	3,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7	12,21	15	15,36	15,76	14,75	13,03	11,86	12,85	16,88	16,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,3	3,4	4,16	7,46	9,3	5,74	8,98	9,33	13,4	3,08	4,34
FeO	6,48	9,51	8,23	4,54	2,6	8,54	4,8	4,57	2,38	9,7	7,4
MnO	0,12	0,12	0,16	0,14	0,12	0,2	0,2	0,11	0,09	0,13	0,16
CaO	12,44	9,39	8,2	7,14	7,4	3,94	7,87	6,9	6,9	7,2	6,79
MgO	0,86	12,49	4,78	4,15	1,74	7,46	4,94	5,64	3,88	3,7	6,43
Na <sub>2</sub> O	2,23	1,59	4,98	4,68	5,93	2,85	4,27	2,9	2,94	3,84	4,1
K <sub>2</sub> O	2,01	0,17	0,7	1,11	1,82	1,13	0,78	0,72	3,31	1,46	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,6	0,31	0,57	0,55	0,82	0,27	0,37	0,5	0,4	0,27	0,94
ппп	11,12	5,1	6,38	6,74	4,34	8,64	4,07	5,62	5,82	5,5	4,9
Σ	100,85	100,23	99,37	99,24	100,46	100,1	100,66	100,83	100,2	100,33	100,15
S <sub>общ.</sub>	0,02	0,002	0,12	0,14	0,25	0,05	0,04	0,01	0,003	0,02	0,02
CO <sub>2</sub>	—	—	3,47	3,3	2,98	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 3, 4, 5 – метабазаэльт субщелочной, 2 – метаэльт базаэльт, 6–9 – метаэльт базаэльт, 10 – метаэльт базаэльт, 11 – метаэльт базаэльт. Пробы отобраны в правом борту руч. Жёлтый и в районе р. Начальная [279ф], 10 – обр. В. В. Беззубцева, 1980 г., 11 – обр. из коллекции А. Б. Саковича, 1980 г., стратотип в бассейне руч. Светлый [15].

В составе толщи описаны темно-серые, до черных, «червячковые» известняки с прослоями калькаренитов и «мусорных» известняковых брекчий, аргиллиты углеродистые, доломиты светлоокрашенные строматолитовые.

Необходимо отметить, что практически для всех разновидностей известняков, встречающихся в скальнинской толще, часто характерен запах сероводорода.

Нижняя часть толщи наблюдалась в верховьях р. Заозёрная [279ф], где выше темно-серых аргиллитов светлинской свиты, после незначительного тектонического нарушения, залегают известняки пелитоморфные озагиевые и детритусовые темно-серые, чередующиеся с пластами доломитов темно-серого и серого цвета с запахом сероводорода. Мощность вскрытых отложений – более 80 м.

Вышележащая часть толщи вскрывается в стратотипе на р. Совиная и детально охарактеризована в работах [258ф, 55]. В разрезе доминируют известняки микрофитолитовые темно-серые до черных, с многочисленными изогнутыми прожилками кальцита длиной 1–3 см и толщиной 0,1–0,3 см («червячковые» известняки). Они содержат тонкие прослои известняковых брекчий, углеродистых аргиллитов и калькаренитов (известняковых песчаников). Известняки чередуются с пачками (первые метры – первые десятки метров) голубовато- и желтовато-серых строматолитовых и реже микрофитолитовых доломитов, которые в верхней части разреза становятся доминирующими. Мощность толщи в стратотипическом разрезе – 750–790 м.

Разрез толщи на р. Скальная в целом сходен со стратотипическим и отличается резким уменьшением количества прослоев углеродистых аргиллитов и увеличением роли брекчий и калькаренитов, образующих сложное линзовидное переслаивание с микрофитолитовыми и «червячковыми» известняками. Для калькаренитов характерно широкое развитие косослоистых разностей, переслаивающихся с горизонтальнослоистыми. На плоскостях напластования микрофитолитовых пород часты знаки ряби течений.

Петрографически доломиты и известняки скальнинской свиты исключительно однообразны. Доломиты, такие же, как и в нижележащей колосовской свите, слабо перекристаллизованы; они нередко состоят из агрегата мельчайших частиц, отдельные элементы которого практически неразличимы. В слабо перекристаллизованных разностях можно видеть отдельные зерна размером 0,01–0,02 мм изометричной формы. В некоторых случаях степень перекристаллизации выше, и породы имеют отчетливую кристаллическизернистую структуру. Известняки по структуре практически не отличаются от доломитов. Единственно, что выделяет их, – это сравнительно часто наблюдающиеся следы доломитизации в виде отдельных, разбросанных по всей породе кристаллов доломита ромбоэдрической формы, иногда образующих прожилковидные скопления. Специфический тип известняков с прожилками кальцита, нередко образующих сплошную сетку, получивших название «червячковых» известняков, петрографически практически также не отличается от уже упомянутых. Основная часть породы сложена агрегатом зерен размером 0,01–0,03 мм. В этой плотной микрозернистой массе наблюдаются светлые выделения из хорошо раскристаллизованного кальцита, размер зерен которого достигает 0,2 мм и более. Форма таких выделений удлиненная, изо-

гнутая, с остро выклинивающимися концами. Размер их до 2–3 см в длину и 0,1–0,3 мм в ширину. Подобного рода выделения хорошо видны на поверхности пород. Ориентированы они и по сланцеватости, и секут слои, в том числе и перпендикулярно отдельности. Известняковые брекчии, калькарениты и аргиллиты имеют исключительно однообразный состав. Брекчии состоят из обломков преимущественно удлиненной клиновидной формы и сложены пелитоморфным известняком. Размер обломков обычно не превышает 3–4 см. Сцементированы они микрозернистым кальцитом. Калькарениты с небольшой примесью более грубого материала сложены слабо окатанными, реже угловатыми обломками пелитоморфного или микрозернистого доломита. Аргиллиты состоят из тонкоагрегатной глинистой массы, очень слабо реагирующей на поляризованный свет. Обычно они содержат до 5–10% остроугольных обломков кварца тонкоалевритовой размерности. Углеродистые аргиллиты имеют такую же структуру, но отличаются тонкослоистой текстурой, обязанной неравномерному распределению примеси органического вещества, обогащающего тончайшие прослои.

В образцах из отложений скальнинской толщи В. В. Мильштейн были определены [258ф] *Vesicularites eniseicus* Milst., *V. magnus* Milst.; *V. elongatus* Zarb.; *V. longilobus* Milst.; *V. flexuosus* Milst.; *V. igaricus* Milst.; *Osagia argillosa* Milst.; *O. tenuilamellata* Reitl.; *O. figurata* Milst.; *O. aff. forta* Milst.; *Asterosphaeroides(?) ruminatus* Zarb. По ее заключению, перечисленные микрофитолиты входят в состав колосовского комплекса и свидетельствуют о средне-позднерифейском возрасте содержащих их отложений. А. П. Головановым в образцах из скальнинской толщи были определены следующие строматолиты: *Boxonia* cf. *taimirica* Scheuf.; *Paniscollania slobini* Gol.; *Inzeria* cf. *tiomusi* Kryl.; *Inzeria* sp.; *Iurusania(?) cylindrica* Kryl., *Gymnosolen* sp.; *Iurusania* sp. По его заключению, данный комплекс строматолитов свидетельствует о поздне-рифейском возрасте вмещающих их отложений. Учитывая эти данные, скальнинская толща датирована поздним рифеем.

Общая мощность отложений скальнинской толщи составляет не менее 1000–1300 м.

Посадочнинская свита (RF<sub>3ps</sub>) выделена геологами ПГО «Красноярскгеология» и названа по р. Посадочная, правому притоку р. Шренк [16, 52]. На территории листа свита обнажается в виде широкой полосы северо-восточного простирания на левобережье р. Шренк и в небольшом коренном выходе в каньоне р. Мамонта [279ф].

Залегает она со стратиграфическим и азимутальным несогласием на вулканитах светлинской или карбонатных породах колосовской свиты и скальнинской толщи, и в свою очередь с размывом перекрывается терригенными отложениями прозрачнинской толщи или нижнеостанцовской свиты. Сложена она пестроокрашенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В основании часто залегают горизонт полимиктовых конгломератов, гальки в которых представлены кварцем, карбонатами, кислыми и основными эфузивами, глинизированными туфами трахибазальтов, свидетельствующих о довольно глубоком размыве, предшествовавшем накоплению отложений свиты. Характерной чертой посадочной свиты является наличие мощной пачки конгломератов в средней части. Непо-

средственный контакт с колосовской свитой наблюдался на р. Шренк в 10 км выше устья р. Гравийная и в среднем течении р. Начальная.

На территории листа посадочнинская свита четко делится на три пачки.

Нижняя пачка (150–200 м) изучена в бортах рек Начальная и Равнинная, представлена тонким пологоволнистым переслаиванием алевролитов разнозернистых серых, зеленовато-серых и песчаников полимиктовых мелкозернистых неотчетливо слоистых. Западнее в основании нижней пачки отмечается слой базальных конгломератов мощностью до 10 м [52].

Средняя пачка (250–300 м) описана в среднем течении р. Начальная и на левобережье р. Шренк. Она сложена конгломератами с линзовидными прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов. Подавляющее большинство обломков представлено уплощенными гальками зеленовато-серых и вишневых туфоалевролитов, реже базальтов, известняков и доломитов, а также единичными гальками кварца и кварцитов. Окатанность материала хорошая, содержание обломочного материала – 50 %. Цемент поровый, реже базальный кальцит-кварц-серицит-хлоритовый. Вещественный состав конгломератов указывает на присутствие в них подстилающих ее верхнерифейских пород и пород Шренковского выступа.

Верхняя пачка (около 100 м) представлена ритмично переслаивающимися темно-зеленовато-серыми тонко- и мелкозернистыми алевролитами.

Возраст посадочнинской свиты как позднерифейско-ранневендский определяется исходя из ее положения в разрезе. Она трансгрессивно перекрывает все нижележащие отложения верхнего рифея и структурно несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованными поздневендскими отложениями прозрачинской и нижеостанцовской свит. На гряде Геологическая, западнее границы листа, свита охарактеризована многочисленными акритархами: *Magrominuscula tremata* Naum., *Trachyspaeridium ruminatum* Andr., *T. debilum* Andr., *T. patellare* Tim., *Kildinella sinica* Tim., *K. jacutica* Tim., *K. hyperboreica* Tim., характерными для рифея и венда [52, 268ф, 128].

Мощность свиты в стратотипе равна 200–220 м, а на рассматриваемой площади – 500–600 м.

### **Котуйканский геологический район**

Геологические образования данного района на дневной поверхности не наблюдались. Они показаны только на геологическом разрезе в юго-восточной части листа по аналогии со смежными к востоку листами, где они расчленены на свиты [51]. Они включают в себя нерасчлененные образования среднего–верхнего рифея и нижнего венда.

**Рифейская зонотема. Средняя–верхняя эратема.** Нерасчлененные образования (RF<sub>2-3</sub>) (только на разрезе) представлены терригенными отложениями мощностью 160–970 м.

**Вендская система, нижний отдел.** Нерасчлененные образования (V<sub>1</sub>) (только на разрезе) представлены гипсово-доломитовыми отложениями мощностью 180–250 м.

## ВЕНДСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вендско-среднекаменноугольные образования выделяются в трех геологических районах: Северотаймыро-Североземельском, Северо-Быррангском и Фалабигай-Нордвикском. Для первого района на рассматриваемой площади выделяются впервые под вопросом под «давлением» датирования детритовых цирконов (до 510 млн лет) в последние годы и необходимостью сбивки листа S-47 с листом T-47. Верхневендско-среднекаменноугольные отложения наиболее широко представлены на северных отрогах гор Бырранга в Северо-Быррангском геологическом районе. Девонско-среднекаменноугольные отложения Фалабигай-Нордвикского геологического района на Фалабигайской площади картируются среди позднепалеозойско-раннемезозойских пород южных отрогов гор Бырранга в тектонических блоках и ядрах антиклиналей. Границей районов является Пограничный надвиг.

### *Северотаймыро-Североземельский геологический район*

#### Хутудинско-Коломейцевская геологическая площадь

#### ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА – КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Мининская толща (V–Є<sub>1</sub>?mn) в ранге свиты была выделена Ю. Е. Погребницким в 1961 г. и названа по п-ову Минина на Западном Таймыре [153]. Однако стратотип ее не был указан, а соотношения со смежными подразделениями не охарактеризованы. Кроме того, в мининскую толщу (свиту) им были ошибочно включены породы и стерлеговской, и воскресенской толщ. Позднее М. Г. Равич и Ю. Е. Погребницкий мининскую толщу поместили на один уровень с хутудинской [172], а А. И. Забияка поместил ее между выделенной им конечнинской и хутудинской толщами (свитами) [92]. В настоящее время установлено, что мининская толща залегает между стерлеговской и нижнехутудинской толщами [200, 198].

На рассматриваемой территории отложения мининской толщи закартированы в южной части п-ова Штурманов и на п-ове Летчиков, на южном берегу залива Зееберга, в среднем течении р. Зееберга, в нижнем течении р. Мутная. Полоса отложений мининской свиты прослеживается от верховьев р. Подбазная через среднее течение р. Мутная до низовьев р. Беспамятная, а также в верховьях рек Страшная и Оленья, на правобережье руч. Зелёный в его нижнем течении.

Непосредственный контакт между мининской и стерлеговской толщами не наблюдался. Р. Ф. Соболевская, В. Я. Кабаньков, В. В. Беззубцев и др. считают, что переход между всеми толщами постепенный, что флишоидный характер переслаивания заканчивается в верхнехутудинской толще, сменяясь монотонно-слоистым в раннем–среднем кембрии. Вслед за Ю. И. Захаровым [95], С. Б. Киреевым, В. Ф. Проскурниным [305ф] для рассматриваемой тер-

ритории принято несогласное залегание между ленивенской серией и мининской толщей, отличающихся характером метаморфических изменений, вещественным обломочным составом. Для ленивенской серии характерен зональный метаморфизм вплоть до процессов ультраметаморфизма, для мининской толщи – зеленосланцевый, олигомиктовый преимущественно состав для первой, и вулканомиктовый граувакковый для второй.

Мининская толща сложена ритмично переслаивающимися метапесчаниками, реже метагравелитами зеленовато-серого и серовато-зеленого цвета и зеленоцветными метаалевролитами и метааргиллитами. Для толщи характерно обилие мелких (до 6 см в диаметре) известковистых стяжений и неравномерная ритмичность. Ритмы, в которых пласты метапесчаников достигают 2–3 и даже 6 м, а мощность метаалевролитов и метааргиллитов не превышает 1–7 см, закономерно чередуются с ритмами, в которых мощность метапесчаников не превышает 3–30 см, а второго элемента – 1–10 см.

Характерной чертой этих отложений является ярко-зеленая и зеленая окраска метапесчаников и метаалевролитов. Достаточно полные и представительные разрезы толщи на изученной территории отсутствуют.

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 плохоокатанные 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, микролитовой структурами, так и обломки основных вулканитов с гиалопилитовыми и долеритовыми реликтовыми структурами, достаточно часто отмечаются обломки эпидозитов, сформированные до 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 %). Акцессорные минералы – турмалин и титанит.

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. Акцессорные минералы представлены игольчатыми кристаллами рутила и столбчатыми – турмалина.

Метааргиллиты образованы агрегатом тонкочешуйчатого светло-зеленого хлорита с незначительной примесью серицита, зерен кварца и эпидота размером до 0,03 мм.

Обломочный состав метагравелитов и метапесчаников флишевых ритмов свидетельствует о размыве вулканогенных толщ и в частности контрастных базальт-риолитовых вулканических построек позднерифейской лаптевской

свиты Центрально-Таймырской зоны (возраст риолитов с мыса Харитона Лаптева составляет  $617 \pm 4$  млн лет, данные В. Ф. Проскурнина, проба П. Г. Падерина [292ф]). На Западном Таймыре мининская толща перекрывается пестроцветной нижнехутудинской (600–700 м) толщей. Нижнехутудинская толща (в настоящее время) и вышележащая верхнехутудинская датируются ранним кембрием. Последняя охарактеризована фаунистически [198, 200]. Таким образом, возраст флишевых образований мининской толщи принимается не точнее, чем вендско-раннекембрийский.

Мощность толщи в рассматриваемом районе превышает 100 м, в стратотипической местности она не менее 500 м.

### ***Северо-Бырангский геологический район***

В соответствии со схемой геологического районирования, по типам разрезов Северо-Бырангский геологический район подразделяется на Пясино-Фаддеевскую (Северную) терригенную, Ленивенско-Клюевскую (Переходную) терригенно-карбонатную и Тарейско-Бырангскую (Южную) карбонатную площади.

#### **Пясино-Фаддеевская (Северная) геологическая площадь**

##### **ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Нижнеостанцовская свита, гравийнореченская, устремленновская толщи и степановская свита объединенные ( $V_2-O_1no \div st$ ). Это подразделение как объединенное выделено в связи с его незначительной суммарной мощностью – 380–485 м. В пределах рассматриваемой геологической площади верхневендско-нижнеордовикские отложения картируются в северо-восточной части территории листа на междуречье Траутфеттер–Чекина–Буйная, где они залегают на крыльях синклиналиных складок, а также на участке слияния рек Шренк и Гравийная.

*Нижнеостанцовская свита* выделена В. В. Беззубцевым и др. и названа по р. Останцовая, левому притоку р. Траутфеттер [16]. На правом берегу р. Траутфеттер свита представлена только маломощной пачкой (20–30 см) светло-серых кварцевых песчаников, трансгрессивно залегающих на породах колосовской и светлинской свит либо на скальнинской толще и сменяющихся вверх по разрезу доломитами гравийнореченской толщи [305ф, 55].

В приустьевой части р. Гравийная, правого притока р. Шренк, в разрезе свиты снизу вверх залегают [279ф]:

1. Песчаники кварцевые разномерные серые с прослоями полимиктовых гравелитов. Гравий в основном представлен обломками терригенных и карбонатных пород, реже кварцем и кварцитами, цемент песчано-карбонатный ..... 5 м

2. Известняки мелкозернистые серые горизонтальнослоистые за счет тонких глинисто-доломитовых пропластков, прослой алевролитов. В нижней части (5 м)

обнаружены ангустиокреиды *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Anabarites* sp. В верхней части (5 м) отмечены хиолиты *Ladatheca dorsocava* (Sys.); конодонтоподобные *Protohertzina unguiformis* Miss.; ангустиокреиды *Cambrotubulus conicus* Miss., *Angustiochrea rara* Fedor ..... 15–20 м

Мощность свиты в приведенном разрезе – 20–25 м. Выше залегают известняки и доломиты гравийнореченской толщи.

В стратотипе и приведенном разрезе свита содержит ангустиокреиды и хиолительминты, на основании которых она датируется поздним вендом и уверенно сопоставляется с немакит-далдынским горизонтом на Сибирской платформе [202].

*Гравийнореченская толща* выделена Р. Ф. Соболевской и В. П. Орловым в 1957 г. и названа по р. Гравийная, правому притоку р. Шренк, где и находится её стратотип. Гипостратотип находится на р. Останцовая, левом притоке р. Траутфеттер, в 16 км от её устья [202]. Толща распространена на тех участках, что и верхнеостанцовская свита.

Гравийнореченская толща согласно залегает на нижнеостанцовской свите, и её нижняя граница проводится по подошве пачки голубовато-серых и желто-серых доломитов с ярко-желтой коркой выветривания и со скелетными остатками. Нижняя часть толщи состоит из серых и голубовато-серых доломитов с желтой коркой выветривания, сменяющихся выше серыми пелитоморфными известняками, а верхняя часть толщи представлена черными углеродисто-глинистыми сланцами, аргиллитами, мергелями и темно-серыми известняками.

В стратотипическом разрезе на р. Гравийная выше известняков нижнеостанцовской свиты (пачка 2 приведенного выше разреза) залегают (описание разреза дается по материалам [301ф]):

3. Известняки микрозернистые серые массивные с прослоями зеленовато-серых, на выветренной поверхности бурых, глинисто-известковистых доломитов ..... 4–5 м

4. Доломиты темно-серые до черных, на выветренной поверхности обохрен-ные, мелкозернистые массивные известковистые с неравномерной обильной примесью раковинного детрита. Из органических остатков определены хиолиты – *Allatheca* sp., *A. concinna* Miss., *A. cf. cana* Val., *Lokulitheca anulata* (Sys.), *Ovalitheca* sp., *O. mongolica* Sys., *Ladatheca annae* (Sys.); моллюски – *Aldanella plana* Vost., *A. rozanovi* Miss., *A. utchurica* Miss., *A. attleborensis* (Shal. et Foer.), *Igorella angulata* Miss., *I. monatrosa* Miss., *Barskovia hemissimmetrica* Gol., *Bemella septata* Miss., *B. constata* Fedor., *Heraultipigma sibirica* (Miss.), *Yanzespira* sp.; ангустиокреиды *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. ernarius* Miss., *Tiksitheca licis* Miss., *Anabaritellus hexasulcatus* Miss ..... 3 м

5. Известняки органогенные мелкозернистые серые с гнездами и вкрапленностью черного глауконита, часто замещающего раковинный детрит. Ниже кровли определены хиолиты *Allatheca concinna* Miss., *A. cf. cana* Val., *Lokulitheca anulata* (Sys.), *Ovalitheca* sp., *O. mongolica* Sys., *Ladatheca annae* (Sys.); моллюски – *Aldanella rozanovi* Miss ..... 1–2 м

6. Известняки мелкозернистые серые, участками обохренные, детритистые и детритовые. Отмечаются мелкие гнезда и вкрапленность глауконита. В нижней части определены хиолиты *Tchuranitheca* sp., *Burithes cf. elongatus* Miss., *Dolitus* sp., *Bucanotheca* sp.; моллюски *Aldanella cf. operosa* Miss., *Ilsanella savitzkii* (Miss.), *Igorella monstrosa* Miss.; *Aldanella rozanovi* Miss.; ханцеллорииды *Aldania cf. tripodophera* Dore., *Zhurinia* sp., *Chancelloria cf. coronacea* Vas.; брадорииды *Cam-*

*bria* sp.; кембросклеротиды *Halkieria* sp.; в прикровельной части определены трилобиты *Pagetiellus lenaicus* (Toll.) ..... 40–50 м

Мощность разреза на р. Гравийная – 48–60 м. Выше залегают известняки устремленовской толщи.

На правом берегу р. Траутфеттер, в истоках руч. Каньонный толща принципиально не отличается от таковой в стратотипе. В известняках пачки б присутствуют трилобиты атдабанского яруса нижнего кембрия – *Delgadella* (*Pagetiellus*) cf. *porrectus* (Laz.). В верхней части толщи разрез наращивается 10–15-метровой пачкой черных глинистых углеродистых сланцев и аргиллитов с прослоями темно-серых известняков. Мощность толщи на этом участке колеблется от 31 до 72 м.

Гравийнореченская толща по возрасту соответствует всем четырем ярусам раннего кембрия и нижней части среднего кембрия [16, 281]. Большая ее часть включает нижнекембрийские формы: хиолиты *Spinulitheca bellingsi* (Syss.); моллюски *Aldanella* cf. *attleborensis* (Sch. et F.), *Anabarella plana* Vost.; трилобиты *Delgadella lenaicus* (Toll.) и др.; брахиоподы *Obolus* sp., а в верхней (сланцевой) части присутствуют трилобиты *Solenopleura* sp., *Kootenia jacutensis* Lerm., известные в амгинском ярусе среднего кембрия.

Мощность толщи на р. Гравийная составляет 48–60 м, на руч. Каньонный – 72 м.

*Устремленновская толща* выделена М. Н. Злобиным в ранге свиты и названа по р. Устремлённая, левому притоку р. Траутфеттер [99]. В ее составе им выделялись три подсвиты, причем только в средней из них были найдены остатки среднекембрийских трилобитов. Возраст нижней и верхней подсвит был определен М. Н. Злобиным условно. Впоследствии нижняя подсвита была выделена в самостоятельное подразделение – гравийнореченскую толщу и, исходя из состава фаунистических остатков, датирована ранним и средним (низам амгинского яруса) кембрием [201]. Верхняя подсвита по составу пород и органическим остаткам была отнесена к грустнинской свите позднекембрийско-раннеордовикского (тремадокского) возраста [201]. Средняя подсвита (в понимании М. Н. Злобина) в настоящее время отнесена к устремленновской толще. Однако стратотип толщи (свиты) автором не был указан, поэтому в качестве лектостратотипа предложен разрез по руч. Каньонистый (=Каньонный), правому притоку р. Траутфеттер [199].

Стратотипическим районом распространения устремленновской толщи являются реки Останцовая, Устремлённая, Врезанная и руч. Каньонный – притоки р. Траутфеттер [201; 305ф]. Толща известна в устье р. Гравийная, а также вблизи устья р. Узкая, где толща вскрыта скважиной [279ф].

Нижняя граница толщи проводится по кровле углеродисто-глинистых сланцев гравийнореченской толщи. Толща состоит из известняков серых и голубовато-серых с черными примазками углеродистого материала по плоскостям напластования, переслаивающихся с темно-серыми и желтовато-серыми органогенно-обломочными известняками, содержащими, как правило, многочисленные трилобиты. Встречаются тонкие прослои черных глинистых сланцев.

Возраст толщи определяется на основании трилобитов. Нижняя часть толщи содержит остатки трилобитов амгинского, а верхняя – майского яруса. В нижних 100 м этой толщи на руч. Каньонный встречены *Solenopleura* sp., *Megagnostus* (*Phalagnostus*) sp., *Corynexochus* sp. indet, *Linguagnostus* sp., *Phalacroma* sp.; в верхних 15 м – остатки трилобитов верхней части майского яруса: *Leipyga* sp., *Acrocephalella* sp., *Siligirites* sp., *Oidagnostus trispinifer* Wgard., *Agnostoglossa* sp. На р. Врезанная известняки включают трилобиты верхней половины майского яруса: *Megagnostus* ex gr. *glandiformis* (Ang.), *Clavagnostus* cf. *repandus* (Wgard), *Maiaspis spinosa* Laz., *Forchammeria picta* Sol. и др. [279ф].

Мощность толщи на р. Врезанная оценивается в 110–130 м, на руч. Каньонный – 115 м.

*Степановская свита* выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по ключу Степаново Ущелье, левому притоку р. Ленинградская [101]. Стратотип свиты не был указан, и к тому же в состав ее были включены породы, относимые сейчас к грустнинской свите. В качестве лектостратотипа Р. Ф. Соболевской предложен разрез по руч. Каньонный, правому притоку р. Траутфеттер [195]. Разрозненные выходы пород свиты известны также на р. Гравийная, правом притоке р. Шренк.

Свита согласно залегает на устремленновской толще, и ее нижняя граница проводится по кровле последнего пласта органогенно-обломочных известняков. Она сложена преимущественно темноокрашенными глинисто-углеродистыми сланцами, как правило, пиритизированными, а в подчиненном количестве – серыми известняками, глинистыми их разностями и алевролитами. Для свиты характерно наличие караваеобразных стяжений темно-серых пиритизированных известняков, содержащих остатки трилобитов.

На руч. Каньонный, в 5,8 км от его устья, стратиграфически выше известняков устремленновской толщи залегают пачки известняков темно-серых и серых, чередующихся с пачками черных глинистых сланцев. Породы вмещают трилобиты, указывающие как на поздний кембрий, так и на поздний тремадок. Мощность вскрытого разреза – 195–230 м.

В низовьях р. Гравийная, в 3 км выше устья, вскрываются алевролиты известковые и известковистые, глинистые темно-серые и аргиллиты темно-серые до черных горизонтальнослоистые пиритизированные, переслаивающиеся с серыми тонкозернистыми известняками, распадающимися на конкреции размером 10–15 × 5–30 см [279ф]. В конкрециях собраны трилобиты *Pseudagnostus* cf. *impressus* Lerm., *P.* ex gr. *rotundatus* Lerm., *P. quadratus* Laz., *P. idalis* Öpik, *Homagnostus obesus* Lerm., *Peratagnostus* ex gr. *nobilis* Öpik, *Iwayaspis curta* Laz., *Acrocephalites militans* Lerm., *Promegalaspides* aff. *pelturasi* Lerm., *Hypagnostus* sp., *Munija* cf. *gloriosa* Khranova, *Proceratopyge* sp. Они характеризуют большую верхнюю часть сакского яруса и самые низы аксайского яруса [301ф].

Возраст степановской свиты на основании трилобитов и конодонтов определяется поздним кембрием–ранним ордовиком (тремадоком). Среди позднекембрийских трилобитов, кроме установленных в разрезе руч. Каньонный, определены *Glyptagnostus reticulatus* (Ang.), *Cycloagnostus orientalis* Laz., *Clavagnostus spinosus* (Ang.). Конодонты представлены видом *Phakelodus te-*

*nuis* Muller. Трилобиты сакского и низов аксайского ярусов с р. Гравийная характеризуют среднюю часть свиты. Тремадокские трилобиты включают *Triarthrus* ex gr. *angelini* Linnrs., *Hypermecaspis* ex gr. *armata* H. et L. [305ф].

Мощность видимой части свиты на р. Гравийная – 30 м, на правобережье р. Траутфеттер она оценивается в 195–230 м. Суммарная мощность объединенных отложений варьирует в пределах 380–485 м.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Астрономическая и гольцовская толщи (O<sub>1-3as+gl</sub>) показаны объединенными ввиду их небольших мощностей. Небольшие выходы объединенных толщ зафиксированы в мульдах синклинальных складок на правобережье р. Траутфеттер и в устьевой части р. Гравийная.

*Астрономическая толща* выделена Р. Ф. Соболевской и др. и названа по руч. Астрономический, левому притоку р. Крутая (бассейн р. Гольцовая) [203]. Стратотипическая местность – на р. Широкая, левом притоке р. Гольцовая, в 12–12,5 км от ее устья, и на руч. Болотный, левом притоке р. Тихая (бассейн р. Ленинградская).

В стратотипической местности толща залегает согласно на степановской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки алевритистых и кремнистых сланцев, содержащих граптолиты основания аренига (= флоского яруса). Толща сложена в нижней части темно-серыми алевролитами, иногда с прослоями, обогащенными пиритом. Верхняя половина состоит преимущественно из черных с зеленоватым оттенком листоватых углеродистых аргиллитов, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями темно-серых глинистых доломитов.

Вблизи устья р. Гравийная описан следующий разрез [16] (снизу вверх):

1. Алевролиты глинистые слабоизвестковистые темно-серые до черных горизонтальнослоистые с мелкими желвакообразными включениями пирита. По границам напластования отмечаются знаки ряби. Из нижней части интервала собраны *Didymograptus* sp., *Diplograptus* sp. .... 105 м
2. Алевролиты глинистые черные тонкогоризонтальнослоистые с прослоями черных массивных глинистых известняков. В верхней части пачки собраны граптолиты *Expansograptus* sp. indet., *Isograptus* sp., *Eoglyptograptus dentatus* (Brongn.), *Pseudotrigonograptus ensiformis* (J. Hall.) ..... 185 м
3. Алевролиты и аргиллиты черные тонкогоризонтальнослоистые, в верхней части с мелкими прослоями песчаников мелкозернистых красновато-бурых с неотчетливой пологоволнистой слоистостью, намечаемой тонкими глинистыми прослоями. Из верхней части пачки собраны граптолиты *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (Nich.), *Expansograptus* aff. *suecicus* (Tullb.), *Tetragraptus* (*Tetragraptus*) aff. *bigsbyi* (J. Hall.), *Phyllograptus* sp. indet ..... 105 м

Мощность толщи в приведенном разрезе – 395 м, общая ее мощность – 400 м.

Возраст толщи определяется по граптолитам. В стратотипической местности в ее нижней части определены *Expansograptus* sp., *Pseudotrigonograptus ensiformis* (Hall), *Phyllograptus* sp., «*Geyptograptus*» sp., *Climacograptus* aff. *bicornis* (Hall), *Rhabdinopora* sp. Вблизи восточной рамки листа найдены *Expan-*

*sograptus suecicus robustus* Monsen, обычные для зоны *extensus* аренига, и *Oncograptus zlobini* Obut, характеризующий верхи аренига (зону *Oncograptus/Isograptus*). Более полный комплекс граптолитов этой зоны установлен на левом притоке р. Ленинградская, впадающем в 8,5 км ниже ключа Степаново Ущелье, где известны *Phyllograptus anna anna* J. Hall, *Ph. aff. typus* J. Hall, *Hustedograptus teretiusculus* (His) и др. На основании граптолитов толща датируется ранним (флоский ярус, зона *T. approximatus*) – средним (дарривильский ярус, зона *H. teretiusculus*) ордовиком [279ф].

Мощность толщи на правобережье р. Траутфеттер равна 200–250 м, на р. Гравийная – до 400 м.

*Гольцовская толща* выделена Р. Ф. Соболевской и др. и названа по р. Гольцовая, что на Восточном Таймыре [203]. Стратотипическая местность – р. Широкая, левый приток р. Гольцовая, в 12,5–13 км от ее устья. На площади листа толща встречается совместно с астрономической в мульдах синклинальных складок на правобережье р. Траутфеттер. Гольцовская толща залегает согласно на астрономической, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки сильно окремненных алевролитов и сланцев с прослоями кремней. Толща сложена окремненными алевролитами темно-серого цвета с голубоватым и коричневатым оттенком, аргиллитами и черными кремнистыми сланцами с прослоями брекчиевидных известняков. По всему разрезу встречаются прослои кремней черного цвета. В верхней половине толщи, кроме перечисленных разновидностей пород, наблюдаются пласты пятнистой желтовато-зеленовато-черной кремнисто-глинисто-доломитовой породы со своеобразной текстурой типа письменного гранита. Такая же порода присутствует и в барковской свите на Ленивенско-Клюевской площади [198].

В стратотипической местности граптолитами довольно уверенно обоснованы зоны *N. gracilis* и *A. supernus*. В первой из них присутствуют *Dicellograptus parallelus* Obut et Sob., *D. smithi* Rued., *Dicranograptus bungei* Obut et Sob., *D. nicholsoni* Нопк., *Climacograptus bicornis* (J. Hall). В зоне *D. foliaceus* встречены *Climacograptus peltifer* Lapw., *Diplograptus aff. foliaceus* (Murch.), *Amplexograptus kelleri* Sob., а в зоне *A. supernus* – *Appendospinograptus supernus* (E. et W.), *Ap. longispinus* (T. Hall), *Paraorthograptus pacificus pacificus* (Rued.) и др. Возраст толщи на основании граптолитов определяется как сандбийский–хирнантский ярусы позднего ордовика.

Мощность толщи – около 100 м, а мощность объединенных отложений на разных участках варьирует от 300 до 500 м.

## Ленивенско-Клюевская (Переходная) геологическая площадь

### ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеостанцовская свита, гравийнореченская, устремленновская толщи и грустинская свита объединенные ( $V_2$ – $O_1$ по-гр). Объединение картируемых стратонов проведено в связи с их незначительной суммарной мощностью – до 500 м. В пределах территории листа верхневендско-нижнеордовикские отложения Переходной геологиче-

ской площади распространены в его северо-восточной части, на левобережье р. Траутфеттер, в средних течениях рек Останцовая, Устремлённая, где определены их стратотипические местности. Объединенные отложения состоят из конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, доломитов, известняков.

*Нижнеостанцовская свита* в стратотипическом разрезе на одноименной реке в 16,4 км от устья с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на строматолитовых доломитах колосовской свиты. Здесь снизу вверх залегают:

1. Конгломераты и гравелиты белые и розоватые с угловато-окатанной галькой молочно-белого кварца и единичными гальками строматолитовых доломитов и озагиевых известняков. Цемент в них песчаный разнотельный, часто ожелезненный..... 4–20 м
2. Песчаники глауконитовые глинистые мелкозернистые зеленовато-серые с крупной (до 7 см) рассеянной галькой молочно-белого кварца, ритмично переслаивающиеся (через 0,3–0,6 м) с кварцитопесчаниками и темно-серыми алевролитами. Вблизи кровли пачки присутствуют остатки *Anabarites* sp., наблюдаются следы ползания илоедов..... 6 м
3. Известняки песчаные зеленовато-серые толсто плитчатые с линзами зеленовато-серых глауконитовых песчаников с ангиоокреидами *Anabarites* sp. .... 7,5 м
4. Гравелиты кварцевые зеленовато-серые с отдельными гальками кварца, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу зеленовато-серыми известковистыми глауконитовыми песчаниками. В кровле пачки залегает пласт (0,4 м) тонкослоистых серых пелитоморфных известняков со следами ползания червей..... 1,6 м
5. Доломиты мергелистые голубовато-серые тонко горизонтальнослоистые с ровными поверхностями напластований, со следами ползания илоедов. Вблизи кровли наблюдается пласт (20 см) серых известняков с *Anabarites trisulcatus* Miss., *Hyoliteilus* sp., *Tiksitheca* sp. .... 13 м
6. Доломиты мергелистые, подобные таковым в пачке 5, переслаивающиеся с серыми известняками с ходами илоедов и остатками *Jakutiochrea* cf. *tristicha* (Miss.)..... 2 м

Суммарная мощность вскрытого разреза составляет 34–40 м. На доломитах пачки 6 согласно залегают породы гравийнореченской толщи.

В 6 км к востоку, в среднем течении р. Устремлённая, в нижней части толщи среди конгломератов присутствует пачка зеленовато-серых, зеленых и вишневых алевролитов мощностью около 6 м, а доломиты пачек 5 и 6 замещаются серыми известняками с прослоями известковистых песчаников и песчаных известняков с остатками *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Hyoliteilus* sp., *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. tristichus* Miss. Мощность свиты на р. Устремлённая равна 48 м.

На основании остатков фауны свита датируется поздним вендом. Мощность ее составляет 48–50 м.

*Гравийнореченская толща* вскрывается на тех же участках, что и нижнеостанцовская свита. В гипостратотипе на р. Останцовая выше доломитов пачки 6 приведенного ранее разреза залегают:

7. Доломиты темно-серые до черных, голубовато-желтоватые с ярко-желтой коркой выветривания, толсто плитчатые, со столбчатой отдельностью и многочисленными ходами илоедов и редкими маломощными (10–15 см) прослоями серых

известняков и зеленовато-серых сильно глинистых известняков. Доломиты включают многочисленные <i>Anabarites trisulcatus</i> Miss., <i>Hyolitiellus</i> sp., <i>Tiksitheca</i> sp., <i>Jakutiochrea</i> cf. <i>tristicha</i> (Miss.).....	13 м
8. Известняки светло-зеленовато-серые средне- и толстоплитчатые слабо волнистослоистые, с редкими прослоями желтовато-серых доломитов. Вблизи кровли пачки наблюдается пласт (1 м) темно-серых известняков с многочисленными брахиоподами <i>Obolus</i> sp. и трилобитами <i>Triangulaspis</i> sp., <i>Delgadella</i> (= <i>Pagetiellus</i> ) <i>lenaicus</i> (Toll), хиолитами <i>Turcutheca</i> sp., <i>Circotheca</i> sp., <i>Allatheca</i> sp., <i>Lenatheca</i> sp., <i>Orthotheca</i> sp., моллюсками <i>Aldanella</i> cf. <i>attleborensis</i> (Sch. et F.), <i>Bemella</i> sp. ....	28 м
9. Аргиллиты и углеродистые сланцы глинистые, слегка пиритизированные черные, дающие при выветривании мелкую (сантиметровой размерности) щебенку, с редкими прослоями (5–7 см) темно-серых мелкозернистых известняков, включающих трилобиты <i>Neopagetia</i> sp. и <i>Calodiscus</i> sp.....	14 м

Выше залегают светлоокрашенные известняки устремленновской толщи. Суммарная мощность гравийнореченской толщи в этом разрезе равна 55 м.

Остатки фауны в нижней части разреза обычны для томмотского яруса нижнего кембрия. Выше по разрезу присутствуют трилобиты атдабанского яруса. В сланцах, венчающих толщу, содержатся трилобиты ботомского яруса. Северо-восточнее, на левобережье р. Ленинградская, в верхах свиты присутствуют *Kootenia jakutensis* Lerm. и *Paradoxides* sp., свидетельствующие о ранне-среднекембрийском (амгинском) возрасте верхней части разреза. Исходя из приведенных данных, возраст гравийнореченской толщи датируется ранним – средним (амгинский ярус) кембрием.

*Устремленновская толща* изучена как на одноименной реке, так и на р. Останцовая. Нижняя ее часть на р. Устремлённая представлена темно-серыми и серыми толстоплитчатыми известняками со слабоволнистой слоистостью, с трилобитами *Dawsonia* sp., *Peronopsis* cf. *bifurcatus* Pokr., *Pseudanomotocarina* sp. indet. Видимая мощность пачки – 25 м. Более высокие части разреза обнажены на р. Останцовая в 16,6 км от ее устья. Здесь они представлены средне- и толстоплитчатыми серыми известняками, слабо волнистослоистыми, с неровными поверхностями напластований, прослоями (5–7 см) желтовато-серых глинистых известняков и светло-зеленовато-серых органических известняков с многочисленными остатками трилобитов майского яруса. В 2 м от подошвы пачки определены *Linguagnostus gronwalli* Kob., *Corynexochus perforatus* Lerm. В 15 м выше по разрезу присутствуют *Bailiaspis* sp., *Dorypyge* cf. *olenekensis* Laz., а вблизи кровли толщи – *Phalagnostus* (*Megagnostus*) *glandiformis* (Ang.), *Phoidagnostus* ex gr. *bituberculatus* (Ang.), *Plakhinella* sp., *Agraulos* sp. и др. Мощность пачки – 25 м, а выше залегают известняки и сланцы грустнинской толщи.

Устремленновская толща охарактеризована главным образом трилобитами майского яруса, и только на р. Устремлённая из ее нижней части определены формы, характеризующие самую верхнюю зону амгинского яруса. Таким образом, возраст устремленновской толщи ограничивается средним кембрием (верхняя половина амгинского яруса – майский ярус) [279ф]. Мощность толщи в бассейне рек Останцовая и Устремлённая – до 50 м.

*Грустнинская свита* в ранге свиты среднего протерозоя была выделена А. И. Забиякой и названа по р. Грустная, правому притоку р. Хутудабигай [92]. Стратотип ее автором не был указан и не был установлен, так же как и

стратиграфические соотношения со смежными подразделениями. В результате последующих детальных стратиграфических исследований Р. Ф. Соболевской и др. [197] в бассейне р. Хутудабигай (Западный Таймыр), в районе распространения грустнинской свиты (в понимании А. И. Забияки) из ее состава были выделены южнинская и малодженнирская толщи, а собственно грустнинская свита рассматривается в другом объеме [146].

Стратотип грустнинской свиты находится на р. Хутудабигай, в 7,5–8,5 км (по прямой) выше р. Тамараг, ее правого притока. Свита имеет очень широкое распространение на Таймыре и протягивается в виде прерывистых полос от Пясинского залива на западе через Центральный Таймыр до р. Ключевка на востоке. Благодаря характерному вещественному составу слагающих ее пород она легко опознается на местности и является хорошим маркером при геологическом картировании. На рассматриваемой площади грустнинская свита установлена на левобережье р. Траутфеттер – от р. Останцовая на западе до устьевой части р. Галечниковая – на востоке листа.

Грустнинская свита согласно залегает на устремленновской и сложена преимущественно темноокрашенными известняками, в различной степени алевритистыми, глинистыми и доломитистыми, нередко косослоистыми, а также глинистыми сланцами, закономерно переслаивающимися по разрезу. В известняках встречаются многочисленные знаки волновой ряби и трещины усыхания, что придает свите характерный вид.

Наиболее полно свита обнажена на р. Останцовая в 16,6 км от ее устья [55, 199]. Суммарная мощность свиты в этом разрезе равна 171–176 м. Вышележащая часть разреза мощностью 25–30 м плохо обнажена, на р. Устремлённая она образована алевритистыми известняками и глинистыми сланцами с тремадокскими граптолитами *Clonograptus* sp. и *Dendrograptus* sp.

Позднекембрийский–раннеордовикский возраст грустнинской свиты обусловлен находками трилобитов и граптолитов. На р. Останцовая, вблизи основания толщи, встречаются трилобиты аюсокканского яруса а выше – трилобиты сакского яруса. Верхняя половина толщи содержит только граптолиты тремадокского возраста, в т. ч. *Rhabdinopora parabola* (Bulm.), *Rh. sociale* (Salt.), встреченные на р. Коралловая восточнее границы листа [144]. Мощность грустнинской свиты – около 200 м, а мощность объединенных отложений – 355 м.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Весеннинская толща и барковская свита объединенные ( $O_{1-3}vs+br$ ).

*Весеннинская толща* выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по р. Весенняя, левому притоку р. Траутфеттер [305ф]. Стратотипическая местность толщи – бассейн рек Останцовая, Устремлённая, Весенняя, Ниж. Таймыра в 7,5 км выше р. Траутфеттер. Толща прослеживается прерывистой полосой от субмеридионального участка течения р. Траутфеттер до р. Ниж. Таймыра и бассейнов ее притоков – рек Прямая и Бунге. Она залегает в мульдах узких синклиналиных складок (р. Останцовая) либо слагает ядра антиклиналей (реки Прямая, Бунге).

Нижняя граница толщи согласная и проводится по подошве пачки черных глинистых, глинисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев и аргиллитов с прослоями черных кремней и косослоистых доломитов. Толща сложена глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами зеленовато-серыми, (полосчатыми) и темноцветными, переслаивающимися с серыми и темно-серыми известняками. В нижней части толщи сланцы содержат прослои дымчатых и голубовато-серых косо- и горизонтальнослоистых доломитов со знаками ряби. Для нижней половины толщи также характерно наличие пачек зеленовато-серых сильно глинистых известняков с белой коркой выветривания.

Наиболее полный разрез толщи изучен Р. Ф. Соболевской на р. Ниж. Таймыра вблизи пещер Миддендорфа [195]. Мощность свиты в данном разрезе – 200–235 м.

Возраст толщи обоснован многочисленными остатками граптолитов, на отдельных уровнях с которыми встречаются мшанки, брахиоподы и остракоды. Аренигская часть толщи (= флоский и дапинский ярусы) содержит граптолиты зон *T. approximates*, *E. extensus*, *Oncograptus/Isograptus*. Среди них определены *Tetragraptus (Paratetragraptus) approximatus* Nich., *T. (P.) acclinans* Keble. *T. (Eotetragraptus) quadribrachiatus* (J. Hall), *Expansograptus extensus* (J. Hall), *Glossograptus acanthus* E. et W., *Phyllograptus anna anna* J. Hall, *Isograptus gibberulus* Nich., *Oncograptus aff. biangulatus* Harris et Keble, *O. zlobini* Obut. Лланвирнскую (=дарривильскую) часть свиты характеризуют граптолиты зон *D. bifidus*, *D. murchisoni*, *H. teretiusculus*, такие как *Phyllograptus typus* J. Hall, *Bergstroemograptus crawfordi* (Harris), *Climacograptus bicornis* (J. Hall), *Cryptograptus tricornis* (Carr.), *C. schaeferi* Lapw., *Eoglyptograptus dentatus* (Brongn.), *Hustedograptus teretiusculus* (His.) и др. Карадокская часть толщи (сандбийский ярус) включает граптолиты зон *N. gracilis*, *D. foliaceus* и *D. clingani*. Наряду с зональными видами, такими как *Nemagraptus gracilis* (J. Hall), *Diplograptus foliaceus* (Murch.), в этих зонах особенно многочисленны представители родов *Dicellograptus* и *Dicranograptus*, а также *Reteograptus geinitzianus* J. Hall, *Climacograptus peltifer* Lapw. Вместе с граптолитами встречаются брахиоподы *Peltura perfecta* Coop., *Hesingorella* sp., а также остракоды *Baltonotella limbata* Sidar., *Toplivella bella* Meln., *Steusloffina cuneata* (Steusloff), *Heslandites ventritumidus* V. Ivan. На основании перечисленной фауны возраст толщи определяется ранним–поздним ордовиком в интервале флоский-сандбийский ярусы [195].

Мощность толщи в стратотипической местности оценивается в 200–245 м.

*Барковская свита* была выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по р. Баркова, левому притоку р. Ленинградская [99]. Однако стратотип ее не был точно определен; не ясны были ее соотношения со смежными стратиграфическими подразделениями. В настоящее время для барковской свиты принят стратотип, составленный по трем участкам, разрезы на которых хорошо коррелируются между собой [198]. Первый из них находится на правом берегу р. Ниж. Таймыра в 7–8 км выше устья р. Траутфетгер, второй – на р. Останцовая в 18–18,5 км от ее устья; третий – восточнее границы листа, по берегам р. Ленинградская в 40 км выше устья р. Баркова, вблизи слияния ру-

чьев Каркасный и Апрельевский. Свита распространена на тех же участках, что и весеннинская толща.

Барковская свита согласно залегает на весеннинской толще, и ее нижняя граница проводится по подошве характерной пятнистой (зеленовато-желтовато-черной) доломитизированной кремнисто-глинистой породы. Помимо упомянутой породы, в состав свиты входят органогенно-обломочные известняки, темноокрашенные глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, аргиллиты. В разрезе свиты на р. Прямая, левом притоке р. Ниж. Таймыра, большую часть разреза (80–90 %) составляют темно-серые, реже зеленовато-серые пелитоморфные глинистые известняки, содержащие прослои органогенно-обломочных известняков с брахиоподами, мшанками, гастроподами и двустворками [6].

Позднеордовикский возраст свиты (катийский и хирнантский ярусы = ашгилл) надежно обоснован многочисленными граптолитами, вместе с ними на реках Ленинградская, Останцовая, Весенняя, Устремлённая присутствуют брахиоподы, трилобиты и мшанки [6, 197, 198]. Граптолитами охарактеризованы зоны *O. quadrimucronatus*, *A. supernus*, слои с *N. extraordinarius* и зона *N. persculptus*. Все они в составном стратотипе включают виды-индексы и богатые ассоциации сопутствующих им видов. Вместе с ними встречены брахиоподы *Platybolbina* sp., *Sigmobolbina* sp., *Rectella*(?) sp. *Chonetoides papillosa* (Reed), *Enteletacea*, *Protozeuga* sp., *Sowerbyella* sp., *Hyattidina*(?) sp. и трилобиты *Proechidae*, *Lichidae*, *Iliaenidae* (*Bumastus*(?) sp.). На р. Прямая свита охарактеризована многочисленными брахиоподами и мшанками, сопоставляемыми с зоной *A. supernus*. Из брахиопод наиболее характерны *Multispinula bondarevi* Nikif., *Tcherskidium unicum* A. Nik., *Ptychopleurella alata* Nikif., *Oepikina gibbosa* Andr. и др. [233].

Мощность барковской свиты в составном стратотипе – 230 м, а мощность объединенных отложений весеннинской толщи и барковской свиты – 430–475 м.

Для объединенных отложений характерно значительное содержание Mo, которое составляет  $11,3 \times 10^{-4} \%$ , а также повышенные концентрации Zn ( $46,3 \times 10^{-4} \%$ ). Кроме того, средние содержания Au составляют  $0,012 \times 10^{-4} \%$ , Pd –  $0,041 \times 10^{-4} \%$ .

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Двойнинская толща и миддендорфская свита объединенные ( $S_{1-2}dv+md$ ) распространены в полосе от р. Траутфеттер на востоке до верховой р. Прямая – на западе, где они слагают крылья узких линейных складок. Породы миддендорфской свиты вскрыты также скв. Ш-302 гораздо западнее, в низовьях р. Холодная, правом притоке р. Шренк [279ф].

Двойнинская толща была выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по р. Двойная, левому притоку р. Траутфеттер, впадающему в 10 км выше устья последней. Составной стратотип толщи находится на реках Двойная и Мал. Двойная [203]. В большинстве случаев соотношения ее с подстилающей барковской свитой не ясны, но в верхнем течении р. Ленинградская, к востоку от границ листа, установлены их согласные соотношения [198]. Нижняя

граница толщи проводится по подошве пачки кремнистых известняков и углеродистых сланцев, содержащих граптолиты самых низов лландовери (аналоги зон *P. acuminatus*–*A. ascensus*).

Двойнинская толща сложена темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, как правило, пиритизированными, и органогенно-обломочными известняками. Характерно обилие кремней, в том числе спонголитового типа, в виде пластов и линз [305ф].

Наиболее полно двойнинская толща обнажена в стратотипическом районе ее распространения – на реках Двойная и Мал. Двойная. Суммарная мощность вскрытого разреза равна 140–145 м.

Лландоверийский возраст толщи определен на основании многочисленных остатков граптолитов, наряду с которыми встречаются брахиоподы, остракоды и кораллы [6]. Самые низы толщи охарактеризованы граптолитами восточнее листа, на р. Ленинградская. Они относятся к аналогам двух нижних зон лландовери – *P. acuminatus* и *A. ascensus* [195]. Выше по разрезу присутствуют граптолиты почти всех лландоверийских зон, в том числе и зональных видов. Северо-восточнее границ листа, на р. Лев. Каменная, левом притоке р. Преградная, двойнинская толща охарактеризована главным образом брахиоподами и табулятами. Из первых определены *Borealis nanus* (Nikif.), *Eospirigerina praemarginalis* (Sawage), *Meifodia recta* (Nikif.), *Pentamerus* sp., *Septatrypa*(?) sp., *Hindella*(?) sp. Табуляты включают *Favosites gothlandicus* Lam., *F. prominens* Zhizh., *Halysites* cf. *nitida* Lambe, *Heliolites* sp. Кроме того встречаются граптолиты *Monograptus* sp., *Pristiograptus* sp., *Streptograptus exiguus* (Larw.), а также криноидеи *Tajmyrocrinus* ex gr. *tajmyrensis* (Yelt. et Stuk.), *Megalocrinus* ex gr. *simplex* Stuk., *Crotalocrinus* ex gr. *borealis* (Yelt.) [6]. Мощность толщи в составном стратотипе составляет 140–150 м, на других участках она достигает 230 м.

*Миддендорфская свита* выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по пещерам Миддендорфа, расположенным на правом берегу р. Ниж. Таймыра, в 8 км выше устья р. Траутфеттер. К югу и северу от этих пещер и расположен ее стратотип [305ф, 6]. Границы свиты согласные. Нижняя – с двойнинской толщей – проводится по подошве пачки темно-серых известняков и сланцев с граптолитами основания венлока. Свита в виде прерывистой полосы прослеживается от р. Ниж. Таймыра на западе до р. Клюевка (восточнее границы площади).

Свита сложена серыми и темно-серыми известняками и глинистыми их разностями; в виде резко подчиненных прослоев встречаются серые нитчатослоистые доломиты, известково-глинистые и глинистые сланцы. Для свиты характерна пачка (10–15 м) ритмично переслаивающихся известняков и сланцев, содержащая послойные округлые, овальные и эллипсоидальные стяжения сильно пиритизированных известняков, содержащих остатки наутилоидей, пелеципод рода *Cardiola*, реже – граптолитов.

Стратотипический разрез у пещер Миддендорфа приведен в работе [195]. Мощность свиты здесь составляет 195 м.

Венлокско-лудловский (шейнвудский–лудфордский ярусы) возраст свиты обоснован многочисленными граптолитами, вместе с которыми в стратотипе встречены остракоды, наутилоидеи и пелециподы. В венлоке установлено

присутствие видов-индексов: *Cyrtograptus* aff. *murchisoni* Carr., *Monograptus riccartonensis* Lapw., *Cyrtograptus lundgreni* Tullb., *Testograptus testis* (Barr.), *Lobograptus sherrardae* (Sherwin), *Colonograptus* aff. *ludensis* (Murch.). В лудлове зафиксированы следующие зональные виды: *Neodiversograptus nilssoni* (Barr.), *Lobograptus progenitor* Urb., *Saetograptus chimaera salweyi* (Lapw.), *Saetograptus leintwardinensis* (Норк.), *S. linearis* (Bouc.). В последней зоне вместе с граптолитами определены остракоды *Richteria taimyrica* Abush., *Rhombentomozoe* aff. *rhomboidea* (Barr.), *Pseudoentomozoe*(?) sp. [6].

Мощность миддендорфской свиты меняется от 140 до 200–230 м, а суммарная мощность объединенных образований составляет 280–460 м.

Для двойнинской толщи и миддендорфской свиты характерно повышенное содержание Zr –  $132,3 \times 10^{-4} \%$ .

### СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Пряминская и приморская свиты объединенные ( $S_2$ – $D_{2pt+pt}$ ) прослеживаются практически непрерывной полосой северо-восточного простирания шириной от 5 до 17 км через всю площадь листа вдоль правобережья р. Шренк и левобережья р. Траутфеттер.

*Пряминская свита* выделена взамен нижнетаймырской свиты М. Н. Злобина, название которой в соответствии со стратиграфическим кодексом, было изменено [268ф]. Новое название дано по р. Прямая, левому притоку р. Ниж. Таймыра. Стратотип ее описан по берегам р. Ниж. Таймыра к югу от пещер Миддендорфа [305ф, 55]. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки коричневато-серых, с бежевой коркой выветривания, тонко-горизонтальнослоистых доломитов. Свита сложена серыми, бежевато- и коричневато-серыми доломитами, органогенно-обломочными известняками, черными известковыми аргиллитами и содержит многочисленные прослои черных кремней и известково-доломитовых брекчий.

Позднесилурийский (пржидольский)–раннедевонский возраст свиты считается обоснованным, хотя нижняя подсвита фауной не охарактеризована, но подстилающие ее известняки миддендорфской свиты содержат в верхней своей части позднелудловские граптолиты, а породы верхней части пряминской свиты включают раннедевонские брахиоподы, дакриоконариды и граптолиты пражского яруса нижнего девона. Из брахиопод определены *Janius irbitensis* (Tschern.), *Ivdelina* ex gr. *ivdelensis* (Khod.), *Punctatrypa munieri* (Grünw.). Дакриоконариды представлены двумя видами – *Turkestanella acuar-ia* (Richter), *Nowakia* cf. *zlichovensis* Bouček, а граптолиты – *Uncinograptus* ex gr. *jukonensis* Jackson et Lenz [305ф, 203]. Суммарная мощность пряминской свиты – не менее 350–400 м.

*Приморская свита* выделена М. Н. Злобиным и названа по Приморской низменности, что на Восточном Таймыре [101]. Стратотип ее находится на р. Ниж. Таймыра, в 10 км выше устья р. Траутфеттер. Свита распространена на тех же участках, что и пряминская, залегает на ней согласно, и ее нижняя граница проводится по подошве карбонатных гравелитов и конгломератов.

Свита сложена серыми разных оттенков, часто кавернозными массивными вторичными доломитами с запахом сероводорода и антраксолитом, редкими прослоями светло-серых микритовых известняков, содержащих табуляты, ругозы, брахиоподы, строматопороидеи и фораминиферы.

В стратотипическом разрезе на р. Ниж. Таймыра на размытой(?) поверхности доломитов пряминской свиты залегают доломиты серые, светло- и темно-серые среднезернистые слоистые, переслаивающиеся с темно-серыми мелкозернистыми разностями, с многочисленными брахиоподами в верхней половине разреза. В основании свиты – конгломераты грязно-серого цвета (1,2 м). Галька в них угловатая и плохоокатанная длиной до 10–15 см, представлена темно-серыми полосчатыми доломитами. Суммарная мощность свиты в этом разрезе равна 610–640 м.

Верхняя часть свиты в данном разрезе отсутствует, но выше по р. Ниж. Таймыра, в 2 км ниже р. Бунге, в верхах свиты обнажается пачка (30 м) коричневато-серых толстоплитчатых известняков, содержащих брахиоподы живетского яруса – *Chascothyris holzapfeli* Torley. Из разрозненных выходов свиты собраны *Clorindina eifeliensis* (Stein.), *Delthyris* aff. *tirro* (Barr.), характерные для эйфельского яруса.

Из фораминифер в свите присутствуют *Parathuramina* ex gr. *paulis* Byk., *Auroria* cf. *singularis* Pojark., *Irregularina* sp.; из строматопороидей – *Simplexodictyon carnutum* (Vin. et Regny), из табулят – *Favosites goldfussi* Orb., из брахиопод – *Gypidula buplicata* (Schnur.), *Barrandella sublinguifera* (Mauger) и др.

Перечисленные органические остатки встречены только в верхней части свиты, но имея в виду, что залегают она согласно на пряминской свите, в верхней части которой определена фауна пражского яруса нижнего девона, возраст приморской свиты ограничен ранним (поздний эмс)–средним девонном [305ф].

Мощность свиты оценивается, по различным источникам, от 700 до 1000 м, а мощность объединенных отложений составляет 1000–1400 м.

Для объединенных пряминской и приморской свит характерны повышенные содержания (превосходящее значение кларка для карбонатных пород в несколько раз) Co, Nb, Sc, Ge.

Фаддеевская свита (*D<sub>3fd</sub>*) выделена М. Н. Злобиным [102] и названа по заливу Фаддея. Стратотип находится на р. Ниж. Таймыра, в 4 км ниже устья р. Бунге. Свита прослеживается непрерывной полосой от истоков р. Устремлённая до р. Ниж. Таймыра. Полоса выходов свиты на крыле синклинальной структуры закартирована между верховьями руч. Каменистый и р. Узкая – правыми притоками р. Шренк [279ф].

Нижняя граница согласная и проводится по подошве пачки кремowych пелитоморфных известняков, хорошо определяемых на местности и космофотоматериалах. Свита сложена однородной толщей пелитоморфных, реже – мелкозернистых массивных известняков и доломитовых известняков с характерной бежевой или кремовой окраской.

В стратотипическом разрезе свиты на правобережье р. Ниж. Таймыра на доломитах приморской свиты залегают известняки кремовые, реже светло-коричневато-серые или темно-серые пелитоморфные тонко-горизонтально-слоистые. В нижней половине свиты определены брахиоподы *Mucrospilifer*

sp., *Emanuella* sp., *Atrypa* ex gr. *tenuisulcata* Wen.; строматопороидеи *Amphipora* ex gr. *patokensis* Riab., *Parallelopora* ex gr. *heckeri* Riab., остракоды *Moel-leritia crassa* Abush. Мощность разреза – 460 м.

Приведенный фаунистический комплекс характеризует только франский ярус. Отсутствие более молодых (фаменских) отложений обусловлено размывом, предшествовавшим каменноугольному седиментогенезу, о чем свидетельствуют остатки коры выветривания в кровле свиты [16, 305ф]. Возраст фаддеевской свиты по комплексу фаунистических остатков и положению в разрезе определяется как позднедевонский (франский ярус). Общая мощность отложений – 450–500 м.

### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные отложения нижнего ордовика–нижнего силура (O<sub>1</sub>–S<sub>1</sub>) в пределах площади листа распространены вблизи его западной границы в бассейне р. Грядовая. Они образованы мергелями, известняками, алевролитами и аргиллитами. Для пород характерна тонкая горизонтальная слоистость и большое количество тонкодисперсного пирита. Нижняя и верхняя границы толщи на территории не выявлены. Обобщенный разрез отложений составлен по безымянным притокам р. Грядовая и руч. Горный [279ф]. Здесь снизу вверх залегают

1. Известняки темно-серые до черных тонкозернистые, тонко-горизонтально-слоистые с редкими прослоями черных аргиллитов с остатками граптолитов *Didymograptus* sp. ранне-среднеордовикского облика..... 250–300 м

2. Алевролиты темно-серые мелкозернистые горизонтально-слоистые с тонкими прослоями черных листоватых аргиллитов. По разрезу встречаются конкреции серых глинистых известняков с остатками граптолитов *Reteograptus geinitzianus* Hall., «*Glyptograptus*» sp. и брахиопод *Rafinesquina* cf. *ermani* Andr. Граптолиты обычны для карадокского яруса верхнего ордовика..... 100 м

3. Мергели известковые серые, с поверхности выветривания буровато и зеленовато-серые, с прослоями темно-серых мелко-тонкозернистых известняков и черных аргиллитов с остатками граптолитов: *Monograptus* sp., *Testograptus testis* (Var.), свидетельствующих о поздневенлокском (гомерском) возрасте пород.. 150–200 м

На основании приведенных палеонтологических данных возраст нерасчлененных отложений определяется как раннеордовикский (флоский ярус)–раннесилурийский (гомерский ярус). Их общая мощность в пределах территории листа составляет 500–600 м.

### Тарейско-Быррангская (Карбонатная) геологическая площадь

Данная геологическая площадь образует полосу шириной 10–30 км, протягивающуюся через весь лист в северо-западном направлении. В ее пределах в интервале от нижнего ордовика до верхнего девона выделены толлевская, энгельгардтовская, толмачевская, поворотнинская, андреевская, бунгенская, тарейская, песчанинская и валентиновская свиты. Вблизи западной границы листа на уровне нижнего–среднего ордовика закартирована *многовершинни-*

ская свита (стратиграфический аналог толлевской и энгельгардтовской свит), в верхнем ордовике – *мутнинская* свита (аналог поворотнинской свиты), а в верхнем силуре – синедабигайская толща (аналог *бунгенской* свиты). В силу небольших мощностей на карте многие из перечисленных свит и толщ показаны объединенными.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Толлевская, энгельгардтовская свиты объединенные (O<sub>1-2</sub>tl+en).

*Толлевская свита* выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Толля, левому притоку р. Ключевка, вблизи устья которой находится ее стратотип [99]. В рамках листа свита описана в ядре линейной антиклинальной складки по обоим бортам р. Ниж. Таймыра севернее оз. Энгельгардт [279ф]. Нижний контакт на площади работ не вскрыт, верхний – согласный с энгельгардтовской свитой. Ее нижняя граница в стратотипе проводится по смене алевроитовых косослоистых известняков зеленовато-серыми мергелями. Толлевская свита сложена темно-серыми до черных глинистыми массивными известняками, переслаивающимися с черными тонкослоистыми известковыми аргиллитами, в верхней части они сменяются пачкой (100 м) зеленовато-серых неяснослоистых мергелей.

На правом берегу р. Ниж. Таймыра из нижней части свиты собраны трилобиты *Bronteopsis* cf. *scotica* Nich., *Ampyx* aff. *mammilatus* Sarr. [102], а в верхней части – трилобиты семейства *Asaphidae*, сопоставляемые с дарривильским ярусом. Видимая мощность отложений – 400 м.

Ранне-среднеордовикский (флоский–дарривильский ярусы) возраст свиты определяется по трилобитам и редким граптолитам. Среди трилобитов определены представители родов *Robergia*, *Remopleurides*, *Triarthrus*, известных из вихоревского и муктэйского горизонтов Сибирской платформы, сопоставляемых с лланвирном (= дарривильским ярусом). Этому не противоречат находки граптолитов – *Expansograptus* sp., *Eoglyptograptus dentatus* (Brongn.), *Glossograptus* sp. и др. Мощность свиты – 500–600 м.

*Энгельгардтовская свита*. Первоначально отложения, относимые к этой свите, были изучены М. Н. Злобиным на р. Преградная и выделены им как дружновская свита [99]. Однако это название не прижилось, и позднее (1959 г.) это подразделение В. И. Бондаревым было выделено в ранге горизонта [19], а впоследствии – свиты [268ф]. Название дано по оз. Энгельгардт.

Стратотип свиты находится на левом притоке р. Галечная, которая является левым притоком р. Угольная, впадающей с запада в оз. Энгельгардт. Свита широко распространена в бассейне р. Ниж. Таймыра, где вскрывается в ядрах линейных антиклинальных складок. Она залегает согласно на толлевской свите. Нижняя ее граница проводится по подошве темно-серых массивных, прослоями органогенных известняков. Свита сложена преимущественно известняками и органогенными известняками, реже встречаются глинистые известняки и мергели.

Дарривильский (зона *teretiusculus* = лланвирнский) возраст свиты определяется по остаткам брахиопод, остракод и трилобитов [6]. Среди первых обычно встречаются *Mimella panna* Andr., *Rostricellula raymondi nana* Rozm., *Leptelina carinata* Yadr., *Eoplectodonta rhombica* (McCoy), *Raphinesquina amara* Andr. Среди остракод определены *Coelochilina grumosa* Kan., *C. settedabanica* Kan., *Egorovella (E.) dorsilobata* Kan., *E. (Curvilobella) poricostata* Kan. Трилобиты представлены формами *Ampyx cf. repulses* Tripp., *Caliptaulax maximovae* Tchern., *Isotelus* sp. Кроме того, в известняках присутствуют мшанки и табуляты.

Мощность свиты – 500–600 м, а мощность объединенных отложений толлевской и энгельгардтовской свит оценивается в 1000–1200 м.

Многовершининская свита ( $O_{1-2mn}$ ) выделяется фрагментарно вблизи западной границы площади листа, на правом берегу р. Грядовая. Она выделена Н. Н. Соболевым в 1992 г. и названа по руч. Многовершинный, правому притоку р. Фадьюкуда, где и находится ее стратотип [291]. Нижняя граница свиты в пределах описываемой территории не вскрыта, на смежной с юго-запада площади установлено ее согласное залегание на нижележащих породах широкинской свиты, а нижняя граница проводится по подошве доломитов с ярко-желтой и красновато-желтой коркой выветривания [291]. В пределах территории листа S-47 свита представлена толщей известняков с прослоями органогенных, глинистых и оолитовых известняков, реже аргиллитов, залегающих стратиграфически ниже пестроцветных отложений толмачевской свиты. По литологическому составу и комплексу органических остатков эта часть разреза близка к отложениям энгельгардтовской свиты в ее стратотипическом районе.

Многовершининская свита по комплексу органических остатков сопоставляется с толлевским и энгельгардтовским биостратиграфическими горизонтами региональной стратиграфической шкалы, характеризующими флоский, дапинский и дарривильский ярусы, и соответственно возраст ее определяется как ранне-среднеордовикский [291, 203]. Мощности свиты – 300–350 м.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Толмачевская и поворотнинская свиты объединенные ( $O_3tm+pv$ ), толмачевская и мутнинская свиты объединенные ( $O_3tm+mt$ ).

*Толмачевская свита* выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Толмачёва, правому притоку р. Ниж. Таймыра [102]. Стратотип свиты находится на р. Ниж. Таймыра, в 4–5 км ниже устья р. Толмачёва и детально изучен В. И. Бондаревым и др. [18]. Свита прослеживается с запада на восток через весь лист и вскрывается в ядрах и на крыльях узких линейных антиклинальных структур. Она залегает согласно на энгельгардтовской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки пестро окрашенных (темно-красных и светло-зеленых) мергелей. Она сложена переслаивающимися известняками, глинистыми известняками, известковистыми алевролитами, аргиллитами и мергелями.

Карадокский (сандбийский) возраст свиты датируется на основании определений брахиопод, остракод, мшанок, табулят, трилобитов [234]. Из брахиопод обычно присутствуют *Mimella panna* Andr., *Parastrophina pentagonalis* Nikif., *Hesperorthis* cf. *evenkiensis* Nikif., *Peltura perfecta* Coop., *Strophomena mangazeica* Andr. и др.; из остракод – *Bolbinella cumulate* Kan., *Baltonotella limbata* Sidar., *Heslandites ventritumidus* V. Ivan., *Longiscula taimyrensis* Meln., *Dolborella coalita* Meln. и многие другие. Мшанки многочисленны, из них следует упомянуть *Phaenopora kljuevskensis* L. Nekh., *Ph. multifera* Nekh., *Stigmatella floriformis* Modz. Трилобиты представлены следующими видами: *Bumastus sibiricus* Z. Max., *Illaenus valvulus* Raym., *Ampyx nordicus* Bal., *Homotelus taimyricus* Bal., *Stenoporeia avus* Raim. Конодонты пока известны только на Центральном Таймыре, в басжсейне р. 2-я Голова Таймыры, где определены *Belodina compressa* (Br. et Mehl), *Phragmodus(?) tunguskaensis* Mosk., *Ph. undatus* (Br. et Mehl), *Scandodus anceps* Mosk., *Drepanodistacodus victrix* Mosk. и др.

Мощность толмачевской свиты в стратотипе – около 260 м, а с учетом разрезов на других участках – 300–350 м.

*Поворотнинская свита* выделена М. Н. Злобиным и названа по руч. Поворотный, правому притоку р. Нюнькаракутари, где и находится ее стратотип [99]. Залегает она согласно на толмачевской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки темно-серых известняков с кремнями и многочисленными табулятами. Нижняя половина свиты сложена известняками темно-серого и коричневатого-серого цвета, часто доломитизированными и окремененными, с многочисленными прослоями и линзами бежевых и черных кремней. В верхней части свиты преобладают глинистые и алевроитистые желтовато-серые известняки.

Позднеордовикский (катийский и хирнантский) возраст свиты определяется по табулятам, страмотопороидеям, брахиоподам и остракодам [6]. Брахиоподы присутствуют в основном в нижней половине свиты. Они включают *Rostricellula transversa* Coop., *Hesperorthis* cf. *evenkiensis* Nikif., *H. tricenaria* (Conrad), *Oepikina gibbosa* Andr., *Triplesia dolborica* Nikif. Многочисленные табуляты включают *Calapoecia canadensis* Bill., *Catenipora* cf. *gracilis* (Hall), *C. tollinoides* Zhizh., *C. rabra* Sinc. et Bolton, *Parasarcinula trabeculata* Sok. et Tes. и др. В верхней части свиты присутствуют *Cyrtophyllum* cf. *orthis* Sok. и страмотопороидеи *Labechiida*, *Gerronostrome* ex gr. *concentrica* Yavor. [6].

В поворотнинской свите фиксируются повышенные концентрации Co, Ni, Mo, Cu. Значения Nb и Ge на порядок превышают кларковые значения для карбонатных пород (по Перельману, 1979) и составляют в среднем для толщи  $5 \times 10^{-4}\%$  и  $1 \times 10^{-4}\%$ . Содержания Sr, V, Cr, Zr, Sc, Y, Be, Sn, Pb, Zn, Ag, Ga имеют значения ниже кларковых либо близкие к кларку.

Мощность свиты – около 400 м, а мощность объединенных толмачевской и поворотнинской свит составляет 700–750 м.

*Мутнинская свита* выделена В. В. Беззубцевым в 1985 г. на Центральном Таймыре и названа по руч. Мутный, правому притоку р. Тарья, где и находится ее стратотип [241ф]. Распространена она вблизи юго-западной части площади листа S-47, где слагает крылья антиклинальной складки в верховьях руч. Горный. На рассматриваемой территории по составу, строению и усло-

виям залегания мутнинская свита является полным аналогом поворотнинской свиты [53, 55]. Мощность ее составляет 400–500 м.

Комплекс палеонтологических остатков, в целом подобный комплексу поворотнинской свиты, характеризует поздний ордовик (катийский–хирнантский ярусы) [53].

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Андреевская и бунгенская свиты объединенные (*San + bn*), андреевская свита и синедабигайская толща объединенные (*San + sn*).

*Андреевская свита* выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по о. Андрея, расположенному вблизи восточного побережья п-ова Челюскин [99]. Стратотип свиты находится на р. Парная, правом притоке р. Нюнькаракутари. Но наиболее полно она описана и охарактеризована фауной на р. Тарей, разрез на этом участке А. П. Романовым и др. предложен в качестве гипостратотипа [181]. Андреевская свита залегает со скрытым стратиграфическим несогласием (из разреза выпадает руддан или его нижняя часть) на поворотнинской (или ее аналоге – мутнинской) свите [214]. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки строматопоровых и/или кораллово-строматопоровых доломитов с обилием стяжений и линзовидных прослоев черных кремней. По вещественному составу свита отчетливо разделяется на три части: в нижней и верхней частях преобладают кораллово-строматопоровые доломиты с обилием черных кремней, средняя часть сложена известняками с прослоями зеленовато-серых мергелей [279ф].

Лландоверийско-венлокский (рудданский–гомерский) возраст свиты основан на многочисленных остатках брахиопод, остракод, кораллов и другой фауны [6]. Органическими остатками охарактеризована преимущественно лландоверийская часть свиты, где присутствуют брахиоподы и остракоды всех трех ярусов (руддана, за исключением его нижней части, аэрона и телича). Брахиоподы включают *Virgianella trivialis* T. Modz., *Borealis nanus* (Nikif.), *B. samoedicus* (Keyz.), *Coolina gracilis* (Andr.), *Alispira gracilis* Nikif., *Virgiana barrandei* Bill., *Dubaria tenera* Nikif. et T. Modz., *Anabaria rara* (Nikif.), *Septatrypa pentagonalis* Nikif. и др.; из остракод – *Norilskinia norilica* Abush., *Costaegera* cf. *orientalis* Abush., *Daleiella ariadnae* Abush. и др. Табуляты также многочисленны, среди них часто встречаются *Catenipora* aff. *anikeevi* Tchern., *Favosites favosus* Goldf., *F. hisingeri* Edw. et Haime, *Multisolenia* aff. *festiva* Tchern. M. aff. *tortuosa* Fritz и др. В венлокской части свиты встречаются редкие брахиоподы *Hyattidina parva* (Nikif.), криноидеи *Bystrowicrinus quinquelobatus* (Yelt.), а также табуляты – *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Sapporipora favositoides* Ozaki и др.

Мощность свиты – 300–400 м.

*Бунгенская свита* выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Бунге, правому притоку р. Ниж. Таймыра [254ф, 101]. Стратотипический разрез ее находится на правом берегу р. Ниж. Таймыра, в 5 и 10 км выше устья р. Бунге. Здесь свита обнажена очень плохо, в связи с этим Ю. И. Тесаковым и его

коллегами предложен ее гипостратотип, расположенный на р. Парная (притоке р. Нюнькаракутари), вблизи ее устья [214].

Бунгенская свита согласно залегает на андреевской, ее нижняя граница проводится по подошве толстослоистых «немых» доломитов, сменяющих коричневато-серые с кремнистыми стяжениями доломиты последнего биострома андреевской свиты.

В гипостратотипе бунгенская свита разделена Ю. И. Тесаковым и др. на три подсвиты. Нижняя из них (61,8 м) состоит из светлоокрашенных, вторичных и седиментационных доломитов с реликтами неопределенной фауны. Средняя подсвита (31,5 м) представлена желтоватыми и темно-серыми массивными и толстоплитчатыми доломитами. Верхняя подсвита (41,2 м) сложена чередованием тонких и среднеплитчатых желтовато-серых седиментационных доломитов.

Бунгенская свита практически «немая», за исключением единственной находки остракод и брахиопод лудловского возраста на правом притоке р. Бунге. Из остракод определены *Beyrichia* aff. *peponulifera* Mart., *Saccar-chites* sp., *Libumella* aff. *perspicua* Michail., *Daleiella dualis* Abush., *Silens* aff. *bairdiformis* Zenk., *Longiscula lancis* Abush., *Saumella rectilinae* Abush., а из брахиопод – *Sublepidida sublepidida* (Vern.), *Parastrophinella* sp., *Spirigerina*(?) sp., *Conchidium enticlivatus* Sap., *Atrypa*(?) sp., *Dayia*(?) sp., *Atrypella* ex gr. *linguata* Buch., *Proreticularia* cf. *carens* (Barr.). По заключению Т. Л. Модзалевской, подобные брахиоподы известны в исовском горизонте восточного склона Урала и в малиновецком надгоризонте Подолии, относимые к лудлову [6]. Позднесилурийский (лудловско-пржидольский) возраст свиты базируется главным образом исходя из ее положения в разрезе: она залегает между фаунистически охарактеризованными андреевской (лландовери–венлок) и тарейской (ранний девон) свитами.

Мощность свиты составляет 300–350 м [279ф].

*Синедабигайская толща* выделена Н. Н. Соболевым в 1992 г. Стратотип ее находится на правом берегу р. Тарая, в 5 км ниже устья р. Синедабигай, по которой она и получила свое название [291ф]. На рассматриваемой территории толща имеет состав, близкий к бунгенской свите. В юго-западном направлении (за пределами площади) в разрезе толщи появляются прослои известняков [291ф]. Мощность толщи – 350 м.

Синедабигайская толща отнесена к верхнему силуру на основании ее положения в разрезе: стратиграфически выше андреевской свиты нижнего силура и ниже пород тарейской свиты, имеющих раннедевонский возраст. Кроме того, С. В. Черкесовой к западу от рассматриваемой площади в нижней части толщи найдены брахиоподы позднего силура [291ф].

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тарейская, песчанинская и валентиновская свиты объединенные (D<sub>1-3tr÷vl</sub>).

*Тарейская свита* выделена Н. П. Аникевым и А. И. Гусевым и названа по р. Тарая, где в 45 км от ее устья и находится ее стратотип [1]. Этот разрез яв-

ляется одновременно стратотипом региональных стратиграфических подразделений Таймыра (горизонтов и слоев, выделенных в результате послыного изучения этого разреза группой геологов из разных институтов во главе с С. В. Черкесовой) [210]. Свита широко распространена в пределах территории листа, где совместно с вышележащими песчанинской и валентиновской свитами слагает ядра и крылья синклиналиных складок. Тарейская свита согласно залегает на бунгенской свите или синедабигайской толще, нижняя граница проводится по подошве желтовато-серых массивных кавернозных доломитов.

В стратотипе свита делится на две подсвиты. Нижняя из них (белокаменские и урюминские слои) представлена гипсами, переслаивающимися с аргиллитами, седиментационными доломитами, а вблизи кровли – с известняками, доломитовыми известняками и аргиллитами. Верхняя подсвита (толбатские, даксанские, юнходские, тарабигайские и долганские слои) сложена известняками, ритмично переслаивающимися с аргиллитами.

Свита в стратотипическом разрезе охарактеризована многочисленной и разнообразной фауной: пелециподами, брахиоподами, остракодами, рыбами, конодонтами и др., а также растительными остатками, на основании чего она датируется ранним девонем (лохковский–нижняя половина эмского яруса). В самых низах свиты (белокаменские слои) присутствуют брахиоподы – *Lanceomyonia kuzmini* Tcherk., *Howellella propria* T. Modz., *Protathyris tarejensis* T. Modz., меростоматы – *Tylopterella menneri* (Novoj.), позвоночные – *Tareyaspis venusta* Novits., *Gunaspis orientalis* Bystrow и др., свидетельствующие о раннелохковском возрасте вмещающих пород. Из самых верхов свиты (долганские слои) определена фауна (кораллы, мшанки, брахиоподы, криноидеи, позвоночные, конодонты), позволяющая уверенно относить вмещающие породы к раннему эмсу [210].

Мощность свиты в стратотипе равна 435 м, а на характеризуемой площади она оценивается в 370–450 м.

*Песчанинская свита* выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Песчаная, правому притоку р. Шренк. Стратотипическая местность свиты находится в междуречье Песчаная–Вольная [193]. На площади листа она зафиксирована на тех же участках, что и тарейская свита. Песчанинская свита согласно залегает на тарейской, и ее нижняя граница проводится по подошве мощной пачки седиментационных доломитов. Свита сложена седиментационными пестроцветными доломитами с прослоями и желваками водорослевых известняков. В средней части свиты встречаются мелкогалечные карбонатные конгломераты, а вблизи кровли – красноцветные аргиллиты.

На основании брахиопод, ругоз и табулят возраст свиты определен как раннедевонский (позднеэмский)–среднедевонский (живетский). В стратотипе в свите встречены брахиоподы семейства *Stringocephalidae*, *Chascothyris* sp. (ex gr. *holzapfeli* Torley), ругозы *Synaptophyllum*(?) sp., *Embolophyllum* sp., табуляты *Caliopora omoloniensis* Dubat., строматопороидеи *Amphipora* sp. На р. Боотанкага в известняках присутствуют брахиоподы *Biarea*(?) sp., *Brachythyris*(?) aff. *talicensis* Breiv., *Conchidiella*(?) sp. [193].

Мощность свиты в стратотипической местности составляет 230 м, на остальной территории – до 260 м.

*Валентиновская свита* выделена В. В. Беззубцевым в 1988 г. и названа в его честь. Стратотип ее находится в среднем течении р. Вента [16]. Она распространена на тех же участках, что тарейская и песчанинская свиты. На последней она залегает согласно, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки бежевых или кремowych пелитоморфных известняков, которые с постепенным переходом залегают на доломитах среднего девона. Она сложена однородной толщей пелитоморфных, реже мелкозернистых массивных известняков с характерной бежевой или кремовой окраской, с прослоями доломитовых известняков и доломитов аналогичной структуры и цвета. Общая мощность свиты – 350–400 м.

Валентиновская свита характеризуется значительно повышенными концентрациями Co, Nb. Содержание Ge составляет в среднем для свиты  $0,5 \times 10^{-4}$ %. Такие элементы как V, Cr, Ni, Zr, Sc, Y, Be, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Ag, Ga имеют значения ниже кларковых.

Возраст валентиновской свиты устанавливается как позднедевонский на основании палеонтологических остатков и положения в разрезе: ее нижняя часть охарактеризована фауной франского яруса, а верхняя часть залегает стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованных турнейских отложений карбона [279ф]. Объем размыва фамена не определен. Вероятно, весь фамен или его часть выпадает из разреза. Суммарная мощность объединенных отложений – 980–1110 м.

#### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Вольнинская свита ( $C_{1-2}vl$ ) выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Вольная, правому притоку р. Шренк [194]. Стратотип свиты находится на р. Вольная, а парастратотип – в верховьях р. Нюнькаракутари. Вольнинская свита равноправно распространена как на Переходной, так и на Карбонатной геологической площадях. На первой из них она с размывом залегает на пелитоморфных известняках фаддеевской свиты, а на второй – на близких по составу породах валентиновской свиты верхнего девона и согласно перекрывается аргиллитами коротковской толщи среднего карбона–поздней перми.

В составе свиты преобладают скелетно-детритовые известняки, нередко с многочисленными желваками серых кремней, в подчиненном количестве встречаются водорослевые известняки и доломиты. В основании свиты в стратотипическом разрезе залегают карбонатные песчаники, гравелиты с прослоями водорослевых известняков (46 м). В кровле свиты повсеместно присутствует пачка (20–60 м) криноидных биокалькаренитов с прослоями черных кремней.

Наиболее полный разрез свиты (290 м) описан на правобережье р. Ниж. Таймыра [4]. В стратотипе нижняя часть свиты (100 м) охарактеризована многочисленными фораминиферами *Septaglomospiranella* aff. *sphaerica* (Durk.), *S. rauserae* (Dain.), *Endothyra* aff. *praeparakosvensis* Durk., *E. tuberculata* Lip., *Tournayella moelleri* Mal., *T. moelleri unica* Mal., *T. kisella* Mal. и др. турнейского возраста.

На р. Песчаная в стратотипическом районе в пачке водорослевых известняков, залегающих непосредственно на доломитизированных известняках

валентиновской свиты, обнаружены брахиоподы *Prospira valkovi* Abr. et Grig. ранневизейского возраста. В средней части свиты, в истоках р. Посадочная определены брахиоподы *Buxtonia* ex gr. *scabricula* Mart., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow., характеризующие низы верхнего визе. В кровле свиты установлены брахиоподы *Neochonetes carboniferus* Keys., *Sajakella* cf. *martianovi* Lap., *Dicthyoclostus* cf. *byrangi* Einor, *Eomarginifera* aff. *migai* Tsch., *Spirifer* cf. *engelgardti* Tsch., *S.* ex gr. *triplicates* Hall., *Buxtonia tenuicostata* Ustr., *B.* aff. *mirabilis* Ded., *Spiriferellina tareica* Tsch., *Echinoconchus taimyrensis* Einor и др. поздне-визейско-серпуховского возраста, а также брахиоподы *Praehorridonia dorsoplicata* Ustr. и фораминиферы *Archaediscus angulatus* Sosn., *Ar. dubius* Soss., *Neoarchaediscus rugosus* (Raus.), *N. gregori* (Dain.), *N. timanicus* (Reitl.), *Globivalvulina minima* (Reitl.) и др. серпуховско-раннебашкирского возраста. На основании приведенной фауны возраст вольнинской свиты определен в интервале турнейский–раннебашкирский. Мощность свиты составляет 160–300 м.

Свита характеризуется значительно повышенными содержаниями (на порядок выше кларка) для карбонатных пород [148] Co, Ni, Zr, Nb, Sc, Mo, Ge; превышающими в несколько раз значение кларка – Cr, Cu, Ga; близкими к кларку значениями – V, Be, Sn, Pb, Zn, Ga.

## **Фалабига́й-Нордвикский геологический район**

### **Фалабига́йская геологическая площадь**

Выделяется для верхнепалеозойских и триасовых образований в центральной части площади листа. С севера он ограничен Пограничным надвигом. Рассматриваемая территория входит в состав Фалабига́йской геологической площади.

### **ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ПОЗДНИЙ ОТДЕЛЫ**

Дептумалинская, юртаррагинская и таксагербейская толщи объединенные (D<sub>2-3</sub>dp÷tk).

*Дептумалинская толща* выделена Н. Н. Соболевым [298ф] и названа по р. Дептумала, где она более всего распространена. Ее стратотип расположен вблизи оз. Дептумала-Мово. Выходы толщи установлены также на левобережье р. Верх. Таймыра близ устья руч. Врезанный. Нижняя граница толщи на площади листа не установлена. Толща сложена известняками, доломитами, в верхней части разреза отмечаются известняковые конгломерато-брекчии. Фациальные изменения в составе толщи весьма существенные и выражаются в замещении известняков доломитами в южном и юго-восточном направлениях.

На листе S-47 наиболее полный разрез толщи описан по элювиальным развалам на участке оз. Дептумала, где преобладают известняки мелкозернистые серые и коричневатые-серые, иногда доломитистые кавернозные, с ред-

кими брахиоподами *Biarea(?)* sp. *Athyris globosa* (Roem.), указывающие на эйфельско-раннеживетский возраст вмещающих отложений. В нижнем течении р. Дирингкян, западнее рамки листа, в разрезе толщи доминируют седиментационные и, реже, вторичные доломиты серого цвета с кремво-коричневым, желтовато-зеленоватым оттенком, массивные, неяснополосчатые. Доломиты содержат пласты (до 20 м) галечно-валунных известняковых конгломерато-брекчий и прослои (до 1 м) темно-серых мелкозернистых доломитовых известняков с остатками конодонтов *Polygnathus* cf. *xylus* Stauf., *P.* cf. *timorensis* K., Ph. et Jack., характерных для живетского яруса. Мощность разреза – более 750 м. На участке руч. Врезанный вскрывается монотонная толща разнозернистых доломитов, от светло-серых до темно-серых, с остатками *Amphypora* sp. среднедевонского облика. Мощность этих отложений – более 600 м.

Приведенный комплекс органических остатков из дептумалинской толщи указывает на ее среднедевонский (эйфельско-живетский) возраст. Общая мощность толщи насчитывает более 1000 м.

*Юртаррагинская толща* в пределах территории листа S-47 на дневную поверхность не выходит, ее коренные выходы встречаются на территории смежного листа S-46, вблизи его восточной рамки. Нижняя граница толщи не наблюдалась, однако, исходя из характера залегания толщи, предполагается, что эта граница согласная. Толща сложена известняками, доломитистыми известняками с остатками водорослей, строматопорат, брахиопод, гастропод. Возраст юртаррагинской толщи по комплексу фауны (фораминифер и брахиопод), собранному на территории листа S-46, однозначно определяется как позднедевонский (франкий) [291ф]. Мощность толщи – более 300 м.

*Таксагербейская толща* не обнажена в пределах территории листа S-47, информация по ее строению получена с территории смежного листа S-46. Нижняя граница толщи согласная. Толща сложена окремненными и комковато-слоистыми известняками (фациями карбонатного шельфа). В известняках содержатся обильные брахиоподы, фораминиферы, гастроподы, криноидеи. На основании определений брахиопод и фораминифер, собранных на площади листа S-46, возраст таксагербейской толщи определен как фаменский [291ф]. Мощность толщи составляет 450 м.

Мощность объединенных толщ – более 1750 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Дикарабигайская, кыйдинская, верхотаймырская свиты объединенные (C<sub>1</sub>dk-vt) в пределах площади листа не обнажены и показаны только на геологическом разрезе. Свиты выделены Н. Н. Соболевым [194].

*Дикарабигайская свита* выходит на дневную поверхность на смежном листе S-46 [291ф]. Она согласно залегает на таксагербейской толще и сложена известняками, спонголитами, спонголитовыми известняками, фтанитами и кремнисто-углеродистыми сланцами. Возраст дикарабигайской свиты по фораминиферам, брахиоподам и конодонтам определяется как нижнекаменноугольный (турнейский). Мощность свиты – 420 м.

*Кыйдинская свита* не выходит на поверхность в пределах листа S-47, ее коренные выходы встречаются на территории смежного листа S-46. Свита согласно залегает на нижележащих отложениях и сложена криноидными и детритовыми карбонатными песчаниками, в меньшей степени – илово-зернистыми известняками и вторичными доломитами. Возраст кыйдинской свиты по брахиоподам определяется как раннекаменноугольный (ранневизейский). Мощность свиты – 400 м.

*Верхотаймырская свита* не обнажается в пределах территории листа S-47, информация по ее строению получена с территории смежного листа S-46. Верхотаймырская свита имеет согласные стратиграфические контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями. Она образована органогенно-детритовыми и детритово-зернистыми известняками, содержащими фораминиферы, табуляты, брахиоподы, трилобиты, ругозы. Объем верхотаймырской свиты, в понимании Н. Н. Соболева [194], сокращен. Верхняя, карбонатно-терригенная часть толщи отнесена к фалабигайской (бывшей макаровской) свите. Возраст оставшейся части верхотаймырской свиты, по заключению О. Л. Косовой после проведенной ею ревизии ранее известного видового состава фауны, а также по положению в разрезе (ниже слоев с *Buxtonia aff. scabriculoides*), следует считать ранне-поздевизейским (низы верхнего визе), а не ранневизейско-серпуховским, как полагали ранее. Мощность свиты составляет 600–800 м.

Мощность объединенных свит – 1420–1620 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Фалабигайская свита ( $C_{1-2fl}$ ) выделена Н. Н. Нагайцевой, Г. В. Котляр, Н. Н. Соболевым при составлении листа S-47 в 2014 г. (Дополнение № 2 к СЛ Госгеолкарты-1000/3, 2014). Терригенным отложениям, традиционно относившимся на этой площади к макаровской свите, присвоено новое название – фалабигайская свита. Свое название она получила по р. Фала-Бигай (лист S-46), где был составлен ее наиболее представительный разрез, являющийся стратотипом фалабигайского горизонта. Разрез составлен Н. Н. Соболевым, фауну определили Г. А. Черняк (брахиоподы) и М. Ф. Соловьева (фораминиферы). Фалабигайская свита в этом разрезе согласно перекрывает верхотаймырскую свиту раннего–позднего визе и в свою очередь также согласно перекрывается турузовской свитой башкирско-ассельского ( $C_2-P_1$ ) возраста [291].

На площади листа S-47 свита выходит на дневную поверхность в западной и центральной частях листа, в ядрах антиклинальных складок. Фалабигайская свита сложена относительно глубоководными отложениями открытого морского шельфа. В ее разрезе преобладают аргиллиты и алевролиты (>95 %), известняки и алевроитовые песчаники присутствуют в виде редких маломощных прослоев. Породы содержат многочисленные мелкие желваковые стяжения и тонкую вкрапленность сульфидов, а также редкие конкреции железисто-кальциевого типа ( $CaCO_3$  50–80 %,  $FeCO_3$  10–45 %,  $MgCO_3$  <10 %). Наиболее полный разрез свиты составлен по левому притоку р. Верх. Таймыра, руч. Олений. Здесь фалабигайская свита залегает на известняках верхо-

таймырской свиты, вскрывающихся в небольшом коренном обнажении в русле ручья, и согласно перекрывается турузовской свитой.

В разрезе свиты по р. Перевальная, вскрывающем ее верхние горизонты, отмечается прослой (мощностью 3 м) глинистых известняков, содержащих остатки брахиопод *Flexaria* ex. gr. *arkansana* (Girty) поздневизейского возраста, а в разрезе свиты по скважине, вскрывающей ее верхнюю часть, отмечаются прослой конгломератов мощностью 0,5–1 м с гальками алевролитов и аргиллитов [279ф]. Для отложений характерны следы жизнедеятельности типа *Tisoo* и *Chondrites*.

Возраст фалабигайской свиты определяется на основании находок брахиопод *Flexaria* ex. gr. *arkansana* (Girty), *Chonetidal* gen. indet. (определения В. Г. Ганелина) и по положению в общем разрезе терригенных отложений. Она сопоставляется с фалабигайским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, характеризующим поздневизейский–раннебашкирский возраст вмещающих отложений. Общая мощность фалабигайской свиты – 1000–1100 м.

### **Северо-Анабарский геологический район**

Геологические образования данного района на дневной поверхности не наблюдались. Они показаны только на геологическом разрезе в юго-восточной части листа по аналогии со смежными к востоку листами, где они расчленены на свиты, развитые вдоль северной периферии Сибирской платформы [51]. Они включают в себя нерасчлененные образования в диапазоне от верхнего венда до нижнего ордовика.

**Вендская система, верхний отдел–ордовикская система, нижний отдел.** Нерасчлененные образования ( $V_2-O_1$ ) (только на разрезе) представлены комплексом терригенно-сульфатно-карбонатных соленосных отложений мощностью до 1860 м.

## **СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Среднекаменноугольно-верхнетриасовые отложения, в соответствии со схемой геологического районирования, развиты в горной гряде Бырранга в Южно-Быррангском геологическом районе на Озеротаймырской геологической площади. Озеротаймырская площадь занимает горную гряду Бырранга и ее южные предгорья. Разрез ее представлен породами терригенной параллельной формации среднекаменноугольно-позднепермского возраста. В северной части района для среднекаменноугольно-верхнепермского интервала разреза выделена Коротковская геологическая площадь, где развита коротковская толща.

## Южно-Бырангский геологический район

### Коротковская геологическая площадь

#### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

Отложения, охватывающие диапазон от среднего отдела каменноугольной системы до татарского отдела верхней перми, объединены в коротковскую толщу, развитую к северу от Пограничного разлома. Вышележащие отложения на данной геологической площади неизвестны.

Коротковская толща ( $C_2$ – $P_3kr$ ) выделена А. Н. Онищенко и В. В. Межубовским в 2000 г. и названа по р. Короткая, левому притоку р. Ниж. Таймыра, где находится стратотипический район ее распространения [279ф]. Толща выходит на дневную поверхность в северо-западной части геологического района, в пределах Коротковской геологической площади, где слагает ядра синклинальных складок в общей полосе ниже-среднепалеозойских отложений. Нижняя граница согласная и проводится по смене в разрезе карбонатных пород на терригенные, верхняя граница не установлена (размыта). Толща сложена морским песчаниково-алевролитовым комплексом пород в нижней части и прибрежно-морским алевролитово-песчаниковым слабоугленосным комплексом в верхней части.

На площади листа толща обнажена крайне неудовлетворительно, ее выходы на поверхность представлены элювиальными развалами, а чаще всего задренованы, обнажения редки и фрагментарны.

Нижняя часть толщи наиболее полно представлена по левым притокам среднего течения р. Галечная. В ее основании залегает пачка черных горизонтальнослоистых аргиллитов (около 150 м), которая с постепенным переходом замещается пачкой темно-серых мелко- и крупнозернистых линзовидно-полосчатых алевролитов (80–90 м). Выше залегают песчаники, образующие слои мощностью 10–15 м, чередующиеся с пачками тонкоритмично переслаивающихся алевролитовых песчаников и алевролитов (100–120 м). Мощность нижней части толщи – 340–350 м. На сопредельной с юго-запада территории, непосредственно на продолжении выходов нижней части коротковской толщи, собран комплекс брахиопод: *Orthotetes* cf. *jugorica* Ust., *Praehorridonia* cf. *uralica* Kal., *Taimyrella* aff. *pseudodarwini* Einor., *Verchojania cheraskovi* Kasch., характерный для нижнетурузовского подгоризонта Таймыра [291]. В кровле алевролитовой пачки найдены брахиоподы *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), появляющиеся в ассельском веке приуральской перми. Таким образом, нижние две пачки общей мощностью 230–240 м сопоставляются с турузовским горизонтом башкирско-ассельского возраста ( $C_2$ – $P_1$ ), а верхняя пачка (100 м) по составу и положению в стратиграфическом разрезе параллелизуется с бырангским горизонтом Таймыра.

Стратотип верхней части коротковской толщи находится в устье руч. Низкий, левого притока р. Ниж. Таймыра. Здесь в основании разреза залегает пачка (40 м) песчаников с линзовидными прослоями гравелитов. Ее перекрывает пачка (140–150 м) песчаников, переслаивающихся с алевролитами и уг-

листыми аргиллитами. Породы содержат алевро-карбонатные линзы и конкреции, остатки листовой флоры кунгурско-уфимского возраста. Эта часть толщи сопоставляется с соколинским горизонтом. Выше по разрезу залегает пачка (около 100 м) алевролитов, содержащих известковые конкреции с остатками брахиопод *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Megousia jakutica* (Lich.), *Terrakea korkodonensis* (Lich.), *Orbiculoides yangarensis* Ustr., характерных для верхней части казанского яруса биармийской перми (зона *Terrakea korkodonensis*) в Верхояно-Охотском субрегионе [178]. В алевролитах верхней части пачки на правом берегу р. Ниж. Таймыра определены брахиоподы *Attenuatella stringocephaloides* (Tsch. et Lich.), *Canocrinella ochotica* (Zav.), *Brachythyrina sibirica* Tsch., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. [302], свойственные уржумскому и северодвинскому ярусам биармийско-раннетатарской перми. Верхняя пачка параллелизуется с байкурским горизонтом Таймыра.

На основании приведенных палеонтологических данных, возраст коротковской толщи определяется среднекаменноугольно-раннетатарским (башкирско-северодвинским). Общая мощность коротковской толщи – более 700 м.

### Озеротаймырская геологическая площадь

#### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турузовская свита ( $C_2$ – $P_{1tr}$ ) выделена Л. А. Чайкой в 1952 г. на северном берегу оз. Таймыр и названа по мысу Туруза-Мола, где и находится ее стратотип [306]. Свита обнажается в западной части территории листа, западнее оз. Левинсон-Лессинга, в ядрах антиклинальных и на крыльях синклинальных складок.

Турузовская свита согласно залегает на отложениях фалабигайской свиты. Ее нижняя граница проводится по появлению первой мощной (20 м) пачки мелкозернистых песчаников. Турузовская свита сложена морским песчано-алевритовым комплексом пород с преобладанием алевролитов и аргиллитов (70–80 %). Для нее характерны многочисленные конкреции кальциевого типа ( $CaCO_3 >90\%$ ,  $FeCO_3$  и  $MgCO_3 <10\%$ ), а также тонкая вкрапленность и стяжения сульфидов. Формирование отложений происходило в мелководных зонах открытого морского шельфа.

Наиболее представительный разрез нижней части турузовской свиты расположен в долине руч. Олений; средняя часть разреза наиболее полно охарактеризована в скважинах в долине среднего течения р. Бол. Боотанкага; разрез верхней части свиты расположен в долине левого притока руч. Ветвистый [279ф]. В аргиллитах нижней части свиты (150 м) на территории листа S-47 [279ф] В. Г. Ганелиным определены брахиоподы *Balakhonia insinuata* (Girty), *Taimyrella* aff. *pseudodarwini* (Einor.), *Orulganiania tukulaensis* (Kasch.) *Jakutoproductus* cf. *oltschianensis* (Ganel.), известны также *Taimyrella pseudodarwini* (Einor.), *Verchojaniania cheraskovi* (Kasch.). Перечисленные виды брахиопод характерны для башкирского яруса среднего карбона (зоны *Bala-*

*khonia insinuata*–*Verkhotomia (Orulgania) tukulaensis* и *Verkhojania cheraskovi*) Верхояно-Охотского субрегиона [178]. Важное значение для определения возраста нижней части турузовской свиты имеют находки аммоноидей *Yacutoceras* ex gr. *trianguliumbolicatus* (Popow) и *Phaneroceeras lenticulare* Pl. et Sc. Первая обнаружена на водоразделе рек Фадьюкуда и Бол. Боотанкага, а вторая – на левых притоках р. Фадьюкуда. Указанные виды аммоноидей характерны для башкирского яруса Верхояно-Охотского субрегиона [178].

Обнаруженные в средней части свиты фораминиферы *Tolypammia glomospiroides* Bug. et Juf., *T. confuse* Gall. et Harlt, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) характерны для московского яруса среднего карбона. Найденные в верхней части свиты брахиоподы *Attenuatella* cf. *omolonensis* Zav. (определение В. Г. Ганелина) и фораминиферы *Tolypammia confuse* (Gall. et Harlt), *Ortovertella verchojanica* Soss., *Ammovertella* sp. (определение Г. П. Прониной) определяют касимовский возраст вмещающих отложений. В этой части свиты на смежной с запада территории известны брахиоподы *Achunoproductus achunovensis* (Step.), свидетельствующие о касимовско-гжельском возрасте вмещающих отложений.

В кровле турузовской свиты на смежной с запада территории в районе озер Бирюзовые в аргиллитах обнаружены остатки брахиопод *Anidanthus boikowi* (Step.), а в бассейне р. Кыйда – *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), характерные для ассельского яруса нижней перми. В верховьях р. Бол. Боотанкага, в кровле свиты обнаружены остатки аммоноидей *Glaphyrites incavus* Popow – вида, неизвестного из отложений моложе ассельского яруса [221]. На основании приведенной фаунистической характеристики возраст турузовской свиты (и одноименного горизонта) определяется как среднекаменноугольный–раннепермский (башкирско-ассельский). Общая мощность турузовской свиты – 1100–1200 м.

Турузовская свита параллелизуется с эвенкской свитой Западного Таймыра и с тугасирской и кубалахской (аналогична нижней части унгуохтахской свиты) свитами Северной Хараулахской подзоны Верхояно-Охотского субрегиона.

Быррангская свита ( $P_{1br}$ ) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по горам Бырранга. Лектостратотип установлен В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком [222] в 1963 г. по притокам р. Северная (восточная часть оз. Таймыр). Свита обнажается в полосе карбон-пермь-триасовых отложений южнее Ботлинской синклинали, на северо-востоке полосы своего распространения она выходит в ядра антиклиналей, западнее – на крыльях антиклиналей, а в южной части – в ядрах синклиналей. Она согласно залегает на турузовской свите, ее нижняя граница проводится по подошве мощной (до 150 м) пачки песчаников, сменяющей алевро-аргиллитовые породы, которая представляет собой основание крупного ритма осадконакопления. Свита сложена ритмично переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами, для нее характерен магнево-железисто-кальциевый тип конкреций ( $CaCO_3$  30–60 %,  $FeCO_3$  15–40 %,  $MgCO_3$  10–30 %). Отложения сформировались в слабоизолированных морских заливах, периодически сменяющихся обстановками открытого шельфа. В целом в свите преобладают псаммитовые разновидности пород.

Наиболее полно быррангская свита представлена в верховьях руч. Ветвистый [279ф]. В нижней части свиты на смежной с запада территории (район р. Фалабигай) обнаружены растительные остатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., известные с гжельского яруса верхнего карбона, но не встречаются выше ассельского яруса, а также *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, появляющийся впервые в ассельском ярусе. Встреченные в песчаниках средней части свиты в разрезе на руч. Ветвистый брахиоподы *Anidantus* cf. *boikowi* Step. (определения А. Г. Клеца) характерны для ассельского яруса. В этой же части на смежной с запада территории обнаружены двустворки *Myophossa* cf. *subarabithrata* (Dick.), также характерные для ассельского яруса. В верхней части свиты на р. Фалабигай встречены растительные остатки *Grassinervia kuznetskiana* (Khachl.) Neub, *Samaropsis skokii* Neub., впервые появляющиеся в позднеартинское время.

На основании приведенных палеонтологических данных, возраст быррангской свиты (и одноименного горизонта) определяется раннепермским (ассельско-артинским). Общая мощность быррангской свиты – 1000–1100 м. Быррангская свита параллелизуется с ефремовской свитой Западного Таймыра и с туорасисской свитой Хараулахской подзоны Верхояно-Охотского субрегиона.

Соколинская свита (P<sub>3</sub>sk) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по р. Соколинная (район оз. Таймыр). С. Б. Шишловым в 1996 г. предложен лектостратотип по руч. Скалистый, правому притоку р. Красная [313]. Свита распространена по всей площади Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоны, в северной и северо-восточной ее частях свита слагает ядра антиклинальных складок, а в центральной и западной частях выходит на крыльях антиклиналей и синклиналей. Ее нижняя граница согласная и проводится по подошве пачки среднезернистых песчаников с гальками кремнистых пород, выше которых появляются прослой каменных углей и слабоуглистых алевролитов с многочисленными растительными остатками. Свита сложена ритмично переслаивающимися полимиктовыми (реже кварцево-полевошпатовыми) песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями каменных углей и слабоуглистых алевролитов. Весь разрез свиты представляет собой единый крупный ритм осадконакопления, состоящий из ряда мелких ритмов. Углистые пласты содержат многочисленные растительные остатки, равномерно распределенные по всему разрезу. В верхней части свиты отмечаются невыдержанные (мощностью от 0,5 до 6 м), но прослеживающиеся по всей площади листа прослой конгломератов (гравелитов), являющихся своеобразным маркером. По всему разрезу присутствуют многочисленные конкреции преимущественно железистого типа (FeCO<sub>3</sub> 70–90 %, CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> – 10–30 %). В целом отложения свиты сформировались в обстановках слабоопресненных полуизолированных морских заливов, периодически превращающихся в лагуны.

Наиболее представительные разрезы соколинской свиты расположены в верховьях р. Угленосная и по руч. Скалистый, правому притоку р. Красная [279ф]. Среди разнообразных отпечатков следов жизнедеятельности характерными для свиты являются следы типа *Neonereites uniseriales*. Комплекс растительных остатков, определенных Н. Г. Вербицкой – *Paracalamites vici-*

*nalis* Radcz., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Rufloria derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R. nervata* Gluch., *R. suspecta* Gluch., *Crassinervia kuznetskiana* (Khachl.) Neub., *Cr. tunguskana* Schwed, *Cr. obolongifolia* Radcz., *Evenkiella zamiopteris* (Khachl.) Neub. и др. характерен для кунгурского и уфимского ярусов приуральской перми. В нижней части свиты на смежной территории обнаружен комплекс фораминифер *Saccamina parvula* Gerke, *S. arctica* Gerke, *Ammodiscus septentrionalis* Gerke, характерных для кунгурского и уфимского ярусов.

Приведенные палеонтологические данные позволяют отнести соколинскую свиту (и одноименный горизонт) к кунгурскому–уфимскому ярусам нижней (приуральской) перми. Соколинская свита параллелизуется с сахаинской и соубольской свитами Хараулахской подзоны Верхояно-Охотского субрегиона. Общая мощность соколинской свиты – 950–1000 м.

### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Байкурская свита (P<sub>2-3bk</sub>) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по заливу Ямубайкура, на восточном окончании оз. Таймыр. Лектостратотип установлен В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком по р. Цветочная [221]. Выходы свиты на дневную поверхность распространены по всей площади Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоны. Ее нижняя граница согласная и проводится по подошве пачки песчаников, содержащих остатки морской и прибрежно-морской фауны. Маркирующим горизонтом нижней границы свиты являются слои крупнозернистых взмученных алевролитов (мощностью 10–50 м), содержащих многочисленные следы илоедов типа *Zoophicos*. К этому же горизонту приурочены прослои кремнисто-спонголитовых пород, предлагаемых также в качестве маркирующего горизонта. Свита представлена переслаивающимися между собой полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, заключающими в себе многочисленные останки брахиопод, и двухстворчатых моллюсков, изредка встречаются остатки растений. Породы содержат немногочисленные конкреции магниевое-железисто-кальциевого типа (CaCO<sub>3</sub> 30–60 %, FeCO<sub>3</sub> 15–40 %, MgCO<sub>3</sub> 10–30 %) и редкую вкрапленность сульфидов. Формирование байкурской свиты связано с трансгрессией моря и происходило в обстановках относительно мелководного открытого шельфа.

Наиболее полные разрезы байкурской свиты вскрываются в береговых обрывах р. Высокая, а также ручьев Скалистый, Неприветливый и Шумный. Разрез по руч. Скалистый можно отнести к разрезам высокого класса (в литературе он фигурирует как «Белоснежка»). Определения палеонтологических остатков приводятся по данным Р. В. Соломиной [205]. Среди многочисленных и разнообразных следов жизнедеятельности наиболее характерными являются следы типа *Zoophycos*, *Cosmorhophe*, *Tactuvestigium*, *Neonereites biserialis* [313]. Возраст нижней (147 м) части байкурской свиты в разрезе по руч. Скалистый определяют брахиоподы *Terrakea* cf. *belokhini* Jan. и двустворки *Kolymia* cf. *inoceramiformis* Lich. На р. Короткая в этой же части свиты найдены брахиоподы *Megousia jakutica* (Lich.) и *Terrakea korkodonensis* (Lich.) Двустворки харак-

теризуют нижнюю часть казанского яруса биармийского отдела перми, а три приведенных вида брахиопод определяют верхнюю часть казанского яруса (зона *Terrakea korkodonensis*) в Верхояно-Охотском субрегионе [178].

Найденные в средней (155 м) части разреза по руч. Скалистый брахиоподы *Cancrielloides jurgensis* Sol., *Olgerdia zavodowskyi* Grid, *Brachythyrina sibirica* Tschern., *Bajtugania boguchanica* Sol. и фораминиферы *Glomospira* ex gr. *gordialis* Par. характерны для уржумского яруса биармийского (среднего) отдела перми (зона *Olgerdia zavodowskyi*).

Обнаруженные в верхней (125 м) части свиты в разрезе по руч. Скалистый фораминиферы *Glomospira* sp., *Nodosaria krotovi* Tschern., *Pseudonodosaria* cf. *ventosa* Schleifer и двустворки *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *S. rotunda* (Lutk. et Lob.), *Myonia longa* (Lutk. et Lob.) характерны для уржумско-северодвинского ярусов биармийской–татарской перми.

На основании приведенных фаунистических данных возраст свиты и одноименного горизонта определяется казанско-северодвинскими ярусами биармийской–татарской перми. Общая мощность байкурской свиты составляет 400–450 м. Байкурской свите соответствует чинская свита в Хараулахской подзоне Верхояно-Охотского субрегиона [178] и верхнекожевниковская свита в Усть-оленекском районе.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Черноярская свита ( $P_3^{cr}$ ) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по р. Чёрные Яры [306]. Лектостратотип установлен Р. В. Соломиной и М. В. Дуранте в 1991 г. по р. Высокая, левому притоку р. Чёрные Яры. Свита распространена в северной части полосы выходов верхнепалеозойских пород, где она слагает крылья, реже ядра, синклинальных складок. В пределах рассматриваемой территории черноярская свита делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита. Ее нижняя граница согласная и проводится по подошве пачки полимиктовых песчаников, выше которых залегают породы, содержащие растительные остатки черноярского горизонта, прослой углистых аргиллитов и каменных углей [313]. Подсвита представлена слабоугленосными прибрежно-континентальными отложениями, образованными полимиктовыми, реже кварцевыми песчаниками и алевролитами в примерно равных пропорциях. Повсеместно отмечаются маломощные углистые прослой и многочисленные конкреции железистого ( $FeCO_3$  70–90 %,  $MgCO_3$  и  $CaCO_3$  10–30 %), магнезио-кальциево-железистого ( $FeCO_3$  25–70 %,  $CaCO_3$  18–50 %,  $MgCO_3$  5–30 %) и железисто-кальциевого ( $CaCO_3$  50–80 %,  $FeCO_3$  10–45 %,  $MgCO_3$  <10 %) типов [313]. Характерным для подсвиты является чередование захоронений морских двустворчатых моллюсков и углефицированных растительных остатков.

Стратотип нижней подсвиты находится на р. Высокая, левом притоке р. Чёрные Яры [279ф]. По комплексу растительных остатков – *Cordaites angustifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. aff. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. insignis* (Radcz.) S. Meyen, *Crassinervia pentagonata* Gorel., *C. cf. abaschevaensis* Gorel., *C. aff. laneolata* Gorel., *Lepeophyllum tajluganensis* Gorel., *L. actaeonelloides*

(Geln.) *L. ex gr. rotundatum* Radcz., *L. ex gr. gemmatum* Zal., *Nephropsis* aff. *schmalhausenii* Radcz., *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such. нижняя подсвита сопоставляется с нижним подгоризонтом черноморского горизонта, соответствующим нижней части вятского яруса татарской перми. Общая мощность нижней подсвиты – 900–1000 м.

Верхняя подсвита согласно залегает на нижней, ее нижняя граница проводится по подошве пачки песчаников, выше которой появляются угольные пласты рабочей мощности. Верхняя подсвита сложена породами песчано-алевритового комплекса, содержащими многочисленные конкреции и линзы железистого ( $\text{FeCO}_3 >90\%$ ,  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3 <10\%$ ) и существенно железистого ( $\text{FeCO}_3 70\text{--}90\%$ ,  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3 10\text{--}30\%$ ) типов, обильные растительные остатки, минерализованные стволы деревьев и от 8 до 14 пластов каменных углей рабочей мощности [268ф, 313]. Широко распространены породы, затронутые процессами почвообразования и содержащие углефицированные корневые остатки *in situ*. Отложения сформировались в условиях опресненных лагун с интенсивно заболачивающимися побережьями.

Стратотип верхней подсвиты находится в среднем течении р. Чёрные Яры, на месторождении Южное Черноморское [279ф]. Комплекс растительных остатков верхней подсвиты (*Cordaites sphenoides* (Gorel.) S. Meyen, *C. incisus* (Radcz.) S. Meyen, *C. ex gr. angustifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. cf. khalfinii* (Gorel.) S. Meyen, *C. cf. clerici* Zal., *Ruffloria synensis* (Neub.) S. Meyen, *R. cf. brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R. oldzerassia* (Gorel.) S. Meyen, *R. obovata* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia sibirica* Gorel., *C. abaschevaensis* Gorel., *Lepeophyllum kostomanovii* Gorel., *L. gemmatum* (Zal.), *L. actaeonelloides* (Gein.) Radcz., *L. tajluganensis* Gorel., *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such., *Equisetina brevifolia* Radcz. и др. соответствует верхнему подгоризонту черноморского горизонта, характеризующего верхнюю часть вятского яруса татарского отдела перми. Мощность верхней подсвиты – 450–500 м. Флористические комплексы черноморской свиты близки по составу к гагарьеостровскому, грамотеинско-тайлуганскому комплексам вятского яруса Сибирской платформы.

Общая мощность черноморской свиты составляет 1350–1500 м.

Среднекаменноугольные–пермские нерасчлененные образования ( $\text{C}_2\text{--P}$ ) показаны только на геологическом разрезе в пределах ЕХРП под мощным чехлом юрско-меловых терригенных и нижнетриасовых вулканогенных пород. Они представлены комплексом терригенных отложений, по своему стратиграфическому объему соответствующих турузовской, быррангской, соколинской, байкурской и черноморской свитам горной части Бырранга, суммарной мощностью 5200–5500 м.

#### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Шайтанская и зверинская свиты объединенные ( $\text{P}_3\text{--T}_1\text{st+zv}$ ).

*Шайтанская свита* выделена в 1986 г. Ю. И. Дараган-Сушевым на листе S-46 и названа по руч. Шайтан (приток р. Верх. Таймыра), где был составлен ее наиболее представительный разрез. В пределах листа S-47 шайтанская

свита обнажается в северной части Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоны на крыльях Чернояринской и западной части Ботлинской синклиналей. Свита согласно залегает на черной свите (возможно, нижней ее подсвите) и представлена трахибазальтами, муджиеритами, трахиандезибазальтами и их туфами агломератовыми и псефитовыми, редко базальтами, а также прослоями туфопесчаников, песчаников углистых аргиллитов и угля (до 0,4 м). Нижняя граница свиты проводится по подошве первой пачки вулканогенных пород, сменяющих терригенно-слабоугленосные отложения черной свиты.

Для шайтанской свиты характерно преобладание в разрезе взрывчатых образований над эффузивными. Полный разрез свиты (215 м) описан по руч. Скалистый, правому притоку р. Чёрные Яры [137]. В этом разрезе эффузивные образования составляют не более 20 %, взрывчатые – 70 %, осадочные и туфогенно-осадочные – 10 % общего объема свиты. Вулканогенные образования в этом разрезе представлены муджиеритами, трахиандезибазальтами и их туфами агломератовыми и псефитовыми. Муджиериты образуют 3–4 покровы мощностью по 10 м. Миндалекаменными муджиеритами и трахиандезибазальтами сложены бомбы (до 1 м) и крупные обломки в агломератовых туфах, а также мелкие обломки в псефитовых туфах. Муджиериты (олигоклазовые трахибазальты) впервые определены в составе шайтанской свиты в настоящей работе. Они характеризуются мелкопорфировым строением и микроинтерсертальной структурой основной массы. Они сложены (%): олигоклазом и олигоклаз-андезином с  $An_{25-35}$  (50), калиевым полевым шпатом, оливином  $Fa_{65}$ , ферроавгитом (до 10), титаномагнетитом и ильменитом (5), титанитом (1–3), апатитом (1–1,3), стеклом и продуктами его девитрификации (до 10–12). Трахиандезибазальты мелкопорфирового строения с микролитовой структурой основной массы сложены (%): андезин-олигоклазом (55–60), а также калиевым полевым шпатом (10), ферроавгитом и гиперстеном (10), магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом (5), апатитом (13), стеклом и продуктами его изменения (до 14–15).

Покровы трахибазальтов и их туфов зафиксированы в составе шайтанской свиты в верховье р. Бол. Боотанкага, на южном крыле Ботлинской синклинали.

Трахибазальты характеризуются интерсертальной структурой. Они сложены (%): лабрадор-андезином с  $An_{45-57}$  (50), титанистым авгитом (25), оливином-гортонолитом (5–7), титаномагнетитом (5), продуктами изменения вулканического стекла (до 20). Химический состав пород приведен в табл. 8.

Все перечисленные породы принадлежат к умереннощелочной серии с калиево-натриевым типом щелочности. Они умеренноглиноземистые, мезократовые. Муджиериты характеризуются низкими содержаниями (%) окислов магния (2,45–2,65) и кальция (5,61–5,81) при высоких концентрациях окислов титана (до 2,42), железа (в сумме 13,69), и калия (2,32–2,42). Трахиандезибазальты отличаются от муджиеритов повышенными содержаниями кремнекислоты (54,68 %) и щелочей (до 6,46 %), но пониженным содержанием  $MgO$  (1,67%). Трахибазальты отличаются от муджиеритов повышенными содержаниями (%) окислов магния (5,42) и кальция (7,55), но пониженными – калия (1,3) и фосфора (0,33).

Химический состав пород шайтанской свиты (в масс. %)

Номер образца	36110/10	46114	46106	23100/2
Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	51,7	51,21	54,68	50,86
TiO <sub>2</sub>	2,42	2,32	2,44	2,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,73	15,15	13,66	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	4,71	4,46	2,9
FeO	10,84	8,98	8,46	8,32
MnO	0,17	0,2	0,17	0,16
MgO	2,43	2,46	1,67	5,42
CaO	5,18	5,61	5,81	7,55
Na <sub>2</sub> O	2,65	3,21	3,79	3,59
K <sub>2</sub> O	2,14	2,3	2,67	1,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,95	0,94	0,95	0,33
ппп	4,78	2,62	4,7	1,73
Σ	100,2	99,73	100,6	98,57

Примечание. Место отбора: 1–3 – р. Чёрные Яры, 4 – верховья р. Бол. Боотанкага [137]. Породы: 1, 2 – муджириты, 3 – трахиандезиты, 4 – трахибазальты.

В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком [221] в основании туфолаковой толщи на Центральном Таймыре был отобран комплекс двустворок: *Abiella concinna* (Jones), *Antraconauta porrecta* Khalf., *A. oblique* Khalf., *A. subparallela* Khalf., *Antraconaiia fedotovi* Khalf. и остатки флоры *Pecopteris* sp., *Sphaenopteris* sp., относимые авторами к татарскому ярусу. В верховьях р. Верх. Таймыра из песчаников шайтанской свиты были собраны растительные остатки [59]: *Paracalamites* sp., *Cordaites*(?) *candalepensis* (Zal.), *Zamiopteris* aff. *schmalhauseni* Schwed., *Nephropsis* cf. *ingenta* Schwed., которые, по мнению Ю. Г. Гора, характерны для средних горизонтов верхней перми. На основании этих находок возраст свиты определяется как позднепермский (вятский). Породы шайтанской свиты имеют одинаковую (обратную намагниченность с терригенными образованиями черной свиты [45]). Общая мощность шайтанской свиты – 0–220 м.

Зверинская свита (T<sub>2</sub>IV) выделена в 1963 г. Г. А. Ковалевой в бассейне р. Звериная, где и находится ее стратотип. Она выходит на дневную поверхность в северной части Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоны на крыльях Чернояринской и Ботлинской синклиналей. Зверинская свита согласно залегает на вулканогенных эфузивно-эксплозивных образованиях шайтанской свиты, а в юго-восточной части площади – на черной свите.

Зверинская свита сложена покровами базальтов (32–40 покровов мощностью 2–15 м, редко до 30 м), перемежающихся с прослоями базальтовых ту-

Таблица 9

## Химический состав пород зверинской свиты [137]

Окисел \ Номер Образца	37033	37033/2	37033/6	37033/8	33401/2	33401/3	33401/7	33401/9	33402/2	33402/3	33402/4	33402/5	33033/21	23115	23114/3	23129	24065/1	36011/4	36011/8	36011/5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	52,12	51,11	51,07	50,9	48,76	48,0	47,85	48,76	52,64	51,88	51,53	52,94	50,86	49,88	49,88	49,35	50,11	51,88	49,43	50,44
TiO <sub>2</sub>	1,1	1,06	1,17	1,17	0,9	1,03	0,91	0,85	0,9	0,92	1,01	0,94	2,27	1,2	1,1	1,03	1,06	1,09	0,99	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	15,63	15,61	15,41	16,0	15,66	15,8	15,81	15,66	16,6	15,73	15,52	13,86	15,73	15,74	15,62	14,2	16,02	16,08	15,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	3,58	3,24	4,62	4,86	3,86	4,69	2,39	3,79	1,1	3,13	3,95	5,64	2,52	3,54	2,64	3,72	3,64	4,68	4,66
FeO	6,53	6,46	7,73	6,31	5,69	7,31	5,25	7,31	5,62	8,32	6,86	5,69	7,17	6,86	6,56	6,52	6,83	5,07	5,15	6,61
MnO	0,18	0,15	0,17	0,18	0,17	0,17	0,15	0,16	0,18	0,15	0,15	0,16	0,19	0,12	0,14	0,13	0,12	0,13	0,14	0,21
MgO	6,83	6,57	6,74	7,0	7,98	7,88	7,82	9,77	7,02	6,83	7,02	6,33	5,25	7,07	6,78	5,92	4,74	7,66	8,0	6,37
CaO	9,49	10,3	10,5	10,8	11,58	9,87	8,79	8,31	8,14	10,25	10,48	8,95	9,14	8,83	10,78	8,6	10,95	9,87	11,16	10,09
Na <sub>2</sub> O	2,4	1,91	2,75	2,14	2,0	3,39	2,55	2,53	3,21	2,21	2,12	2,13	2,96	2,29	2,06	2,1	1,89	2,25	2,26	2,05
K <sub>2</sub> O	0,64	0,73	0,68	0,58	0,57	0,45	0,83	0,79	0,5	0,69	0,48	1,17	1,52	0,76	0,63	1,38	1,21	0,85	0,37	1,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,13	0,12	0,09	0,08	0,08	0,07	0,11	0,11	0,11	0,11	0,41	0,12	0,13	0,1	0,16	0,11	0,11	0,14
ппп	2,42	1,82	1,01	1,25	2,36	3,54	5,27	3,9	2,81	2,0	2,0	2,04	0,98	2,06	1,93	5,11	5,38	1,78	2,45	2,83
Σ	100,5	99,49	100,6	100,5	100,94	99,37	99,47	100,1	100,6	101,1	100,6	99,96	100,5	100,3	100,8	98,53	100,37	100,38	100,3	100,6

Примечание. Место отбора: **1–13** – р. Звериная, **14–17** – верховья р. Бол. Боотанкага, **18–20** – р. Чёрные Яры. Породы: **1–12, 14–20** – базальты, **13** – трахибазальты.

фов (4–40 м), а также туфопесчаников и туфоалевролитов. Туфы и туфогенно-осадочные породы составляют не более 20 % общего объема свиты.

Базальты зверинской свиты представлены афировыми и, реже, мелкопорфировыми (плагиофировыми, пироксен-плагиофировыми и оливин-пироксен-плагиофировыми разновидностями). Вкрапленники составляют не более 1–2, редко 5 % общего объема пород. Структура основной массы базальтов интерсертальная, толеитовая, офито- и пойкило-офитоинтерсертальная. Минеральный состав базальтов довольно однообразный (%): плагиоклаз  $An_{45-52}$  (50), авгит  $Fs_{13-18}$  (до 30), оливин (0–8), магнетит (1–3), продукты изменения вулканического стекла (4–17). Туфы базальтов преимущественно псефитовые и псаммитовые, редко агломератовые кристалло-витролитокластические. Химический состав базальтов зверинской свиты приведен в табл. 9. Базальты зверинской свиты насыщены кремнекислотой ( $48 < SiO_2 < 53$  при  $2,5 < Na_2O + K_2O < 3,5$ ), умеренноглиноземистые, мезократовые, преимущественно калиево-натриевые ( $Na_2O/K_2O$  2–3), реже натриевые ( $Na_2O/K_2O > 4$ ), низкожелезистые (кф 55–60), содержание  $MgO$  – 5–8,5 %.

Возраст зверинской свиты как раннетриасовый (индский) определяется на основании находок Г. Н. Садовниковым в стратотипическом разрезе свиты растительных остатков *Equisetum* (= *Paracalamites*) *triassica* (Radcz.), *Pecopteris* cf. *polkinii* Mogutsh [184]. Эти формы типичны для корвунчанской флоры Тунгусского бассейна, а *Paracalamites triassica* встречен также в индских отложениях Восточного Таймыра (кешинская свита) и Северного Верхоянья (сюрбеляхская свита). Согласно данным [179], зверинская свита сопоставляется с нижней частью нижнеиндского подъяруса. Общая мощность зверинской свиты составляет 360–500 м.

Мощность объединенных шайтанской и зверинской свит – 530–720 м.

Вулканогенные образования, с долей условности отнесенные к объединенным шайтанской и зверинской свитам, вскрыты в северной части ЕХРП, в Логатской скважине (ЛГт-361) в интервале 3200–3520 м. В некоторых работах [285ф, 257ф] эти породы выделяются как туфолавовая свита. Они представлены андезитами и андезибазальтами, а также туфогенными породами – туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами.

Андезиты и андезибазальты темно-серые с зеленоватым оттенком. Структура пород афировая, интерсертальная, реже миндалекаменная. Текстура массивная. Основная масса представлена плагиоклазом до 40 %, моноклинным пироксеном до 15–25 %, вулканическим стеклом 25–30 %, содержание рудных минералов не превышает 1 %. Кристаллы плагиоклаза беспорядочно ориентированы, размер зерен от 0,05 до 0,08 мм, а в порфировых выделениях достигает 1,5 мм. Вулканическое стекло грязно-зеленовато-бурого цвета, подвержено разложению с образованием пустот выщелачивания, которые заполняются агрегатами хлорита и цеолита.

Рудные минералы представлены ильменитом, титанитом, титаномагнетитом. Туфогенные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты) образуют прослой мощностью от 2 до 10 м. Туфопесчаники и туфоалевролиты темно-серые, плотные с многочисленными линзами аргиллитов размером до 5–6 см. Текстура массивная. Кластический материал составляет до 70 %, представлен кварцем (25–30 %), полевыми шпатами (20–21 %), обломками

пород (до 15 %) и рудными минералами (не более 5 %). Гранулометрический состав песчаников: 0,25–0,5 мм – 40 %, 0,1–0,25 мм – 40 %, 0,01–0,1 мм – 20 %. Гранулометрический состав алевролитов: 0,1–0,25 мм – 60 %, 0,05–0,1 мм – 20 %, 0,01–0,05 мм – 20 %. Форма зерен угловато-окатанная (80 %) и остроугольная (20 %). Зерна кварца корродированы, реже регенерированы. Цемент составляет 30 %, по типу поровый до базального, по составу слюди-сто-глинистый с большим количеством вулканического стекла. Туфоаргиллиты темно-серые до черных, массивные, плотные, с включениями слюды.

Вскрытая скважиной мощность вулканогенных образований составляет 320 м. Вышеописанные образования имеют значительные черты сходства с породами объединенных шайтанской и зверинской свит, выделенных в пределах горной гряды Бырранга севернее скв. ЛГТ-361.

### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бетлингская свита (*T<sub>3</sub>bt*) выделена в 1959 г. Г. А. Ковалевой со стратотипом на о. Ботлина. Она согласно перекрывает зверинскую свиту и сложена покровами афировых и плагиофировых базальтов, гломероплагиофировых базальтов и лейкобазальтов с единичными маломощными прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

На территории листа S-47 бетлингская свита слагает внутренние части Ботлинской, Чернояринской и Большебоотанкагской синклиналей. В строении свиты выделяются три подсвиты.

Нижняя подсвита наиболее широко распространена, представлена покровами преимущественно афировых базальтов, среди которых наблюдаются линзы и прослои туфоаргиллитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Содержание вулканогенно-осадочных пород не превышает 5 % общего объема подсвиты. В наиболее полных разрезах (о. Ботлина, р. Звериная, р. Северная) насчитывается до 40–45 покровов базальтов мощностью от 2–5 до 30–40 м и шесть прослоев вулканогенно-осадочных пород мощностью не более 5–10 м. Венчает разрез нижней подсвиты слой туфоаргиллитов мощностью 5–7 м.

Базальты, слагающие нижнебетлингскую подсвиту, имеют сходный минеральный состав (%): плагиоклаз  $An_{60-64}$  (47–48), авгит (31–39), оливин-гиалосидерит (3–9), магнетит (2–5), продукты изменения вулканического стекла (10) и различаются лишь по структурным признакам. Среди них выделяются базальты с пойкилоофитоинтерсертальной, микродолеритовой и такситоофитовой структурами. Преобладают базальты с пойкилоофитоинтерсертальной структурой, иногда содержащие до 3–5 % вкрапленников плагиоклаза. Они слагают покровы небольшой (3–15 м) мощности с глыбовой отдельностью и развитыми верхними миндалекаменными зонами (до 2/3 мощности покровов). Покровы, сложенные базальтами других структурных разновидностей, отличаются значительной (30–40 м) мощностью и тонкопризматической столбчатой отдельностью. Верхние миндалекаменные зоны составляют не более 1/5 мощности покровов. На поверхности покровов местами наблюдаются коры выветривания.

Химический состав базальтов нижней подсвиты бетлингской свиты приведен в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав базальтов нижней подсвиты бетлингской свиты

Оксиды	36100/10	36100/14	36100/19	36100/22	36100/32	36100/38	36100/42	36100/49	70035/1	70036/1	70037/1	70039/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	47,22	47,8	48,26	48,23	48,31	47,0	47,89	47,8	48,83	46,46	47,11	47,35
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,38	1,57	1,63	1,56	1,63	1,55	1,57	1,52	1,48	1,4	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,88	15,52	15,35	15,37	15,67	15,43	13,78	15,05	15,54	15,12	16,2	15,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,14	5,56	7,21	6,1	5,95	7,06	7,74	6,67	6,82	7,72	8,45	7,89
FeO	6,24	6,68	6,09	7,13	6,61	6,46	5,72	6,98	5,71	5,31	4,43	5,07
MnO	0,21	0,21	0,2	0,16	0,22	0,21	0,2	0,22	0,18	0,19	0,17	0,18
MgO	7,34	7,8	7,0	6,72	6,9	7,76	7,0	7,57	5,42	6,7	6,84	7,22
CaO	11,22	11,8	10,87	10,48	10,9	10,48	11,7	10,41	11,81	12,9	11,07	11,38
Na <sub>2</sub> O	2,24	2,01	2,48	2,85	2,45	2,39	2,15	2,45	2,28	1,91	1,93	1,87
K <sub>2</sub> O	0,17	0,12	0,21	0,27	0,18	0,2	0,28	0,25	0,25	0,17	0,2	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,17	0,17	0,17	0,19	0,2	0,15	0,16	0,17	0,15	0,13
ппп	1,52	1,8	1,44	1,36	2,06	2,3	3,04	2,06	1,47	1,86	2,04	2,2
Σ	99,78	100,8	100,9	100,5	101,1	101,1	101,2	101,2	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Место отбора: 1–8 – о. Ботлина [279ф], 9–12 – р. Северная (коллекция авторов).

В отличие от базальтов зверинской свиты, они умеренно насыщены кремнекислотой ( $46 < \text{SiO}_2 < 49$ , в среднем 47,8%, при  $2,1 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3,2\%$ ), с натриевым типом щелочности ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \gg 4$ ), меланократовые. Их отличают также более высокие содержания оксидов титана (до 1,63%), железа (в сумме до 13,6) и более высокая степень его окисленности ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  до 1,4). Мощность нижней подсвиты составляет не менее 720 м на о. Ботлина и до 900 м на реке Звериня.

Средняя и верхняя подсвиты отличаются существенным объемом плагиофировых базальтов, гломероплагиофировых базальтов и лейкобазальтов.

Средняя подсвита в полном объеме установлена на о. Ботлина, на западном берегу залива Нестора Кулика (на правом берегу р. Звериня) и на р. Северная. В верховьях р. Бол. Боотанкага сохранилась лишь нижняя ее часть. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве пачки гломероплагиофировых базальтов и лейкобазальтов, согласно перекрывающих туфоалевролиты нижней подсвиты.

В разрезе на о. Ботлина по данным [279ф] нижняя часть (160 м) средней подсветы сложена покровами (3–10 м) гломероплагиофириновых базальтов и лейкобазальтов, а верхняя – покровами (5–10 м) афировых базальтов с пойкилоофитоинтерсертальной структурой и единичными покровами плагиофириновых базальтов с интерсертальной структурой.

На западном берегу залива Нестора Кулика в основании подсветы залегает пачка (50 м) гломероплагиофириновых базальтов. Вышележащая часть разреза представлена тремя ритмично чередующимися пачками покровов плагиофириновых и афировых базальтов. Между лавовыми пачками отмечены два прослоя туфоалевролитов мощностью 1–5 м. Мощность покровов колеблется от 5 до 20 м, мощность базальтовых пачек – от 30 до 60 м. Венчает разрез слой туфоалевролитов мощностью 5 м. Общая мощность подсветы в этом разрезе – 300 м.

Верхняя подсвета, согласно перекрывающая среднюю подсвету, установлена только на о. Ботлина и на западном берегу залива Нестора Кулика (правобережье р. Звериная). На о. Ботлина обнажена ее нижняя часть (40 м), представленная пачкой покровов (3–10 м) гломероплагиофириновых лейкобазальтов. Далее разрез обрывается по береговой линии о. Ботлина. На правобережье р. Звериная на туфоалевролитах средней подсветы залегает пачка покровов (25 м) гломероплагиофириновых базальтов. Верхняя часть подсветы видимой мощностью 100–120 м сложена покровами афировых и плагиофириновых базальтов.

Вкрапленники плагиоклаза  $An_{65-70}$  составляют на более 7–10 % в плагиофириновых базальтах и до 25 % в гломероплагиофириновых. Основная масса с пойкилоофито-интерсертальной структурой сложена (%) лабрадор-андезином  $An_{47-55}$  (40–45), авгитом (до 27), оливином (0–5), магнетитом (5) и продуктами замещения вулканического стекла (до 20). Гломероплагиофириновые лейкобазальты содержат до 30–40 % вкрапленников лабрадора  $An_{55-60}$ . Основная масса с интерсертальной структурой состоит (%) из андезина  $An_{40}$  (до 40), авгита (10–15) и стекла, замещенного идингсит-боулингитом, магнетитом и гидроокислами железа (10–20).

Химический состав пород приведен в табл. 11. Гломероплагиофириновые базальты и лейкобазальты умеренно насыщены кремнекислотой (47–49 %) с натриевым типом щелочности, мезократовые (базальты) и лейкократовые (лейкобазальты), умереннотитанистые. Они принадлежат к высокоглиноземистому типу основных пород ( $al' = Al_2O_3/MgO + Fe_2O_3 + FeO > 1$ ). Базальты средней и верхней подсвет по химическому составу сходны с базальтами нижней подсветы.

В отложениях бетлингской свиты Г. Н. Садовниковым найдены остатки хвойных растений *Quadoctadus*, послужившие основанием для ее сопоставления с паторанским горизонтом Тунгусской синеклизы. Судя по палеомагнитным данным Б. В. Гусева [155], граница между средней и верхней подсветами бетлингской свиты соответствует границе между прямо- и обратно намагниченными толщами внутри индского яруса. Раннетриасовый (индский) возраст свиты устанавливается по положению в разрезе ниже фадьюкудинской свиты, по палеонтологическим и палеомагнитным данным. Согласно данным

[179] бетлингская свита сопоставляется с верхней частью нижеиндского подъяруса. Общая мощность бетлингской свиты – 1350–1400 м.

Таблица 11

**Химический состав пород средней и верхней подсвиты бетлингской свиты [279ф]**

Окислы \ Номер образца	36100/45	36100/49	36101	23131
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>
SiO <sub>2</sub>	48,47	47,8	49,5	47,68
TiO <sub>2</sub>	1,28	1,57	1,33	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,65	15,05	18,26	18,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	6,67	4,05	4,31
FeO	5,64	6,98	6,31	7,37
MnO	0,12	0,22	0,12	0,15
MgO	4,52	7,57	3,72	5,52
CaO	11,38	10,41	10,97	10,93
Na <sub>2</sub> O	2,64	2,45	2,51	2,49
K <sub>2</sub> O	0,4	0,25	0,48	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,15	0,13	0,19
ппп	1,25	2,06	2,95	1,62
Σ	100,9	100,24	100,38	100,18

Примечание. Место отбора: **1–3** – о. Ботлина, **4** – верховья рек Бол. Боотанкага и Фадьюкуда. Породы: **1, 3** – лейкобазальты, **2** – базальты, **4** – гломероплагиофировые базальты. Средняя подсвита – **1, 2, 4**; верхняя подсвита – **3**.

Фадьюкудинская свита (*T<sub>1</sub>fd*) выделена в 1957 г. В. А. Черепановым [227] и названа по р. Фадьюкуда, в верховьях которой и находится ее стратотип. Свита распространена только в западной части площади листа, в ядре Ботлинской синклинали. Нижняя граница свиты проводится по подошве базальных конгломератов, залегающих на размытой поверхности бетлингской свиты со стратиграфическим несогласием. Фадьюкудинская свита представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами и аргиллитами.

Туфопесчаники – зеленовато-серые плитчатые, от мелко- до крупнозернистых, косослоистые. Обломки полуокатанные, представлены базальтами интерсертальными и гиалопилитовыми, стеклом серпентинизированным, кварцем, кремнями. Цемент контактово-поровый альбитовый составляет порядка 10 % объема породы. Туфоконгломераты имеют серый, коричневый или бордовый цвет, плохую сортированность обломков, среднюю окатанность, отдельные валуны достигают 25–30 см в поперечнике. Обломки представлены в основном базальтами, андезибазальтами, реже кремнистыми и глинистыми породами. В целом по свите преобладает вулканокластический материал, неравномерно обогащенный гидроокислами железа, также присутствует примесь пирокластического материала, что обусловило характерную для свиты

окраску пород: зеленовато-серую, грязно-зеленую и красно-бурю. Наиболее полные разрезы свиты имеются в бассейнах рек Фадьюкуда и Бол. Боотанкага. На р. Бол. Боотанкага на базальтах бетлингской свиты залегают:

1. Конгломераты слоями 1–30 м, переслаивающиеся с туфогенными алевролитами красно-бурыми, алевритистыми аргиллитами и туфитами..... 150–160 м
2. Алевролиты и аргиллиты туфогенные красно-бурые с прослоями туфогенных песчаников светло-серых с включениями обугленной древесины..... 200–220 м
3. Песчаники туфогенные зеленовато-серые, с прослоями алевролитов красно-бурых..... 200–220 м
4. Алевролиты с прослоями аргиллитов, кремнистых аргиллитов, туфогенных песчаников и туфитов красно-бурых. Туфогенные песчаники содержат многочисленные кремнисто-карбонатные псевдоморфозы по древесине..... 450–500 м

Мощность приведенного разреза – 1000–1100 м. Вышележащие алевролиты не содержат прослоев туфогенных пород и относятся к мамоновой свите.

В верховьях р. Фадьюкуда свита представлена более мелкообломочными породами. Здесь в базальном горизонте свиты мощность конгломератов уменьшается за счет замещения их псаммитовыми породами красно-бурого цвета. В остальной части разреза увеличивается количество алевролитов и аргиллитов по сравнению с песчаниками. В составе осадков здесь много гидроокислов железа и карбонатов, входящих в состав цемента, а также образующих многочисленные конкреции сидерита и кальцита. Конгломераты сложены хорошоокатанными обломками размером от 0,5 до 20–30, реже 50 см. В основном они состоят из базальтов, часть их сложена кремнями, кварцем, туфами, песчаниками и алевролитами. Псаммитовые и алевритовые породы свиты также сложены преимущественно вулканокластическим материалом.

Раннетриасовый возраст свиты обоснован находками в ее породах на территории смежного листа S-46 остатков раковин двустворчатых моллюсков *Anodontophora cf. fassoensis* (Wisman), сходных с нижнетриасовыми формами Гренландии и Верхоянья. Согласно данным [179], фадьюкудинская свита сопоставляется с верхнеиндским подъярусом. Общая мощность фадьюкудинской свиты составляет 1000–1100 м.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Мамонова свита ( $T_{1-3mm}$ ) была выделена В. А. Черепановым в верховьях р. Фадьюкуда [227], где и расположен ее стратотип. В пределах территории листа свита распределена локально. Выходы ее нижней частей приурочены к мульде Ботлинской синклинали, в нижнем течении рек Боотанкага и Продольная, более высокие горизонты свиты эродированы. Мамонова свита согласно залегают на фадьюкудинской. Ее нижняя граница проводится по кровле последнего прослоя красно-бурых пород, свойственных нижележащей свите. К мамоновой свите отнесены полимиктовые алевролиты и песчаники зеленовато-серого цвета. Песчаники состоят (%) из зерен кварца (5–40), полевых шпатов (5–25), обломков пород (30–90), среди последних преобладают базальты, долериты, слюдисто-хлоритовые агрегаты (замещенное стекло) и реже обломки глинистых, кремнистых и карбонатных пород.

На территории смежного листа S-46 в нижней части свиты описаны остатки двустворок: *Adotontophora* aff. *breviformis* Spath., *A. canalensis* (Gatullo), *A. cf. fassaensis* Wissman (определение Ю. Н. Попова), а также: *Unionites* cf. *breviformis* (Spath.), *Promyalina*(?) sp., *Myophoria*(?) sp. (определения М. В. Корчинской) [299а, 250ф]. По мнению Ю. Н. Попова и М. В. Корчинской, приведенный комплекс пелеципод известен из нижнетриасовых отложений Гренландии и Шпицбергена. В верхней части толщи собрана кальцитизированная древесина и остатки растений *Neocalamites* sp., *N. carcinoides*, *Thinufeldia*(?) sp., *Protoblechnum*(?) sp., *Taeniopteris*(?) sp. [227]. По мнению Н. А. Шведова [311ф], этот комплекс растительных остатков аналогичен таковому из немцовской свиты верхнего триаса Восточного Таймыра. Таким образом, возраст свиты определен как ранне-позднетриасовый. Мощность отложений сохранившейся части мамоновой свиты достигает 300 м.

Нижний–верхний триас нерасчлененный (Т<sub>1-3</sub>) вскрыт скв. Блх-3 в центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба на Балахнинском поднятии. Аналогичные отложения зафиксированы в параметрических скважинах за пределами изучаемой территории: на Волочанской площади к юго-западу и на Владимирской – к востоку от листа S-47. В первой из них они залегают на верхнепермских породах, во второй подошва не вскрыта.

Разрез нижнего–верхнего триаса в скв. Блх-3 в интервале глубин 3295–4501 м представлен неравномерным переслаиванием пачек песчано-алевритового и глинисто-алевритового состава. Переслаивание грубое в нижней и более тонкое – в верхней части разреза. Песчано-алевритовые породы составляют 50–60%. Мощность пачек песчано-алевритовых пород – от 5 до 45 м, глинисто-алевритовых – от 2 до 15 м. Вверх по разрезу количество глинистых разностей пород увеличивается. Пачки песчано-алевритового состава сложены тонко переслаивающимися алевролитами серого и темно-серого цвета, в различной степени глинистыми, и песчаниками серыми мелкозернистыми полимиктовыми, содержащими прослой (от 1 до 10 м) черных аргиллитов и углей в нижней части. Слоистость волнистая и косая.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный в скважинах Блх-3 и Владимирская 21 (восточнее границы листа), позволяет говорить лишь о триасовом возрасте отложений. Принимая во внимание, что описываемые терригенные породы залегают, по сейсмогеологическим данным [285ф], стратиграфически выше туфолаковой свиты, сопоставляемой с шайтанской и зверинской свитами Горного Таймыра, возраст принимается не точнее чем ранний–поздний триас. По вещественному составу эти отложения можно параллелизовать с мамоновой свитой Горного Таймыра. Мощность вскрытой части разреза – 1206 м.

#### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Коры химического выветривания (Т<sub>3</sub>–J<sub>1</sub>) развиты по карбонатным, терригенным и вулканогенным образованиям протерозоя по периферии Шренковской впадины, вскрываются на дневной поверхности в низовьях рек

Шренк и Мамонта, на этих же участках вскрыты в скважинах [279ф]. Коры выветривания представлены глинами (70–100 %), в основном гидрослюдисто-каолинитовыми, с дресвой и щебнем сильно выветрелых, выщелоченных исходных пород и примесью кварцевых песков. Подошва коры выветривания неровная с крупными вертикальными западинами вдоль тектонически ослабленных зон. Наиболее полный разрез коры выветривания описан по скв. 4030 в устье руч. Жёлтый (правый приток р. Мамонта), где выше трещиноватых известняков колосовской свиты залегают [279ф]:

1. Глины хлорит-монтмориллонит-каолинитовые зеленовато-коричневого цвета, пятнистые, с жирным блеском, со щебнем (10–30 %) метадолеритов.....	8,5 м
2. Алевропелиты кварц-каолинит-гидрослюдистые грязно-белого цвета, с шелковистым блеском и отчетливой реликтовой конгломератовой структурой. Галька выветрелая до состояния алевропелита кварц-серицитового состава.....	8,0 м
3. Глины каолинит-гидрослюдистые плотные светло-коричневые с жирным блеском, с примесью кварцевого песчано-алевритового материала и пятнами лимонитизации.....	3,5 м
4. Глины иллит-каолинитовые коричневого и зеленовато-серого цвета, с пятнами лимонитизации и сидеритовыми корками, со щебнем (10–30 %) сидеритизированной карбонатной породы и мелким кремнистым песком .....	11,8 м
5. Глины каолинит-гидрослюдистые, аналогичные слою 3 .....	1,5 м
6. Алевропелиты кварц-каолинит-гидрослюдистые, аналогичные слою 2 .....	17,7 м

Мощность коры выветривания в приведенном разрезе – 51 м.

Исходными породами являются метадолериты устьшренковского комплекса (слой 1), конгломераты (слои 2, 6) и алевролиты (слои 3, 5) посадочнинской свиты, доломиты колосовской свиты (слой 4). В бортах руч. Жёлтый на доломитах колосовской свиты наблюдаются сидерит-лимонитовые шляпы мощностью до 2 м.

На других участках площади коры химического выветривания по доломитам колосовской свиты зафиксированы на левом притоке р. Шренк, впадающем в нее в 11 км ниже устья р. Ветка, а по доломитам продольнинской толщи – на южном берегу одного из озер Астрономические [305ф]. Здесь они представлены глинами желтовато-зеленого, розового, белого цвета, жирными, пластичными, с примесью доломитовой муки, нередко с включением кристаллов арагонита длиной от 0,1 до 0,5 м. Состав глин, по данным рентгеноструктурного анализа, следующий: каолинит – 55 %, хлорит – 30 %, гидрослюда – 15 %. Видимая мощность коры выветривания – до 1 м.

Коры выветривания относятся (по И. И. Гинзбургу) к сиалитному геохимическому типу с неполным профилем выветривания, представленным первыми тремя подзонами. Наиболее значительное развитие имеют подзоны гидрослюд (гидратации и развития выщелачивания) и гидрослюдисто-каолинитовая (гидролиза и конечного выщелачивания). Минеральный состав глин зависит от состава исходных пород. Так, в коре выветривания по карбонатным породам колосовской свиты основной объем составляют сидерит и каолинит, по терригенным образованиям – каолинит и серицит со значительным количеством кварцевого песка, по вулканогенным породам – монтмориллонит, каолинит и хлориты [279ф]. По сравнению с исходными породами,

в коре выветривания отмечаются повышенные содержания Ti, Zr, P и более низкие – Ca, Mg, Na, K, Be, Sr.

Нижний возрастной предел кор выветривания определяется временем завершения горообразования на Таймыре (поздний триас) и переходом к эпохе пенепленизации и корообразования, верхний – перекрытием кор выветривания грубообломочными терригенными породами кунарской свиты, имеющей раннеюрский возраст. Мощность колеблется от первых метров до 20 м, в западинах достигая 50 м.

### ***Лено-Анабарский геологический район***

Выделяется для среднекаменноугольно-триасовых образований в юго-восточной части листа. Геологические образования данного района показаны только на геологическом разрезе под мощным чехлом юрско-меловых отложений и включены в состав Попигай-Далдынской геологической площади. На дневной поверхности данные образования обнажаются юго-восточнее, вдоль северной периферии Сибирской платформы [51].

### **Попигай-Далдынская геологическая площадь**

Ханарская, котуйская и потокойская свиты объединенные ( $C_2-P_3/hn-pt$ ) (только на разрезе). Данные образования обнажаются в бассейне рек Маймечя, Бол. Романиха юго-восточнее границ листа и предполагаются под юрско-меловым чехлом Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). В составе объединенных свит описаны песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, линзы конгломератов, гравелитов, прослои каменных углей. Их суммарная мощность оценивается в 330–515 м.

Правобоярская и коготокская свиты объединенные ( $T_{pr+kg}$ ) (только на разрезе). Данные образования предполагаются под юрско-меловым чехлом ЕХРП в виде прерывистого маломощного пласта, фиксируются, по геофизическим данным, малоамплитудным повышением аномального магнитного поля. В стратотипических районах развития они состоят из базальтов, туфов, туффитов, туфолов, агломератовых туфов мощностью 100–200 м.

### **ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Юрские и меловые отложения выполняют Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП), развиты в его северном обрамлении в предгорьях Таймырской складчато-надвиговой системы, а также выполняют тектонические межгорные депрессии в пределах последней. Значительный по времени перерыв в осадконакоплении (палеоген и неоген) обусловил глубокий эрозийный срез юрско-меловых отложений не только в Горном Таймыре, но и в прибортовых частях ЕХРП. На большей части прогиба мезозойские осадки перекрыты четвертичными отложениями. В связи с этим большое значение для их

расчленения имеют данные бурения, представленные на территории листа разрезами параметрических скважин. По данным сейсмопрофилирования [285ф], мощность юрско-меловых осадков в пределах ЕХРП на листе S-47 достигает 5500 м к северо-западу от Балахнинского мегавала и 7500–8000 м – к юго-востоку от него, в Дудыптинско-Жданихинском прогибе. Следовательно, существенная часть разреза юрско-меловых пород в основании прогиба не имеет прямой вещественной и возрастной характеристики. Поэтому для описания стратиграфических подразделений привлечены данные с сопредельных территорий.

По типам разрезов юрско-меловых отложений территория листа подразделена на три геологических района, выделение которых соответствует границам надпорядковых тектонических структур:

1) Таймыро-Североземельский, в пределах которого в тектонических депрессиях сохранились маломощные (до 200 м) толщи покровного комплекса, перекрывавшего ранее Таймырскую складчато-надвиговую систему;

2) Усть-Енисейский, соответствующий одноименному прогибу Западно-Сибирской молодой платформы и характеризующийся юрско-меловым разрезом, типичным для смежных с запада районов;

3) Хетско-Анабарский, отвечающий Хатангско-Ленскому перикратонному прогибу Сибирской платформы.

### ***Таймыро-Североземельский геологический район***

Юрско-меловые отложения данного района сохранились в Шренковской, Фоминской и Траутфеттерской впадинах северной части территории листа S-47, в Горном Таймыре – в небольших межгорных депрессиях верховий рек Бол. Боотанкага и Фадьюкуда, а также вдоль южной его периферии, в низовьях рек Боотанкага и Дябакатари. Юрско-меловые отложения включают в себя кунарскую, унгинскую, мухинскую, малиновскую, шренковскую и траутфеттерскую свиты.

Кунарская свита (J<sub>1</sub>kn) выделена Г. В. Шнейдером на п-ове Челюскин [275ф, 231]. На территории листа свита вскрыта только в скв. К-1, пройденной в западной оконечности Шренковской впадины, в нижнем течении р. Встречи [305ф]. Подошва свиты не пересечена, в смежных районах (п-ов Челюскин, о. Большевик) она залегает на корях выветривания поздне триасового–раннеюрского возраста [57]. Свита образована гравийниками, галечниками, песками. В скв. К-1 в интервале глубин 202–210 м они образуют чередующиеся между собой пласты мощностью от 0,3 до 3,2 м. Гальки и гравий слабо окатаны и состоят (%) из белого и полупрозрачного кварца (40), гранитов (30), полевых шпатов (20), метаморфических сланцев и кремнистых пород (по 5). Для гравийников и галечников характерна косая слоистость. Пески по составу слюдисто-кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Тяжелая фракция в песчаной составляющей состоит (%) из марказита, лимонита и сидерита (65), в меньшей степени присутствуют ставролит (17), ильменит (13), гранат (5). Акцессорными минералами являются лейкоксен, титанит, монацит, касситерит.

Возраст кунарской свиты определен как раннеюрский по ее положению в разрезе и на основании сходства с аналогичными образованиями п-ова Челюскин и о. Большевик [294ф], на последнем в свите выявлен комплекс спор и пыльцы, характерный для плинсбахского и тоарского ярусов нижней юры. Мощность кунарской свиты на площади листа превышает 8 м.

Унгинская свита ( $J_{1-2un}$ ) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым на п-ове Челюскин и названа по р. Унга, где находится ее стратотип [294ф]. На прилегающих площадях она залегает на породах протерозоя, корках выветривания поздне триас-раннеюрского возраста либо согласно на породах кунарской свиты. На территории листа фрагментарные выходы свиты на дневную поверхность встречены в верховьях р. Красивая; в других пунктах свита вскрыта в скважинах К-1 и К-2 на левобережье р. Шренк вблизи устья р. Мамонта, в скважинах 160 и 176 – в среднем течении р. Малиновского. Она состоит из гравийников, галечников, алевритов, песков, глин, ритмично чередующихся между собой, реже встречаются алевролиты.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт в скв. К-1 в интервале глубин 160–202 м. Здесь породы образуют двух- и трехчленные ритмы мощностью от 3 до 12 м. В основании ритмов залегают гравийники и реже галечники мощностью от 2 до 6,5 м, сменяющиеся сверху алевритами, реже песками мощностью от 0,4 до 1 м. Гравийники и галечники обычно косослоистые, в алевритах и песках отмечается косая и горизонтальная слоистость, подчеркиваемая чешуйками слюды и слоями намывного растительного детрита. Гальки и гравий состоят (%) из кварца (40–60), гранитоидов (5–30), полевых шпатов (10–20), метаморфических сланцев (5–15), кремней (5–10). Пески в основном кварцевые и полевошпатово-кварцевые слюdistые среднезернистые светло-серые и белесые. Породы характеризуются ильменит-циркон-слюдистой шлихо-минералогической ассоциацией с постоянным присутствием (от 3 до 15%) граната, турмалина, лейкоксена, анатаза, рутила, лимонита. Глинистая фракция состоит (%) из каолинита (70), хлорита (20) и гидрослюды (10).

На р. Малиновского в скв. 176, в интервале глубин 53,0–68,3 м выше терригенно-карбонатных пород продольнинской свиты среднего рифея залегают чередующиеся между собой пески известковистые и полевошпатово-кварцевые мелкозернистые светло-серые до белесых, алевриты крупные серые и глины серые с мелким гравием и редкими гальками кварца и кремней. Мощность свиты в разрезе – 15,3 м. Выше залегают глины малиновской свиты.

В верховьях р. Красивая вблизи выходов доломитов колосовской свиты рифея отмечаются небольшие изолированные выходы темно-коричневых глин с обломками кристаллов арагонита, мощностью до 1 м. Они перекрываются серыми известковистыми алевролитами с желто-кремовой коркой выветривания. Алевролиты образуют конкрециевидные лепешковидные стяжения с концентрическим строением и скорлуповатой отдельностью. Мощность их не превышает 1 м [305ф]. По сходству литологического состава эти породы отнесены к унгинской свите.

Породы унгинской свиты по характеру строения разреза и текстурным особенностям рассматриваются как русловые, пойменные, старичные и реже дельтовые фации речной сети либо образования озерных бассейнов [294ф].

В свите из скв. К-1 выделен комплекс спор и пыльцы, в котором пыльца голосеменных (76 %) преобладает над спорами папоротникообразных (24 %). В комплексе доминирует двухмешковая пыльца хвойных *Disaccites*, среди которых присутствуют более древние *Conifera* sp., *Dipterella oblatinoides* Mol., *Alisporites* sp. и др. Наличие в комплексе пыльцы *Stereisporites seebergensis* Schulz., *S. compactus* (Bolch.) Niha, *S. incertus* (Bolch.) Sem., *S. bujargiensis* (Bolch.) Schulz., а также спор *Lycopodiumsporites marginatum* Sinyh., *L. intortivallus* Lach. et H., *Matonisporites phlebopteris* Couper., *Tripartina variabilis* Mal. позволяет, по заключению Л. Б. Лодкиной, установить возраст вмещающих отложений как ранне-среднеюрский. Комплекс сходен с таковым из пород унгинской свиты о. Большевик и п-ова Челюскин [294ф]. Мощность унгинской свиты изменяется в пределах 2–42 м.

Му х и н с к а я с в и т а ( $J_3$ – $K_1mh$ ) выделена Г. В. Шнейдером на п-ове Челюскин и названа по р. Анжелико (второе ее название – Муха), там же находится стратотип свиты [231, 57].

На территории листа S-47 выходы свиты известны в двух районах: по периферии Траутфеттерской и Фоминской впадин и вдоль северного борта ЕХРП, на левобережье р. Верх. Таймыра. Свита залегает с угловым несогласием на размытой поверхности доюрских пород, а севернее листа S-47 – согласен или с незначительным стратиграфическим перерывом на унгинской либо ханневичской свитах ранне-среднеюрского возраста. Она сложена преимущественно песками, содержащими пласты и линзы известковистых песчаников, а также слабо сцементированными алевритами и глинами, реже присутствуют разногалечные конгломераты и ракушняковые известняки. Песчаники и пески постоянно включают в себя обломки углефицированной древесины, остатки раковин моллюсков.

В северной части территории листа на левом берегу р. Буйная выше уреза воды наблюдается чередование пачек глин, алевролитов, песков алевритовых и реже мелко-среднезернистых, мощностью от 0,5 до 2 м. Отмечаются редкие пласты (0,1–0,3 м) плотных полимиктовых песчаников с карбонатным цементом, с обломками раковин моллюсков. Породы слюдистые кварцевые и реже полимиктовые, голубовато- и буровато-серого цвета, содержат обломки пиритизированной и обугленной древесины. В алевролитах и глинах выявлены немногочисленные фораминиферы раннекимериджского возраста *Trochammina omskensis* Kosyr., *Verneuilinoides graciosus* Kosyr., *Glomospira oxfordiana* Schar., *Ammodiscus* aff. *pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Dentalina* sp. (определения М. А. Алексеева, ВСЕГЕИ). Мощность свиты – более 11 м.

Пески и песчаники, аналогичные приведенным выше, описаны в среднем течении р. Траутфеттер в устьях ее притоков – Врезанная и Коралловая. Мощность видимой части их составляет около 10 м, а по данным поискового бурения, в устье р. Врезанная – не менее 55–60 м. В песчаниках собраны остатки моллюсков *Liostrrea prae-anabarensis* Zakh., *Homomya anabarensis* Vodyl., *Pleuromya* sp., *Telebratula* sp., *Cyprina* sp. (определения Н. И. Шульгиной и В. И. Ефремовой, ВНИИОкеангеология). В среднем течении р. Останцовая у уреза воды (1 м) вскрываются глины светло-желтовато-серые и бурые оскольчатые, с фораминиферами *Recurvovoides* ex gr. *excelense* Ryg., характерными для берриас-нижневаланжинских бореальных отложений ниже-

го мела (определения М. А. Алексеева, ВСЕГЕИ). Выше залегает угленосная шренковская свита.

На левобережье р. Верх. Таймыра, в нижнем течении р. Дябакатари в 7 км от устья [291, 53], в нижней части мухинской свиты (58 м) залегают алевроиты бурые с прослоями красно-бурых и зеленовато-серых среднезернистых полимиктовых песчаников, содержащих остатки *Dorsoplanites* aff. *gracilis* Spath., *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. russiensis* Pavlov, *Thracia incerta* (Deshayes.), *Pleuromya tellina* Agassiz., *Terebratulina rosenkrantzi* Spath., *Camptonectes praecinctus* Spath. *Dorsoplanites triplex* Spath., *D.* aff. *antiquus* Spath. Выше по разрезу они сменяются песчаниками кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми с известковистым цементом, реже песками того же состава, общей мощностью 35–40 м. В песчаниках верхней части разреза собраны многочисленные остатки *Epilaugeites vogulicus* (Jlov.), *E. iatriensis* Mes., *Laugeites* cf. *groenlandicus* (Spath.), *Muskulus uralensis* (Orb.) Мощность мухинской свиты на р. Дябакатари превышает 100 м.

В низовьях р. Боотанкага мухинская свита залегает на размытой поверхности черной свиты [53]. Нижняя часть разреза (3–3,5 м) сложена песками полимиктовыми разнозернистыми пестроокрашенными (буровато-желтого, зеленовато-бурого, сиреневато-бурого цвета) с примесью гравия, галек и валунов. Пески содержат стволы окаменевшей древесины и слабосцементированные линзы ракушняка с остатками двустворок *Buchia* cf. *fischeriana* d'Orb. Средняя часть разреза (3 м) представлена песчаниками с известковым цементом зеленовато-бурыми плотными горизонтальнослоистыми за счет прослоев ракушняка и грубозернистых песчаников с гравием и гальками терригенных пород. По латерали песчаники сменяются песчанстыми ракушняковыми известняками с остатками двустворок и белемнитов. Верхняя часть разреза (5 м) сложена зеленовато-серыми средне-крупнозернистыми песками, содержащими стволы окаменевшей древесины и шарообразные конкреции песчанников с ядрами из раковин *Buchia inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Traut.). Мощность свиты на участке р. Боотанкага равна 11–12,5 м.

Минералогический состав песков мухинской свиты (%): черные рудные – 16–31, группа эпидота-цоизита – 14–18, железисто-карбонатные агрегаты – 10–18, роговая обманка – 8–14, гранаты – 8–10, моноклинные пироксены – 4–9, лейкоксен – 2–6, циркон – 3–5, апатит – 1–3, спорадически встречаются пирит, марказит, слюды, хлоритоид.

Комплекс органических остатков из нижней части мухинской свиты указывает на оксфордский–волжский ярусы верхней юры, а из верхней части – на берриасский–валанжинский ярусы нижнего мела, что определяет позднеюрский–раннемеловой возраст свиты [56]. Мощность свиты – от 11 до 100 м и более.

Малиновская свита ( $J_3$ – $K_1ml$ ) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым по керну скважин 176 и 184 в нижнем течении р. Малиновского, где и находится стратотип свиты [294ф]. Свита с размывом залегает на породах верхнего рифея и реже (со стратиграфическим несогласием) – на унгинской свите. Она сложена алевроитами, аргиллитами, глинами, песками с гравием и гальками, гравийниками, бурыми углями. Для пород характерны включения

конкреций пирита, обломков и пропластков бурых углей, углефицированных растительных остатков.

В стратотипическом разрезе на р. Малиновского (скв. 176) в интервале глубин 35,5–53 м выше песков унгинской свиты залегают чередующиеся между собой 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, и алевриты мелкие темно-коричневого, темно-серого и светло-серого цветов. Редко отмечаются прослои светло-серых слюдисто-кварцевых песков. Общая мощность свиты в разрезе составляет 17,5 м.

Наиболее типичный разрез свиты северного борта Шренковской впадины представлен в скв. К-1 в интервале глубин 123,5–160 м [294ф]. В нижней части свиты (10 м) породы образуют двух- и трехчленные ритмы. В основании ритмов залегают алевриты слюдистые крупные светло-серые, косо- и горизонтальнослоистые, мощностью от 0,6 до 3,6 м. Выше их сменяют мелкие алевриты волнистослоистые и реже глины буровато-серого цвета, мощностью 0,2–1 м. Верхняя часть свиты (26,5 м) характеризуется равноправным ритмичным чередованием крупных и мелких алевритов мощностью от 0,6 до 1,8 м, редко в составе ритмов присутствуют слои глин, мелко-среднезернистых песков и гравийников мощностью от 0,3 до 1 м. Мощность свиты в скв. К-1 равна 36,5 м. В юго-восточном направлении (скв. К-2) в составе свиты происходит заглубление материала, замещение алеврито-песчаных и алеврито-гравийных ритмов гравийно-песчаными и гравийно-галечными, мощность свиты здесь увеличивается до 54 м.

Строение свиты в южном борту Шренковской впадины описано в скважинах Ш-307, 309 и 313 на левобережье р. Холодная [279ф]. В скв. Ш-309 на доломитах пряминской свиты в интервале глубин 107,8–220 м залегают породы, образующие пять макроритмов двух- и трехчленного строения, нижняя часть которых образована грубозернистыми песками и гравийниками (мощность пачек 2–5 м), а верхняя – тонкогоризонтально- и волнистослоистыми алевритами и аргиллитами (мощность пачек 12–15 м), содержащими крупные отпечатки углефицированной растительности, корни растений *in situ* и мелкие ходы илоедов. Отмечен единичный пропласток угля мощностью 0,7 м. Мощность свиты в скважинах на этом участке меняется от 68 до 106 м. Вверх по течению р. Шренк, на юго-западном замыкании Шренковской впадины (скважины Ш-232, 234, 108), в разрезе преобладают мелко-тонкозернистые разности песков, алевриты и аргиллиты с прослоями и линзами бурых углей, суммарная мощность пород свиты составляет 50–100 м.

Гравийники по составу олигомиктовые, обломки состоят из кварца и алевролитов. Минеральный состав тяжелой фракции песков и гравийников представлен пирит-ильменитовой ассоциацией при подчиненном значении (%) магнетита (до 30), титанита (до 25), сидерита (20), альмандина (15), эпидота (15), циркона (5). В долине р. Мамонта отмечается повышенное содержание сидерита (10–50), магнетита (10–60), апатита (1–5). Глинистая фракция представлена каолинитом (50–65), хлоритом (15–35) и гидрослюдами (5–30).

Формирование малиновской свиты происходило в обстановке обширных, слабо заболоченных озерно-аллювиальных котловин с довольно стабильным базисом эрозии в условиях теплого гумидного климата.

Возраст малиновской свиты определен на основании находок спор и пыльцы в скв. К-1 и в скважинах 176, 184 на р. Малиновского [293ф, 294ф]. В скв. К-1 в комплексе пыльца голосеменных (66 %) преобладает над спорами папоротникообразных (34 %). Доминирует двухмешковая пыльца хвойных (*Pinus* sp., *Picea exilioides* Bolch., *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet.). Присутствие, наряду с типичными юрскими формами *Neoraistrickia rotuliformis* (К.-М.), *Cibotium junctum* К.-М., *Stereisporites compactus* Bolch., раннемеловых спор *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch., позволяет, по заключению Л. Б. Лодкиной, установить позднеюрский (волжский)–раннемеловой (раннеготеривский?) возраст свиты [294ф]. Мощность свиты меняется от 17 до 106 м.

Шренковская свита (K<sub>1</sub>šr) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым и названа по р. Шренк, стратотип ее описан по ядру скв. К-1 [294ф]. Свита слагает днища Фоминской, Шренковской и Траутфеттерской впадин, где она обнажена в бортах долин одноименных рек, а также вскрыта скважинами картировочного и поискового бурения [305ф, 293ф, 55]. На других участках листа S-47 шренковская свита встречается в небольших межгорных впадинах в верховьях рек Бол. Боотанкага и Фадьюкуда, а также в северной кутовой части залива Нестора Кулика оз. Таймыр.

Шренковская свита согласно залегает на малиновской свите или с размывом на породах фундамента. Она сложена алевритами, глинами, алевролитами, аргиллитами, бурыми углями, реже песками, гравийниками, гравелитами, конгломератами.

В стратотипическом разрезе (скв. К-1) в интервале глубин 62–123,5 м породы свиты переслаиваются, образуя двух-, трех- и четырехчленные ритмы. Нижняя часть свиты (11,5 м) состоит из двухчленных ритмов. Первый из элементов ритмов образован кварцевыми гравийниками с алеврито-глинистым заполнителем желто-оранжевого цвета, мощностью 0,6–1,2 м, а второй – мелкими либо крупными алевритами и реже глинами мощностью от 0,3 до 2,1 м. Выше по разрезу (11,3 м) ритмы двух- и трехчленные, мощностью до 1,2 м. В основании ритмов залегают крупные алевриты и реже пески (0,3–0,6 м), а выше – мелкие алевриты и глины (0,2–0,8 м). В средней и верхней частях свиты (38,7 м) ритмы угольные, имеют более сложное строение. В основании ритмов – пески, алевриты либо гравийники, выше – алевриты, глины и бурые угли. Мощность элементов ритмов в этой части разреза – от 0,2 до 1,4 м. В разрезе насчитывается до девяти угольных пластов мощностью от 0,4 до 2,4 м, в средней части свиты располагается пласт бурых углей мощностью 9 м. Мощность свиты в стратотипическом разрезе – 61,5 м.

На правобережье р. Шренк на участке низовий р. Холодная несколькими скважинами (Ш-319, 313, 307) вскрыт разрез свиты, состоящий из двух крупных пачек [279ф]. Нижняя (20–40 м) по составу существенно песчано-гравийно-галечная слабоугленосная, а верхняя (40–75 м) – песчано-алевритовая с многочисленными пластами угля продуктивной мощности. Каждая пачка состоит из трех макроритмов второго порядка. В разрезе насчитывается

от четырех до шести пластов бурых углей, три из них устойчиво прослеживаются по разрезу, их мощность колеблется от 5,3 до 6,6 м. Мощность свиты на участке р. Холодная – не менее 75–85 м. Вверх по течению р. Шренк (скважины Ш-108, 232) характер разреза сохраняется, а мощность свиты составляет 96–108,5 м.

В Фоминской впадине, вблизи северной рамки листа, по данным бурения [304ф], выше пород малиновской свиты залегают песчаники и пески кварцевые, переслаивающиеся с глинистыми алевролитами и аргиллитами. Отмечены пласты углей бурых лигнитовых матовых плотных черного цвета мощностью 1–2 м. Мощность свиты – до 40 м.

В северном борту Траутфеттерской впадины [294ф], в правом борту одноименной реки, в 4,2 км ниже по течению от устья р. Останцовая обнажаются пески полимиктовые мелко-среднезернистые буровато-коричневые (1,5–1,8 м), алевриты глинистые темно-серые (0,8 м) и глины алевритистые светло-коричневые (2 м). Разрез венчает пласт бурых углей (0,6 м) с отпечатками листовой флоры и обломками углефицированных стволов деревьев. Мощность разреза – 6–7 м. В южном борту впадины, в правом борту р. Останцовая выше глин мухинской свиты наблюдается чередование углей бурых (0,2–1,8 м), слабо сцементированных гравелитов с глинистым цементом, алевритов и глин темно-бурых с примесью обломков древесины. Мощность видимой части свиты – 16 м.

В верховьях р. Бол. Боотанкага свита состоит из пачек глин (8 м) и конгломератов (5–20 м) с прослоями песков, песчаников, алевролитов с остатками растений *Cladophlebis* sp., бурых углей и углистых аргиллитов. По р. Фадьюкуда наблюдаются глины (32 м), содержащие четыре пласта бурых углей мощностью от 0,75 до 3,8 м. На северном берегу залива Нестора Кулика вскрываются пески полевошпатово-кварцевые и полимиктовые мелкозернистые светло-желтовато-серые, прослоями охристые, с пологоволнистой слоистостью и угольным шламом (8,0 м), выше залегают светло-серые полевошпатово-кварцевые крупные алевриты (4 м). Мощность видимой части свиты – 12 м.

Пески свиты в стратотипе по составу кварцевые и реже полимиктовые крупно-грубозернистые до гравелистых, буровато-серые и светло-коричневые. Алевриты крупные и мелкие, цвет крупных алевритов светло-серый и белесый, мелких – темно-серый, буровато-серый, светло-коричневый. Глины обычно темно-серые, состоят (%) из каолинита (55–75), хлорита (20–35), гидрослюда (5–25). В алевритах и глинах отмечается горизонтальная, волнистая и пологая косая слоистость. Бурые угли черные и буровато-черные, полублестящие и полуматовые, с раковистым ступенчатым изломом. Большинство углей относится к классу фюзенолитов, типу гелито-фюзенитов (кларендюреновые с фюзенизированными микрокомпонентами), реже к классу гелитолитов. Минеральный состав песков и крупных алевритов характеризуется преобладанием (%) лимонита (10–40), ильменита (5–35) и циркона (5–30). Второстепенными минералами являются турмалин, лейкоксен, эпидот, рутил, пироксены, слюды, хлорит, пирит, в незначительных количествах встречены ставролит, апатит, брукит, гроссуляр, барит, шпинель.

Анализ распространения, вещественного состава и характера ритмичности пород позволяет рассматривать отложения свиты как образования проточных и застойных озерных бассейнов и болот [294ф].

Возраст свиты определен как раннемеловой (барремский–альбский) на основании находок растительных остатков в береговых обрывах р. Шренк, а также спор и пыльцы в стратотипическом и других разрезах площади [294ф]. В угленосной пачке на р. Шренк В. П. Орловым в 1960 г. были найдены отпечатки хвойных рода *Pityophyllum*, в том числе листья *P. nordenskiolii* Heer, а также *Cladophlebis* sp., *Podozamites* sp. и *Ginkgo* sp., более всего характерные для нижнего мела арктических районов [22]. В палинокомплексах как в стратотипе, так и в других разрезах шренковской свиты присутствуют споры и пыльца мелового возраста *Ophioglossum* sp., *Plicifera* sp., *Birisia onychioides* (К.-М. et Vassil.) Samyl., *Divisisporites euskirchenensis* Thomson и др., указывающие, по заключению Л. Б. Лодкиной, на апт-альбский возраст. Мощность свиты колеблется от первых десятков метров до 70–110 м.

Траутфеттерская свита ( $K_{1-2tr}$ ) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым и названа по одноименной реке, где составлен ее стратотипический разрез; парастратотип свиты описан в скв. К-1 на левобережье р. Шренк [294ф]. На дневной поверхности свита вскрывается в нижнем течении р. Траутфеттер, в береговых обрывах р. Шренк на участке между устьями рек Узкая и Холодная, а также в 3–4 км выше и ниже устья р. Привальная. На глубине свита охарактеризована в скважинах К-2 и К-3 на левобережье р. Шренк [305ф, 294ф], а на правобережье этой реки – в скважинах Ш-307, 319, 230, 105, 107, 108 [279ф]. Траутфеттерская свита согласно залегает на шренковской, ее нижняя граница проводится по подошве мощной пачки песков либо гравийников, сменяющих глинисто-алеврито-углистые отложения шренковской свиты. Свита сложена песками с гравием, галечниками с валунами, гравийниками, реже глинами и алевритами с тонкими прослоями зольных углей. В песках содержатся конкреции сидерита, обломки окаменевшей древесины, обильный растительный детрит. Присутствуют прослои захороненных почв.

В стратотипическом разрезе траутфеттерской свиты выше бурых углей шренковской свиты залегают пески полимиктовые и реже кварцевые слюдястые средне-крупнозернистые косослоистые, с прослоями галечников мощностью до 0,2 м, с обломками углефицированной древесины, конкрециями сидерита. Общая мощность свиты в стратотипическом разрезе – 20,7 м.

В скважинах К-1 (интервал глубин 38–62 м) и К-2 свита имеет четко ритмичное строение [294ф]. Породы образуют двух-, трех- и четырехчленные ритмы мощностью от 0,8 до 8 м. В нижней части свиты в основании ритмов – слой гравийников мощностью от 0,4 до 4 м. Выше соответственно пески, алевриты и глины мощностью от 0,4 до 1,5 м. В верхней части свиты основные ритмы образованы песками различной крупности (0,2–0,8 м), выше – слой алевритов и глини мощностью 0,4–1,8 м. Для всех литологических ритмов характерно наличие косой и горизонтальной, реже волнистой слоистости. В алевритах присутствуют обломки углефицированной древесины и корневые остатки *in situ*. В юго-восточном направлении (скв. К-3) отмечается общее заглубление материала, здесь в основании ритмов залегают слои га-

лечников с валунами мощностью от 0,5 до 4,5 м, второй элемент ритмов образован разнозернистыми песками с гравием и гальками, мощностью от 0,4 до 5 м. Мощность свиты в скв. К-3 составляет 37 м. На правом берегу р. Шренк (скв. 307) чередование пород в разрезе свиты близко к таковому в скв. К-1, мощность свиты здесь – 42,4 м.

Гравийники и галечники по составу олигомиктовые, обломки состоят из кварца и алевролитов, пески полимиктовые. Тяжелая фракция песков нижней части свиты (скв. К-1) характеризуется циркон-ильменитовой шлихо-минералогической ассоциацией с гранатом и титанитом, а верхняя часть – ильменит-карбонатной ассоциацией с магнетитом, гранатом и пиритом. Глинистая фракция состоит из каолинита (80 %) и гидрослюды (20 %).

По характеру распространения и внутреннему строению породы свиты рассматриваются как аллювиальные и озерно-аллювиальные образования. Возраст траутфеттерской свиты определяется как ранне-поздне меловой (альбский–сеноманский) на основании находок спор и пыльцы [294ф]. По литологическому составу и спорово-пыльцевым комплексам она весьма сходна с бегичевской свитой Енисей-Хатангского прогиба [141], имеющей аналогичный (альб-сеноманский) возраст. Мощность свиты, с учетом данных бурения, колеблется от 10 до 50 м.

### *Усть-Енисейский геологический район*

Выделяемые стратиграфические подразделения отвечают главным образом разрезам Усть-Енисейского и Малохетского районов в западной части Енисей-Хатангского прогиба. На дневной поверхности здесь фрагментарно обнажаются лишь нижнемеловые отложения. Выделяются две геологические площади: Пясинская, отвечающая Турку-Логатскому (Предтаймырскому или Центрально-Таймырскому, по данным [79]), прогибу с наиболее полным разрезом и Рассохинско-Балахнинская в пределах восточной части Балахнинского мегавала, характеризующаяся локальным размывом верхней части юрских пород.

Геологическая интерпретация сейсмогеологических комплексов района в последние годы проведена Л. Л. Кузнецовым [264ф], Л. А. Пантелеевой [285ф], А. И. Ларичевым и В. И. Чекановым [266, 267], В. И. Казаисом и Д. Г. Кушниром [257] с учетом данных скважин, пробуренных на Логатской, Кубалахской и Балахнинской сейсморазведочных площадях. В их числе параметрические Логатская (ЛГт) 361 (глубина 3517 м), Балахнинская (Блх) 1 (3538 м), Восточно-Кубалахская (ВКбл) 357 (3674 м), Западно-Кубалахская (ЗКбл) 359 (3610 м), а также поисковые Кубалахская (Кбл) 1 (3600 м) и группа Балахнинских скважин 2–6, среди которых скв. 3 достигла глубины 4501 м.

Сейсморазведочными работами в мезозойском комплексе отложений установлено наличие ряда отражающих горизонтов, обладающих региональным распространением и регистрируемых на временах от 0,2–0,3 с до 2,0–5,0 с [285ф; 257ф]. Наиболее устойчиво прослеживаются горизонт III (подшва терригенного триасово-юрского комплекса или кровля вулканогенных триасовых образований) и горизонт ПБ – кровля малышевской свиты средней

юры. Сейсмический горизонт ПА, отражающий кровлю верхнеюрских образований, фиксируется в верхней части гольчихинской свиты средней юры–нижнего мела.

### Пясинская геологическая площадь

Мощность юрско-мелового разреза на Пясинской геологической площади, по данным сейсморазведочных работ, достигает 5–5,5 км. Его нижнюю половину слагают нижнеюрские образования зимней, левинской, джангодской (=шараповской, китербютской и надояхской) свит, ниже-среднеюрская лайдинская, среднеюрские вымская, леонтьевская и малышевская свиты, а также гольчихинская свита, датируемая средней юрой–ранним мелом. Нижнемеловой разрез представлен суходудинской, нижнехетской, малохетской и яковлевской свитами. Пограничные отложения нижнего и верхнего мела выделены в долганскую свиту. Верхнемеловые осадки расчленены на дорожковскую, насоновскую, салпадаяхскую и танамскую свиты. В силу незначительных мощностей ряд свит на геологической карте и/или на геологическом разрезе объединены.

Зимняя, левинская, джангодская (шараповская, китербютская и надояхская) свиты объединенные ( $J_{1-2}zm \div nd$ ) – только на разрезе.

*Зимняя свита* выделена в Усть-Енисейском районе по скв. Семеновская-1 [114]. Свита согласно залегает на нижележащих отложениях. На Владимирской площади, вблизи восточной рамки листа S-47, предполагается перерыв в осадконакоплении – из разреза выпадают нижние горизонты зимней свиты (на Владимирской, как и на Балахнинской площади интервал пород, соответствующий зимней свите, включен в нижнюю часть выделенной на этих площадях балахнинской свиты). В разрезе скв. Лгт-361 зимняя свита выпадает из разреза – выклинивается либо размыва, но ее наличие предполагается в основании юрского разреза, по сейсмическим данным, в интервале между скв. Лгт-361 и Кубалахским поднятием [285ф]. Свита во вскрытых скважинами разрезах западнее листа S-47 сложена тонким переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников прибрежно-морского и аллювиально-морского генезиса. Песчаники содержат прослои гравелитов и конгломератов. Галька и гравий обычно рассеяны по всей толще и представлены окатанными и угловато окатанными обломками кварца, кремней, эффузивов, глинистых и карбонатных пород. В низах зимней свиты над базальными конгломератами практически повсеместно залегает маркирующая пачка глинистых пород мощностью до 30–40 м, содержащая макро- и микрофауну предположительно геттангского возраста [266ф]. Палинологические данные из верхней части свиты или ее аналогов указывают на плинсбах (по данным [266ф] – низы верхнего плинсбаха). Возраст свиты принят геттанг-раннеплинсбахский.

Мощность зимней свиты изменчива – от первых десятков метров до 353 м (скв. Тундровая-1 на Рассохинском мегавалу).

*Левинская свита* выделена по скв. Малохетская Р-10 [9]. Она вскрыта в тех же районах, что и зимняя, залегает на ней согласно или с угловым и стратиграфическим несогласием на осадках триаса и палеозоя, выклиниваясь на

бортах прогиба. В разрезе скв. Лгт-361 левинская свита, как и зимняя, выпадает из разреза, ее наличие предполагается, по сейсмическим данным, между скважинами Лгт-361 и Блх-3.

Свита образована однородной толщей аргиллитов с редкими тонкими прослоями алевролитов и песчаников в верхней части свиты.

Возраст пород на основании находок двустворок, фораминифер по спорово-пыльцевому комплексу датируется как ранне-позднеплинсбахский [264ф] (по другим данным [266ф] – средняя часть верхнего плинсбаха). Максимальная мощность свиты оценивается в 170–190 м в пределах Балахнинского мегавала и 200–270 м – на сопредельной площади, на Рассохинском мегавалу.

*Джангодская свита* выделена по скв. Малохетской-Р-10 [9]. В пределах ЕХРП она согласно перекрывает левинскую свиту, в разрезе скважины Лгт-361 она со стратиграфическим и, вероятно, угловым несогласием залегает на туфах и лавах бетлингской свиты. Традиционно на всех площадях ЕХРП джангодская свита четко разделяется на три толщи (или подсвиты). В соответствии с Решением 6-го Межведомственного стратиграфического совещания [180] эти три подсвиты переведены в разряд самостоятельных свит – шараповскую, китербютскую и надояхскую.

*Шараповская свита* выделена вместо нижней подсвиты джангодской свиты со стратотипом по скв. Малохетская-Р-10 [9]. Свита представлена мелководно- и прибрежно-морскими темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, светло-серыми песчаниками с небольшими прослоями конгломератов и гравелитов, с остатками морской фауны. Свита соответствует шараповскому горизонту, по комплексам фораминифер, двустворок, спор и пыльцы, аммонитам она отнесена к верхней части верхнего плинсбаха [266ф]. Мощность свиты в осевых частях впадин составляет 238–255 м, в скв. Лгт-361 она отсутствует.

*Китербютская свита* (ранее – это средняя подсвита джангодской свиты) залегает на шараповской согласно, стратотип ее находится в скв. Малохетская-Р-10 [9]. В пределах ЕХРП она соответствует одноименному горизонту и служит хорошим литологическим репером. Свита сложена темно-серыми до черных, тонкоплитчатыми каолинит-хлорит-гидрослюдистыми аргиллитами или тонкоотмученными глинами с фосфатными желваками и карбонатными конкрециями, в мелководных фациях – с линзовидными скоплениями раковин двустворок и ростров белемнитов, сосредоточенных в верхах свиты. Возраст свиты – низы нижнего тоара, мощность – 43–47 м.

*Надояхская свита* (ранее – это верхняя подсвита джангодской свиты). В качестве стратотипа принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной по скв. Малохетская-Р-10 [9], в самостоятельную свиту выделена по предложению Ф. Г. Гурари с соавторами (1988 г.). Свита образована тонким переслаиванием черных аргиллитов с серыми, в различной степени глинистыми алевролитами. Возраст свиты – верхи нижнего тоара–низы нижнего аалена. Мощность свиты оценивается в 168–176 м, а суммарная мощность объединенных отложений зимней–надояхской свит варьирует от 620 до 1100 м.

Лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты объединенные ( $J_2ld \div ml$ ) – только на разрезе. Стратотипы свит

установлены в разрезах скважин на Малохетской площади (низовья р. Енисей). Их развитие предполагается в Турку-Логатском мегапрогибе на основании данных сейсмопрофилирования и разреза скв. Лгт-361, где зафиксированы сокращенные мощности этих свит. Перечисленные свиты повышенной мощности пересечены скважинами в пределах Балахнинского мегавала.

*Лайдинская свита* согласно залегает на надояхской свите и сложена аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, а также подчиненными алевролитами и песчаниками. В целом для пород лайдинской свиты характерен полосчатый облик за счет тонкого переслаивания темно-серых аргиллитов и более светлых прослоев алевролитов. По всему разрезу свиты наблюдаются конкреции сидерита и пирита, растительные остатки и обломки обугленной древесины, немногочисленные плевромии и другие мелкие двустворки.

Принадлежность лайдинской свиты к аалену (верхняя половина нижнего–низы верхнего аалена по материалам [209, 266ф]) установлена на основании фораминифер *Ammodiscus asper* Terq., *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Saccamina ampulacea* Schl. [114]. В скв. Блх-1 на уровне, соответствующем лайдинской свите, определены фораминиферы *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Astacolus praefoliacea* Gerke. Лайдинская свита сопоставляется с апрелевской и низами арангастахской свиты, развитыми к востоку от листа S-47, на Нордвикской геологической площади.

Мощность свиты в разрезе Логатской скважины равна 24 м, а в скважинах на Кубалахской и Балахнинской площадях ее мощность возрастает до 70–100 м.

*Вымская свита* сложена преимущественно мелководно-морскими, прибрежными песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами и алевролитами. По плоскостям напластования отмечаются намывы углистого детрита, светлой слюды, обломки обугленной древесины. Для отложений характерна разнообразная слоистость, преобладает косая, линзовидно-волнистая, реже горизонтальная. В юго-восточном направлении количество пластов песчаников возрастает, увеличивается и их мощность. Позднеааленский–раннебайосский возраст вымской свиты надежно установлен по фораминиферам *Ammodiscus arangastachiensis* Nikit., *Saccamina ampulacea* Schl., остракодам *Camptocythere nordvikensis* Scharap., по сопоставлению с верхней подсвитой арангастахской свиты в опорном разрезе на западном берегу Анабарской губы. Из нижней части свиты юго-западнее территории листа, на Тундровой площади был определен позднеааленский комплекс фораминифер, из верхней половины – раннебайосский. Мощность свиты в скв. Лгт-361 минимальна (22 м) и возрастает в разрезах скважин на Кубалахском поднятии до 92–104 м, а на Балахнинском поднятии – до 170 м.

*Леонтьевская свита* сложена преимущественно изменчивыми по составу глинисто-алевритовыми породами морского генезиса. Песчаники немногочисленны и образуют линзовидные прослои в верхней части свиты. По всему разрезу встречаются многочисленные конкреции звездчатого кальцита, пирита, сидерита, обугленные остатки растительного детрита. Нижняя граница установлена в основании глинистой толщи, сменяющей вверх по разрезу песчано-алевритовые отложения вымской свиты.

Указания на принадлежность леонтьевской свиты к байосскому ярусу (верхи нижнего—низы верхнего байоса, по материалам [266ф]), дают находки в верхней ее части двустворок *Meleagrinnella decusata* Goldf. на Малохетском поднятии [9]. Байосский комплекс фораминифер с *Trochammina praequamata* Mjatl., *Geinitzinita crassata* Gerke, *Marginulinopsis pseudoclara* Gerke et Schar. выделен на ряде площадей, в том числе в скв. Блх-1 на Балахнинской площади, где определены *Saccamina* cf. *ampullacea* Schl., *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip. Леонтьевская свита по литологическому составу хорошо сопоставляется с нижней подсвитой урюнгтумусской свиты на западном берегу Анабарской губы, возраст которой как байосский определен по аммоноидеям, белемнитам и двустворкам. Мощность свиты в разрезе скв. Лгт-361 составляет 14 м, на Кубалахском поднятии она возрастает до 134–138 м, а на Балахнинском колеблется в пределах 100–124 м.

*Малышевская свита* согласно залегает на леонтьевской, сложена преимущественно морскими, прибрежно- и мелководно-морскими, дельтовыми алевролитами, глинистыми алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися между собой, с подчиненными прослоями песчаников и редкими прослоями углей. На Пясинской геологической площади она образована преимущественно алевролитами с подчиненным количеством прослоев аргиллитов. В пределах Кубалахского и Балахнинского поднятий свита делится на три части: нижняя и верхняя части – алеврито-глинистого, а средняя – алевритового состава. На склонах Балахнинского поднятия свита размытом перекрыта нижнемеловыми осадками.

Из отложений свиты в Логатской и Кубалахских скважинах определены характерные байос-батские комплексы фораминифер *Recurvoides anabarensis* Basov et A. Sok., *Trochammina praequamata* Mjatl., *Marginulinopsis pseudoclara* Gerke et Scherov. и др. [285ф]. Они дополняются фаунистическими остатками, найденными юго-западнее листа S-47, в разрезе скв. Рассохинская-1: аммонитом *Cranocephalites*(?) sp. Juv., комплексами моллюсков с *Malletia valga* Schur., *Meleagrinnella* cf. *ovalis* Phill., *Tancredia subtilis* Lah., *Retroceramus* sp.; фораминиферами *Saccamina compacta* Gerke, *Ammodiscus arangastachiensis* Nikit., *Recurvoides anabarensis* Basov et Sok. Приведенные формы также свидетельствуют о байос-батском возрасте свиты, что подтверждается комплексом миоспор [114, 266ф].

Мощность свиты изменяется в широких пределах. В пределах Пясинской площади мощность свиты сокращенная (по разным оценкам от 250 до 330 м), в юго-восточном направлении в разрезах скважин на Кубалахском поднятии она возрастает до 660 м (скв. Кбл-1), а на Балахнинском поднятии (скв. Блх-1) достигает 800 м.

Таким образом, суммарная мощность лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской свит на Пясинской геологической площади, с учетом разрезов скважин и данных сейсмопрофилирования, колеблется в пределах 310–390 м, в сторону Кубалахского и Балахнинского поднятий мощность возрастает соответственно до 1000 и 1200 м.

Гольчихинская свита ( $J_2$ – $K_1gl$ ) – только в разрезе. Свита выделена Д. П. Куликовым в 1989 г. На площади листа S-47 описана в разрезе скв. Лгт-361, в скважинах в пределах Кубалахского поднятия, предполагается ее раз-

витие на склонах Балахнинского поднятия, в сводовой части которого она размыта. Гольчихинская свита согласно перекрывает малышевскую. Нижняя граница свиты проводится по смене песчано-алевритовых пород алевритоглинистыми. Отложения представлены группой фаций мелководного шельфа. Нижняя часть свиты сложена преимущественно алевролитами серыми, темно-серыми до черных, тонко- и мелкозернистыми с примесью глинистых алевролитов. Верхняя часть состоит из аргиллитов темно-серых, почти черных, часто тонкоплитчатых, с прослоями темно-серых глинистых алевролитов, а также углистого и глинисто-сланцевого материала, с включениями сидерита, пирита и пиритизированных водорослей.

Стратиграфический объем свиты вызывает разночтения [266ф]. В Усть-Енисейском районе она сопоставляется [113] с дерябинской свитой (келловей-берриас) или с точинской, сиговской и яновстанской свитами южных районов прогиба [126]. Данные о возрасте свиты в интервале келловейский-волжский ярусы основаны на находках органических остатков в скважинах на сейсморазведочных площадях листа S-47 [285ф]. Нижнекелловейские виды фораминифер (ЗКбл-359, инт. 2875–2890 м; Лгт-361, инт. 2556–2566 м) представлены *Recurvoides singularis* Lutova, *R. sherkalyensis* Levina, *Dorothia insperata* Bylin. Среднекелловейский возраст определен (Мсс-363, инт. 4341–4350 м) на основании находок характерных аммонитов – *Bondiceras* sp. indet., *Quenstedtoceratinae* subgen et sp. indet. Выше по разрезу определены средневерхнекелловейские двустворки (Мсс-363, инт. 4198–4210 м) – *Meligrinella* cf. *ovelia* (Phill.), *Entolium* cf. *demissum* (Phill.) и фораминиферы *Lenticulina* cf. *narikariensis* Patrja, *Astaculus lectae* Lutova. Слои, переходные от верхнего келловей к верхнему оксфорду, выявлены в ЗКбл-359, инт. 2475–2590 м на основании двустворок *Thracia* cf. *scythika* (Eichw.), *Meleagrinnella* cf. *ovalis* (Phill.). Позднеоксфордский возраст определен по аммонитам (Мсс-363, инт. 4093–4108 м): *Amoeboceras* sp. indet. Нижнекимериджские отложения установлены в скв. ЗКбл-359, инт. 2296–2313 м): *Amoeboceras* (*Amoebites*) aff. *kitchini* Salf. Слои волжского возраста определены по характерному виду *Ammodiscus zaspelovae* Kozir (ЗКбл-359, глуб. 2335,4 м). Породы берриасового возраста в разрезе скважин не обнаружены, возможно, они размыты. Хотя наличие нижней части берриаса в верхах свиты признается большинством исследователей [264ф, 285ф, 266ф].

Мощность свиты в скв. Лгт-361 составляет 710 м, на склонах поднятий она меняется от 385 до 850 м.

Нижнехетская и суходудинская свиты объединенные (К<sub>рп</sub>+sd) – только на разрезе. Свиты вскрыты в Турку-Логатском мегапрогибе и в пределах Кубалахского поднятия параметрическими скважинами, а на северо-западном склоне Балахнинского поднятия предполагаются по геофизическим данным.

*Нижнехетская свита* выделена в 1967 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булытниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной [177]. Стратотип свиты выделен в разрезе Малохетской скважины 10-Р. Свита с размытом залегает на нижележащих породах гольчихинской свиты, сложена светло-зеленовато-серыми и серыми алевролитами, алевритами и глинами. Наблюдаются редкие прослойки серых песчаников.

Возраст свиты в стратотипическом разрезе по фораминиферам, аммонитам, двустворкам определен как берриасский ярус (верхняя его часть)–нижневаланжинский подъярус [266ф]. Мощность свиты на Логатской и Кубалахской площадях колеблется в пределах 52–70 м.

*Суходудинская свита* выделена Н. И. Байбародских и др. в 1967 г. и названа по р. Сухая Дудинка. Стратотип находится на р. Дудинка [112, 179]. Она залегает на нижнехетской свите согласно, сложена алеврито-песчаными породами серого и темно-серого цвета с подчиненными пачками и прослоями алевролитов и глин и с редкими маломощными прослоями угля, конкрециями пирита, сидерита. Поздневаланжинский–раннеготеривский возраст свиты обоснован спорово-пыльцевыми комплексами и фораминиферами [114, 1974]. Мощность свиты на описываемой геологической площади, по данным скважин, колеблется в пределах 127–210 м, а мощность объединенных отложений – 180–280 м.

Малохетская и яковлевская свиты объединенные (*K<sub>1</sub>mh+jak*). Обе свиты выделены В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. [189] в нижнем течении р. Енисей, где были описаны их стратотипы. В пределах листа S-47 они слагают среднюю и верхнюю часть Турку-Логатского мегапрогиба и выходят на поверхность в низовьях р. Верх. Таймыра, по берегам оз. Таймыр и рек, впадающих в него с юга; сокращенный по мощностям разрез этих свит представлен также на Кубалахском и Балахнинском поднятиях.

*Малохетская свита* согласно залегает на суходудинской. На Кубалахском поднятии свита сложена преимущественно песчаниками серыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми слабосцементированными, с прослоями крепких известковистых песчаников. В скв. Лгт-361 свита представлена песчаниками в нижней (23 м) и верхней (60 м) частях разреза, а средняя часть (50 м) сложена переслаивающимися (мощность прослоев от 1 до 10 м) песчаниками и аргиллитами. Спорадически встречаются маломощные прослой гравийно-галечного материала и линзы углей. Позднеготеривский–раннеаптский возраст свиты датируется растительными остатками *Podozamites reinii* Geyl., *Sphenopteris kolymensis* Pryn., *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vachr. и раннемеловыми спорово-пыльцевыми комплексами [114, 226ф]. Мощность свиты на изученных бурением площадях составляет 106–134 м.

*Яковлевская свита* залегает согласно на малохетской свите. В скважинах на Логатской и Кубалахской площадях [285ф] нижняя часть свиты (28–46 м) сложена песчаниками и алевролитами, тонко переслаивающимися между собой, с маломощными прослоями черных углей и углистых алевролитов. Выше разрез свиты (до 140 м) представлен переслаивающимися песчаниками, алевролитами с прослоями карбонатных песчаников и углей. Верхняя часть разреза (до 386 м) образована песчаниками слабо сцементированными с прослоями карбонатных песчаников и уплотненных глин. Общая мощность разреза – 380–454 м.

Вдоль южного берега оз. Таймыр, в низовьях р. Верх. Таймыра и долинах ее левых притоков наблюдаются выходы белесых мелкозернистых песков с обломками угля и древесины, с прослоями алевритов, глин, бурых углей и характерных углисто-кремнистых пород. По литологическому составу породы более всего соответствуют малохетской и яковлевской свитам, сформиро-

ванным в обстановке обширной озерно-аллювиальной равнины с обилием застойных озер и болот [279ф].

В разрезе на р. Верх. Таймыра [279ф] в составе палинокомплекса (заключение Л. Д. Гамулевой) пыльца голосеменных растений (71,5 %) преобладает над спорами папоротникообразных (28,5 %). В составе спор заметную роль играют *Cyathidites coniopteroides* Rom., характерно наличие нижнемеловых спор *Cicatricosisporites australiensis* (Cooks.) Pot., *C. dorogensis* R. Pot. et Gell., *C. tersa* (К.-М.) Bolch. В пыльцевой части преобладает пыльца хвойных *Picea* sp., *Pinus* sp., *Cedrus* sp.

На территории смежного с востока листа S-48 в свите установлены спорово-пыльцевые комплексы позднего апта–раннего альба (преобладают Polyropodiaceae, Gleicheniaceae, Pinaceae, Taxodiaceae). Этот же возраст устанавливается в западной части ЕХРП по комплексу песчаных фораминифер с *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss., *H. angustocularis* Bulat., *Miliammina manitobensis* Wichenden, *M. spronlei* Nauss., *Ammodaculites fragmentarius* Cushman (ранний–средний альб) и растительным остаткам *Pityophyllum nordenskioldi* (Heer) Nath., *Sphenopteris* cf. *setacea* Pryn., *Sph. goeppertii* Dunk. [115, 228]. В целом яковлевская свита относится к среднему апту–низам среднего альба [266ф].

Мощность свиты по разрезам скважин составляет 380–454 м.

Суммарная мощность отложений малохетской и яковлевской свит на Пясинской геологической площади оценена в 485–590 м, к северному борту ЕХРП она сокращается до первых десятков метров.

Долганская свита ( $K_{1-2dl}$ ) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в скв. 117-К Долганской площади [9]. На рассматриваемой территории она согласно залегает на яковлевской свите и перекрывается с разрывом четвертичными отложениями. Кроме того, она вскрыта скважинами на Логатской и Кубалахской площадях [285ф]. Свита сложена преимущественно зелеными полимиктовыми песками с резко подчиненными прослоями глин и глинистых алевроитов, приуроченных главным образом к верхам свиты. Характерны прослои конкреций сидерита, песчаников, включения обломков обугленной древесины, детрита, ретинита, галек базальтов, кварца, кремней, халцедона.

Альб-сеноманский возраст свиты (по данным [266ф]) – верхи среднего альба–средний сеноман) установлен на сопредельных территориях по спорово-пыльцевым комплексам [114, 266ф].

Мощность долганской свиты в разрезах Логатской и Кубалахских параметрических скважин составляет 270–305 м, на своде Балахнинского вала она не превышает 40 м.

Дорожковская свита ( $K_2dr$ ) выделена А. А. Булыниковой и др. и названа по оз. Дорожка (бассейн р. Турухан). Свита фиксируется в скважинах в пределах Кубалахского поднятия, предполагается в разрезе скв. Лгт-361 и на поверхности под чехлом четвертичных образований. Свита состоит из глин и алевроитов с редкими прослоями песков и песчаников. Отложения свиты сформированы в условиях мелководного шельфа.

Возраст свиты обоснован в западной части ЕХРП по находкам двустворок, фораминифер, по обедненным палинокомплексам и принят большинством

авторов как ранний турон. В работе [266ф] приводится более широкий возрастной диапазон – верхний сеноман–низы среднего турона. Мощность свиты оценивается в 70–105 м.

Насоновская свита ( $K_2ns$ ) выделена Г. Н. Карцевой в 1971 г. [114] в низовьях р. Енисей, стратотипическая местность – район пос. Насоновск. На площади листа S-47 свита вскрыта скв. Лгт-361 и на Кубалахском поднятии. Насоновская свита согласно залегает на дорожковской и представлена серыми и зеленовато-серыми, часто глауконитовыми алевролитами с прослоями глин, песков, песчаников и фосфоритов. По всему разрезу встречаются конкреции сидерита, рассеянная вкрапленность пирита, зерна глауконита, разнообразная фауна фораминифер, пеллеципод. Пески нередко обогащены глауконитом. Песчаники и алевролиты имеют глинистый, карбонатный или фосфатно-глауконит-карбонатный цемент.

Возраст свиты в стратотипической местности на основании находок моллюсков, фораминифер, а также спорово-пыльцевых комплексов определен как позднетуронский–сантонский. Мощность свиты в скв. Лгт-361 – 360 м, на Кубалахском поднятии она составляет 530–600 м.

Салпадаяхская и танамская свиты объединенные ( $K_2sl+tn$ ) выполняют верхнюю часть разреза Турку-Логатского прогиба, показаны на карте и разрезе объединенными в силу их небольших мощностей и недостаточных данных о площадном распространении.

*Салпадаяхская свита* выявлена в скважинах Лгт-361, ВКбл-357, ЗКбл-359 [285ф]. Стратотип свиты находится на р. Солпадаяха–притоке р. Енисей в нижнем его течении. Она залегает согласно на насоновской свите, сложена преимущественно глинами с прослоями алевритов. В сторону Кубалахского поднятия происходит замещение глинистых разностей пород алевритовыми. Возраст свиты, на основании находок аммонитов, кампанский. Мощность ее меняется от 80 до 114 м.

*Танамская свита* выделена коллективом авторов в 1969 г. и названа по р. Танама, правому притоку р. Енисей в нижнем его течении. Стратотип свиты установлен в Большехетской скважине 14-БХ. Залегает на салпадаяхской свите согласно, кровля размыта. На Пясинской геологической площади она вскрыта теми же скважинами, что и салпадаяхская свита, и состоит из песков и алевритов с прослоями глин. Маастрихтский возраст свиты установлен по находкам аммонитов, пеллеципод и спорово-пыльцевому комплексу в стратотипической местности. Мощность танамской свиты в скважинах – от 108 м (ЗКбл-359) до 307 м (Лгт-361), а мощность объединенных отложений составляет 188–421 м.

### **Рассохинско-Балахнинская геологическая площадь**

Стратиграфическое расчленение юрских пород на данной площади несколько отличается от такового на Пясинской геологической площади. Нижнеюрские отложения Балахнинского мегавала характеризуются преимущественно глинистым составом пород и объединены в *балахнинскую свиту* [116], которая является стратиграфическим аналогом зимней, левинской и джангодской (шараповской, китербютской и надояхской) свит. Мощность ее

на Балахнинском поднятии достигает 2364 м. Она перекрывается отложениями лайдинской и вымской свит, их строение аналогично Пясинской площади.

Некоторыми авторами [52, 264ф] в верхней части среднеюрской толщи на Балахнинском поднятии вместо малышевской и леонтьевской свит в стратиграфических разбивках скважин выделяется *урюнгтумусская свита* глинисто-алевритового состава, выделенная Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной и др. в 1974 г. на востоке ЕХРП и являющаяся возрастным аналогом упомянутых выше свит (на разрезе эта свита не показана). Келловейские осадки в сводовой части Балахнинского поднятия размыты, а на его юго-восточном и северо-западном погружении глинистые отложения келловейского возраста совместно с однотипными породами верхней юры и низов берриаса отнесены к гольчихинской свите, охарактеризованной выше. Она выклинивается к своду поднятия, так же как и нижнехетская, суходудинская и малохетская свиты нижней части нижнемелового разреза.

Балахнинская свита (J<sub>1</sub>bl) – только на разрезе. Свита выделена Г. Н. Карцевой и др. на Балахнинской площади, где вскрыт ее полный стратотипический разрез [116]. На рассматриваемой территории балахнинская свита полностью пересечена скв. Блх-3 и частично – в скважинах Блх-1, 2, 4. Она с незначительным стратиграфическим и угловым несогласием залегает на терригенных породах среднего–верхнего триаса. Свита сложена осадками мелководного шельфа и представлена переслаивающимися между собой темно-серыми аргиллитами и серыми алевролитами с редкими прослоями зеленоватых песчаников и гравелитов, а также пропластками углей.

В разрезе скв. Блх-3, по данным Л. Л. Кузнецова [263ф], выделяются две части. Нижняя часть (до 1250 м) сложена тонким чередованием аргиллитов, преобладающих в разрезе, и алевролитов с редкими прослоями песчаников, в которых встречаются рассеянные угловатые гальки кремней. В алевролитах отмечаются карбонатизированные разности, в аргиллитах – зеркала скольжения. Слоистость пород тонкая горизонтальная и линзовидная, на плоскостях напластования присутствует растительный детрит. В верхней части, представленной чередованием алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников, доминируют алевритистые разности пород. Для верхней части разреза характерна, наряду с тонкой горизонтальной, волнисто-линзовидная и косая слоистости, флюидальная текстура.

В стратотипическом разрезе породы свиты содержат белемниты, остракоды, фораминиферы, двусторки, комплексы спор и пыльцы, определяющие ее возраст как геттангский–тоарский [264ф]. Из отложений балахнинской свиты в разрезе скв. Владимирская-21, расположенной вблизи восточной рамки листа S-47, выделены спорово-пыльцевые комплексы *Paleopicea* sp., *Protopicea* sp., *Pseudopodocarpus protolongata* К.-М., *Protopodocarpus ellipticus* К.-М., *Lophotriletes anagrammensis* К.-М., *Ginkgoaceae* и др., которые указывают на геттангский–плинскихский(?) ярусы [7]. В верхней части свиты выделены комплексы фораминифер с *Saccamina inanis*, *Ammodiscus glumaceus*, *Verneuilinoides syndascoensis*, что расширяет возрастную интервал ее формирования до позднего тоара. Мощность свиты в стратотипе – 1819 м, а с учетом данных по скважинам Блх-1, 2, нарастающих разрез, – до 2364 м [285ф].

Лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты объединенные ( $J_2ld \div ml$ ) – только на разрезе. Их вещественный состав близок к таковому на Пясинской площади, в нижней части разреза (*лайдинская и вымская свиты*) в северном направлении отмечается преобладание более глинистых разностей пород.

В ГК-1000 второго поколения [52] и Л. Л. Кузнецовым [264ф] вместо леонтьевской и малышевской свит описывается *урюнгтумусская свита*, являющаяся их стратиграфическим аналогом. Свита выделена М. К. Калинко в 1959 г. на п-ове Урюнг-Тумус, была прослежена Г. Н. Карцевой в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, а В. Н. Сакс и др. предложили за ее стратотип принять разрез на западном берегу Анабарской губы. Выделение данной свиты в разрезах Балахнинского вала поддерживается не всеми исследователями, тем не менее, приводим ее краткую характеристику (по Л. Л. Кузнецову, 2001). Нижняя граница свиты проводится по появлению в разрезе преимущественно глинистых пород. Урюнгтумусская свита включает две подсвиты. Нижняя подсвита сложена аргиллитами и неоднородными глинисто-алевритовыми породами, окрашенными в буровато-серые и серые тона. Для алевритовых разностей характерна штриховая текстура. Верхняя подсвита представлена в основном песчанистыми алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов, песков и песчаников. По всему разрезу урюнгтумусской свиты отмечены линзовидные прослои глинистых и сидеритизированных известняков, известковистых алевролитов, многочисленные изолированные карбонатные конкреции различной формы и размеров, стяжения пирита, звездчатые включения бурого кальцита. Данные о мощности противоречивы и варьируют от 1240 м [52] до 1400 м [264ф].

Суммарная мощность объединенных лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской свит максимальна в пределах Балахнинского мегавала и составляет 1000–1200 м.

Вышележащие отложения средней юры–нижнего мела (гольчихинская свита), так же как и свиты нижнего и верхнего мела (*нижнехетская, суходундинская, малохетская, яковлевская, долганская, дорожковская, насоновская, салпадаяхская, танамская свиты*), вскрываются скважинами на Кубалахском поднятии и выклиниваются (размыты) к своду Балахнинского поднятия. По составу они сходны с таковыми на Пясинской геологической площади, описаны выше, включая вариации их мощностей в пределах Балахнинского мегавала, включающего Кубалахское и Балахнинское поднятия и разделяющий их Таридский прогиб.

### ***Хетско-Анабарский геологический район***

В пределах данного геологического района для юго-восточной части листа S-47 в Легенде-1000/3 ранее выделялась одна, Хетская, геологическая площадь. Эта площадь целиком охватывала как Жданихинский мегапрогиб с наиболее мощным (более 8000 м по данным сейсмопрофилирования) разрезом юрских и меловых отложений, так и прибортовые его части с суммарной мощностью юрско-меловых образований от десятков метров до 1,2–1,5 км.

Поскольку территория полностью закрыта четвертичными отложениями, характеристика пород и их стратиграфическая разбивка на свиты базировалась на данных единственной параметрической скважины – Массоновской 363 (Мсс-363), пробуренной в осевой части прогиба. Скважина достигла глубины 4350 м, вскрыта верхняя часть гольчихинской свиты неполной мощностью 560 м. Нижележащие отложения реконструированы по сейсмическим данным на основании прослеживания отражающих поверхностей с северо-запада из района Балахнинского поднятия [285ф]. Поэтому для ниже-среднеюрских отложений рассматриваемой площади принимается стратиграфическая схема, установленная для Усть-Енисейского района. Для верхнеюрских и нижнемеловых осадков, вскрытых скв. Мсс-363, принимается расчленение на свиты в редакции большинства исследователей [264ф, 285ф], при котором в разрезе выше гольчихинской свиты выделяются нижнехетская, суходудинская, малохетская и яковлевская свиты. При этом первые две из перечисленных свит в осевой части мегапрогиба имеют аномально повышенные мощности, будучи сформированными в условиях глубоководного шельфа [264ф], а две вторые имеют континентальный генезис (фации прибрежных аллювиальных и дельтовых равнин, озерно-болотных котловин). Для перечисленной выше части разреза, выполняющей осевую часть Жданихинского мегапрогиба, из Хетской площади вычленена новая, Жданихинская геологическая площадь. В юго-восточной же, прибортовой, части мегапрогиба используются подразделения прибрежно-морского генезиса (точинская, сиговская, букатыйская и др.), сокращенной мощности. Разрезы их детально изучены на р. Хета в южной части прогиба и в восточной части ЕХРП за пределами границ листа. Этот ряд стратонов будет описан ниже, в разд. «Хетская геологическая площадь».

### **Жданихинская геологическая площадь**

Балахнинская свита ( $J_1bl$ ) – только на разрезе. Характеристика принимается аналогичной Рассохинско-Балахнинской площади. Мощность, с учетом сейсмических данных – не менее 1820–2364 м.

Лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты объединенные ( $J_2ld+ml$ ) – только на разрезе. Характеристика пород приведена выше, на Пясинской и Рассохинско-Балахнинской площадях. Мощность – не менее 1400 м.

Гольчихинская свита ( $J_2-K_1gl$ ) – только на разрезе. Предполагается на юго-восточном склоне Балахнинского мегавала, в своде которого она размыта. Верхняя часть свиты вскрыта скв. Мсс-363 в инт. 3790–4350 м, неполная мощность ее оценена в 560 м.

Нижнехетская и суходудинская свиты объединенные ( $K_1nh+sd$ ) на поверхность не выходят и представлены только в разрезе.

*Нижнехетская свита* охарактеризована в скв. Мсс-363 в интервале глубин 2432–3790 м. По литологическим признакам свита разделяется на четыре толщи [285ф].

В основании первой толщи залегает пачка мощностью около 30 м, сложенная песчаниками, переходящими вверх по разрезу в алевролиты и глинистые алевролиты. Выше разрез представлен чередованием пачек (25–70 м), сложенных аргиллитами, с пачками (60–70 м), сложенными преимущественно глинистыми и карбонатными алевролитами. Мощность первой толщи – 409 м. Вторая толща сложена аргиллитами с прослоями алевролитов, ее мощность – 314 м. Третья толща представлена алевролитами с прослоями известковистых алевролитов и тонкими прослоями известняков, ее мощность – 266 м. Четвертая толща состоит из чередующихся пачек глинистого и глинисто-алевролитового состава. В верхней части разреза наблюдаются два прослоя песчаников мощностью 4 и 8 м. Мощность четвертой толщи – 368 м. Общая мощность нижнехетской свиты в скв. Мсс-363 составляет 1358 м.

В породах свиты определены фораминиферы *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatl.), *S. cinucus* Balin. и двустворки *Buchia* cf. *crassicolis* (Keys.), указывающие на валанжинский возраст. Форм, характерных для берриаса, не обнаружено. Однако в западной части ЕХРП возрастные границы свиты определяются в диапазоне нижнего берриаса–нижнего валанжина [264ф].

*Суходудинская свита* в разрезе скв. Мсс-363 залегает согласно на нижнехетской в интервале глубин 1846–2432 м и разделяется на три части.

Нижняя часть (150 м) представлена ритмичным чередованием пачек песчаников мощностью 2–15 м с пачками алевроито-глинистых пород (мощность 2–10 м). Средняя часть разреза (304 м) образована неравномерным чередованием мощных (20–40 м) пачек песчаников с пачками глинисто-алевролитовых пород мощностью 2–15 м. Верхняя часть (132 м) сложена преимущественно алевроито-глинистыми породами с редкими маломощными прослоями (1–2 м) каменных углей и песчаников. Поздневаланжинский–раннеготеривский возраст свиты обоснован пылью и фораминиферами [114, 1974]. Мощность свиты в разрезе скважины составляет 586 м.

Малохетская и яковлевская свиты объединенные (*K<sub>mh</sub>+jak*).

*Малохетская свита* согласно залегает на подстилающих отложениях. В разрезе скв. Мсс-363 (инт. 1528–1846 м) свита сложена песчаниками с прослоями глинистых пород. Песчаники слагают пачки толщиной 10–60 м, а глинистые породы образуют прослой и пачки толщиной от 2 до 20 м. Позднеготеривский–раннеаптский возраст свиты аналогичен таковому на Пясинской площади. Мощность свиты – 318 м.

*Яковлевская свита* в скв. Мсс-363 (инт. 1180–1528 м) согласно залегает на малохетской. Разрез представлен чередующимися пачками алевроито-песчаных и алевроито-глинистых пород с преобладанием последних. Характерной особенностью отложений является наличие прослоев углей различной мощности. В свите определены растительные остатки *Podozamites* sp., *Sphagnum* sp., *Selaginella* sp., *Coniopteris* sp., указывающие на раннемеловой возраст пород. По данным из смежных площадей, свита относится к среднему апту–среднему альбу нижнего мела. Мощность свиты – 348 м. Суммарная мощность объединенных свит – до 670 м.

Нижне-верхнемеловая часть разреза представлена бегичевской, ледяной, хетской, мутинской и крестыюрхской свитами. Она фрагментарно вскрывается в современных эрозионных врезях, в основном юго-восточнее границы

листа, а также зафиксирована в скв. Мсс-363. Их стратиграфическая последовательность и состав идентичны на Жданихинской и Хетской геологических площадях.

Бегичевская свита ( $K_{1-2bg}$ ) выделена М. К. Калинин и Т. М. Емельянцевым в 1955 г. и названа по о. Бол. Бегичев [109]. Гипостратотип свиты, предложенный В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной, находится в разрезе на р. Хатанга (район Жданихи) и в скв. 4 у села Хатанга [189]. Выходы свиты на поверхность известны на смежном с востока листе S-48 на западном побережье Хатангского залива, по левым притокам р. Хатанга и р. Мал. Балахня. На площади листа S-47 выходы свиты под четвертичными отложениями предполагаются в юго-восточной его части. Свита залегает согласно или с частичным размывом на огневской свите.

Бегичевская свита повсеместно сложена полимиктовыми песками с редкими прослоями алевритов и глин, часто плохо сортированными, с линзами и пластами гравия, галек, угля, с обломками обугленной или сидеритизированной древесины, изредка с включениями янтаря. Характерна крупная косая и горизонтальная слоистость [182].

Альб-сеноманский возраст свиты определен по остаткам наземных растений и спорово-пыльцевым комплексам с пылью покрытосеменных. Свита в целом по составу пород и органическим остаткам сопоставляется с долганской свитой Усть-Енисейского района [189].

Полная мощность свиты, по косвенным данным, оценивается величиной не менее 180 м, а в мульде Жданихинского мегапрогиба – не менее 300 м.

Ледяная свита ( $K_2ld$ ) выделена В. Н. Саксом в 1959 г. на р. Хета и ее правом притоке р. Ледяная [189], где находится ее стратотип. На территории листа S-47 развита в осевой части Жданихинского мегапрогиба в юго-восточной части листа под чехлом четвертичных отложений. На смежной с юга площади залегает на бегичевской свите со стратиграфическим несогласием и согласно перекрывается хетской свитой. Сложена темно-серыми глинистыми алевритами, которые переслаиваются с песками, участками глинистыми. Встречаются прослои темноокрашенных глин, а также конкреции песчаников и алевритов разнообразной формы и размеров, к которым приурочены обломки обугленной и минерализованной древесины и отпечатки растений. В верхней части свиты встречаются прослои конгломератов, окаыши глин гравийной размерности. Эти признаки свидетельствуют о локальных перерывах и размывах во время накопления свиты.

Свита содержит растительные остатки *Anozamites* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia* sp., *Platanus* sp., *Trochodendroides* aff. *richardsonii* (Heer) Krysh. и др.; фораминиферы *Saccamina* ex gr. *sphaerica* M. Sars, *Eponides concinnus* Brodz., которые указывают только на поздне меловой возраст пород. Однако аналогичный палинокомплекс установлен в фаунистически обоснованных турон-коньякских отложениях (дорожковская и нижняя часть нассоновской свит) Усть-Енисейского района, что позволяет отнести ледяную свиту к тому же возрастному диапазону [189]. Мощность свиты – не менее 200 м.

Хетская свита ( $K_2ht$ ) выделена В. Н. Саксом в 1957 г. и названа по р. Хета, левому притоку р. Хатанга [215]. Залегает согласно на ледяной свите

в осевой части Жданихинского мегапрогиба и перекрывается лишь четвертичными осадками. Свита сложена серыми глинистыми алевритами и светло-серыми, желтовато-серыми песками, иногда глинистыми. Отмечается тонкая горизонтальная слоистость типа ленточной за счет переслаивания алевритов и песков или углистого материала, который присутствует по всему разрезу. Наблюдаются прослои углей до 0,7 м, к которым приурочены выделения желтого и красного янтаря. Часто встречаются остатки обугленной корневой системы мелких растений [189].

В нижней части свиты отмечены редкие отпечатки растений *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Menispermities* sp. и др. сенонского типа. Палинокомплекс с максимальным содержанием *Facutiana hirsute* Samoil. является промежуточным между турон-коньякским и сантонским комплексами Усть-Енисейского района, что позволяет с некоторой условностью определять диапазон возраста хетской свиты как позднеконьякский–раннесантонский. Мощность свиты составляет не менее 90 м.

Мутинская свита ( $K_2mt$ ) выделена в 1978 г. В. Н. Саксом и С. А. Чирвой на р. Хета близ фактории Мутино [190] в объеме верхнего сантона–кампа. Юго-восточнее границы листа S-47, на р. Маймеча, мутинская свита перекрывает хетскую с четким эрозионным контактом, а южнее, на р. Бол. Романиха, они связаны постепенным переходом.

В стратотипическом разрезе мутинская свита представлена глинистыми алевритами, глинами темно-серого, грязно-серого и шоколадного цвета, с прослоями алевритов и песков мелкозернистых глинистых желтовато-серых мощностью 1–6 м. Участками наблюдается тонкое чередование ленточного типа или линзовидное переслаивание всех литологических разностей. Встречаются гнезда обугленной органики. С крупными конкрециями сидерита и сидеритизированного алевролита связаны обломки обугленной древесины, отпечатки растений, раковины двустворчатых моллюсков.

К нижним слоям мутинской свиты приурочены верхнесантонские иноцерамы, указывающие на зону *Inoceramus patootensis*. Немногочисленные фораминиферы, связанные с нижней частью разреза, не имеют стратиграфического значения и являются показателем условий седиментации. В этом же интервале установлены отпечатки растений, характерные для сенона: *Sequoia obovata* Khowet., *S. rigida* Heer, *Pseudoprotophyllum dentatum* Holl и др. Спорово-пыльцевые спектры, различающиеся наличием и отсутствием микрофитопланктона, чередуются в разрезе, а в целом позволяют коррелировать вмещающие отложения с фаунистически подтвержденными осадками верхнего сантона–кампа Усть-Енисейского района (салпадаяхская и часть насоновской свиты) [190]. Мощность свиты, по геологическим данным, – 60 м.

Кресты-Юряхская свита ( $K_2kr$ ) выделена в 1978 г. В. Н. Саксом и С. А. Чирвой, названа по р. Кресты-Юрях, притоку р. Хета [190]. Предполагается ее распространение в юго-восточной оконечности листа под чехлом четвертичных отложений. Граница с подстилающей мутинской свитой согласная, контакт четкий, ровный, без видимых следов размыва и проводится по резкой смене литологического состава. Свита сложена песками светло-серыми и темно-серыми, плохо отсортированными, с включениями гравия. Участками пески переслаиваются с темно-серыми глинистыми алевритами, за

счет чего создается горизонтальная слоистость, иногда ленточного типа. В песках наблюдается косая, прерывистая и полого-волнистая слоистость, подчеркнутая тонкими прослоями мелкой обугленной органики или естественного шлиха.

Крестыюряхская свита содержит спорово-пыльцевые спектры, которые в нижней части разреза близки к установленным в мутинской свите. Вышележащая часть, по палинологическим данным, сопоставляется с танамской свитой Усть-Енисейского района, которая на основании двустворок относится к маастрихту. Для крестыюряхской свиты возраст определен маастрихтом [128]. Мощность свиты – около 20 м.

Ледяная, хетская, мутинская, крестыюряхская свиты ( $K_2ld-kr$ ) в разрезе показаны объединенными из-за незначительной мощности каждой из них. Суммарная мощность перечисленных свит, исходя из данных в стратотипических местностях, составляет 370 м. Однако в осевой части Жданихинского мегапрогиба, судя по разрезу скв. Мсс-363, где верхнемеловые отложения не расчленены на свиты [264ф, 285ф], мощность объединенных свит может достигать 750–800 м.

### Хетская геологическая площадь

Нижне-среднеюрская часть разреза данной площади (балахнинская, лайдинская, вымская, леонтьевская, малышевская свиты) реконструируется по сейсмогеологическим данным [285ф], показана только на геологическом разрезе. Предполагается, что перечисленные свиты выклиниваются в юго-восточном направлении к бортовым частям Жданихинского мегапрогиба.

Точинская и сиговская свита объединенные ( $J_2-3t^c+sg$ ) – только на разрезе. Стратотипы обеих свит установлены на Малохетском валу в западной части Енисей-Хатангского прогиба [9].

*Точинская свита* является выдержанным маркирующим горизонтом по всему прогибу [115]. Свита на смежной с востока территории вскрыта скважинами, на Восточном Таймыре известны наиболее полные (мощностью до 120 м) разрезы свиты (листы S-48, S-49), где ее нижняя граница определяется очень четко по смене светлых алевролитов подстилающей урюнгтумусской свиты темноцветными.

Разрез точинской свиты представлен в основном глинистыми алевролитами с прослоями аргиллитов, глин и в меньшей степени песчаников. По всему разрезу распространены карбонатные конкреции, желваки, лепешки, зерна пирита, линзы сидерита, розетки бурого кальцита и многочисленные органические остатки – аммониты, белемниты, двустворки, фораминиферы. По комплексу фораминифер с *Kutsevelia memorabilis* свита отвечает келловею. Мощность свиты варьирует от 16 до 120 м в восточных районах ЕХРП, а западнее, в Джангодских скважинах, она достигает 200 м.

*Сиговская свита* согласно залегает на точинской. На территории смежного листа S-48 она описана лишь в разрезе скважин участка Сындаско (лист S-48), а в восточной части ЕХРП выходит на поверхность на берегах Анабарской губы и на о. Бол. Бегичев (лист S-49). Свита отличается песчано-

алевритовым, реже глинисто-алевритовым составом и широким развитием глауконит-лептохлоритовых пород. Среди алевролитов наблюдаются конкреции и линзовидные прослои глинистых известняков и многочисленные стяжения пирита. По комплексу фораминифер *Trochammina oxfordiana*, а также другим фаунистическим остаткам возраст свиты определяется в интервале от позднего келловоя до начала позднего кимериджа [209].

Мощность свиты – от первых метров до 50–60 м, а суммарная мощность объединенных отложений меняется от 26 до 260 м. Точинская и сиговская свиты, совместно с нижней частью букатыйской свиты, сопоставляются с голячихинской свитой Жданихинской площади.

Букатыйская свита ( $J_3-K_1bk$ ) – только на разрезе. Она выделена А. В. Гольбертом и др. и названа по руч. Букатый, левому притоку р. Хета [43]. Составной стратотип находится в среднем течении р. Хета. Свита залегает несогласно на сиговской свите и согласно перекрывается бояркинской свитой [179]. Нижняя граница свиты нечеткая и соответствует поверхности размыва между средне- и верхневолжскими отложениями; верхняя – резкая, местами подчеркивается поверхностью размыва [114].

Свита сложена глинами и алевритами зеленовато-серого цвета с прослоями песков, песчаников. Кроме того, она включает крупные карбонатные конкреции, образующие выдержанные горизонты. В стратотипической местности свита охарактеризована аммонитами, фораминиферами, остракодами, двустворчатыми моллюсками, белемнитами, на основании которых она отнесена к верхневолжскому подъярису – берриасскому ярусу. Мощность свиты в стратотипическом районе – 150 м.

Бояркинская свита ( $K_1br$ ) – только на разрезе. Выделена А. В. Гольбертом и др. в 1978 г. и названа по р. Боярка [43], где описан ее стратотип. Свита распространена на южном борту ЕХРП, в бассейне рек Хета и Боярка за пределами листа [187]. Залегает она согласно на подстилающих отложениях, сложена светло-серыми, зеленовато-серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми песками и алевритами с редкими прослоями глин. На нескольких уровнях встречаются горизонты лепешковидных или караваеобразных конкреций известковистых алевролитов и песчаников с двустворками.

Возраст свиты – валанжин (возможно, самые верхи берриаса) – низы готерива [179]. По стратиграфическому объему она соответствует харабыльской и балагачанской свитам Анабарской геологической площади [128]. Мощность свиты в стратотипическом районе – 110 м.

Тигянская, сангасалинская, рассохинская и огневская свиты объединенные ( $K_1tg+og$ ) изображены только на разрезе. Они показаны объединенными из-за их малых мощностей.

*Тигянская свита* выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г. и названа по р. Тигян-Юрэх, впадающей в Хатангский залив моря Лаптевых [88, 122]. Стратотипическая местность – бассейн нижнего течения р. Хатанга и о. Бегичев. За пределами площади листа она залегает на размывтой поверхности балагачанской свиты и согласно перекрывается сангасалинской свитой.

Тигянская свита сложена прибрежно-континентальными серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми песками и песчаниками, алевритами и глинами

с маломощными прослоями угля и с обильным детритом. Первоначально свита датировалась валанжином [110]. В дальнейшем, в связи с выделением балагачанской свиты, возраст тигянской свиты принимается как поздний готерив–баррем, что подтверждается палинологическими данными. Мощность свиты в стратотипической местности – около 200 м.

*Сангасалинская свита* выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г. и названа по р. Санга-Сала, левому притоку р. Тигян-Юрэх [88, 122]. Первоначально она выделялась как горизонт, позже Л. Т. Семененко в 1954 г. переведена в ранг свиты.

Сангасалинская свита согласно перекрывает тигяную. Ее характерной чертой является преимущественно глинистый состав и наличие пластов угля рабочей мощности. Она представлена глинами, глинистыми алевритами и, в меньшей степени, песками с пластами угля мощностью до 3–5 м. В разрезе выделяются две-три угольно-глинистые пачки, разделенные слоями зелено-вато-серых песков. Мощность пачек изменяется от 3 до 17–20 м. Пласты угля, связанные с глинистыми пачками, обычно не выдержаны по мощности даже на небольшом расстоянии.

На основании палинологических комплексов и положения в разрезе свита относится к раннему–среднему апту [110, 112]. Мощность свиты оценивается в 25–60 м.

*Рассохинская свита* выделена Т. П. Кочетковым в 1954 г. и названа по р. Рассоха, левому притоку р. Тигян [122]. Распространена на поверхности гораздо восточнее границ листа, где обнажается по р. Хатанга, ее правым и левым притокам, вдоль восточного побережья Хатангского залива. Залегает согласно на сангасалинской свите и согласно перекрывается огневской свитой. Сложена полимиктовыми песками с включениями гравия и гальки, с прослоями глин и алевритов, конкрециями и пластами известковистых песчаников и сидерита. Иногда встречаются обломки обугленной древесины и угольная крошка, а также редкие, на разных уровнях, пропластки угля (до 0,04 м) На основании спорово-пыльцевых комплексов свита условно отнесена к апту [110, 187]. Мощность свиты – 125–220 м.

*Огневская свита* выделена П. Д. Литвиновым и П. С. Пуком в 1952 г. в ранге горизонта [215]. В 1954 г. Л. Т. Семененко перевела его в ранг свиты. Названа по р. Огневка, впадающей в Хатангский залив.

Стратотипическая местность – бассейн р. Хатанга, где она фрагментарно обнажена в береговых обрывах рек. Залегает согласно на рассохинской свите и согласно (местами с размывом) перекрывается бегичевской свитой. Свита имеет ритмичное строение и состоит из двух-трех угленосных преимущественно глинистых пачек (мощностью 5–20 м) и одной-двух песчаных (мощностью 7–90 м). Характерным признаком свиты являются многочисленные прослои бурого угля. Пласты угля, приуроченные к глинистым пачкам, имеют мощность от 0,3 до 5 м, но не выдержаны по простиранию. Часто встречается минерализованная древесина.

Свита содержит растительные остатки *Sciadopytis* aff. *sibirica* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia* sp., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) и спорово-пыльцевой комплекс, на основании которого она относится к альбу. По положению в разрезе огневская свита сопоставляется с верх-

ней частью яковлевской и нижней частью долганской свиты Усть-Енисейского района [179].

Мощность свиты – 80–180 м, а общая мощность объединенных образований составляет 430–660 м.

Вышележащая часть ниже-верхнемелового разреза, представленная *бегичевской, ледяной, хетской, мутинской и крестыюряхской свитами*, описана в разд. «Жданихинская геологическая площадь».

## ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### Палеоген-неогеновые образования

Раннекайнозойские (палеоген-неогеновые) образования на территории листа известны только в его северной части, в пределах Шренковской, Траутфеттерской и Фоминской впадин Таймыро-Североземельского геологического района. В Енисей-Хатангском региональном прогибе эти отложения достоверно не зафиксированы.

### *Таймыро-Североземельский геологический район*

#### Таймырская геологическая площадь

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Каменский горизонт (Р km) выделен Г. В. Шнейдером на п-ове Челюскин и назван по р. Каменка, впадающей в Карское море в 85 км юго-западнее мыса Челюскина [275ф, 231]. Естественные выходы каменского горизонта фиксировались ранее в нижнем течении р. Шренк на участке между устьями р. Привальная и руч. Пустой, при тематических исследованиях эти образования картировались как «рыжая толща» и относились к нижнему плиоцену [245ф]. При проведении ГСР-200 единичные выходы каменского горизонта отмечены вблизи слияния рек Шренк и Мамонта, в низовьях р. Встречи, в бассейнах рек Буйная и Красивая [305ф], вскрыты единичной скв. Ш-226 в устье р. Гравийная [279ф].

Каменский горизонт с разрывом залегает на шренковской или траутфеттерской свитах и состоит из обохренных галечников, гравийников, песков, реже валунников. Нередко породы слабо сцементированы и образуют в долинах рек субвертикальные уступы.

На левом борту р. Шренк в 4,4 км выше по течению от устья р. Мамонта от уреза воды обнажаются галечники с валунами полимиктовые рыжего цвета, заполнитель гравийно-песчаный с незначительной примесью обохренного алеврито-глинистого материала [305ф]. Отмечаются линзовидные прослойки гравийников и песков грубозернистых мощностью 0,3–0,7 м. Местами фиксируется косая и горизонтальная слоистость, подчеркнутая изменением состава и окраски пород. Мощность пород – 5,5 м. На участке нижнего течения р. Шренк, вблизи устья р. Привальная по обоим берегам реки на белесых пес-

ках траутфеттерской свиты залегают обохренные песчано-гравийно-галечные образования, аналогичные описанным выше, подошва их неровная, карманообразная. Практически на всем протяжении галечники содержат знаковые и небольшие весовые количества золота. Мощность каменского горизонта в низовьях р. Шренк – не менее 4 м.

На р. Встречи в 2 км от устья выше уреза воды вскрываются пески кварцево-полевошпатовые среднезернистые белесые и светло-желтые, участками ожелезненные, с линзовидными прослоями (3–5 см) гравия и мелких галек 2–3-го класса окатанности. Мощность отложений – более 1,5 м. Сходные отложения отмечены в правом борту р. Шренк в 2 км ниже устья р. Встречи и в скв. Ш-226.

Валуны и гальки состоят (%) из кварца (40–50), гранитоидов (20–30), доломитов (10–30), сланцев (10–20), встречаются хорошоокатанные обломки сидеритизированной древесины и мезозойских песчаников. Состав тяжелой фракции песков, по данным шлихо-минералогического анализа, характеризуется гранат-ильменитовой ассоциацией. Второстепенными минералами являются пироксены, амфиболы, ставролит и циркон, единично встречаются хромит, лимонит, гематит, турмалин, шпинель, ставролит, анатаз, апатит, пирит, кианит, барит, шеелит. Отмечаются повышенные содержания зерен шлихового золота.

Анализ геологических данных и вещественного состава каменского горизонта на сопредельных территориях позволяет предполагать его континентальный, главным образом аллювиальный генезис. Возраст каменского горизонта определяется предварительно палеогеновым на основании геологических соотношений. Залегает он, как правило, на ниже-верхнемеловых породах, а на п-ове Челюскин – еще и на корях выветривания мелового-палеогенового (предположительно баррем-среднеэоценового) возраста [50], перекрывается на р. Шренк близ устья р. Мамонта миоценовыми образованиями. Мощность каменского горизонта – 4–6 м.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### МИОЦЕН (N<sub>1</sub>)

Миоценовые отложения (N<sub>1</sub>) на дневной поверхности достоверно встречены только в одном пункте – на р. Шренк в 4,4 км выше устья р. Мамонта. Предположительно, они вскрыты в скважинах К-2 и К-3 на левобережье р. Шренк. Миоценовые отложения залегают на траутфеттерской свите нижнего-верхнего мела, каменском горизонте палеогена и представлены песками, гравийниками, галечниками с валунами. В обнажении на р. Шренк выше галечников каменского горизонта залегают (снизу вверх).

1. Пески кварцево-полевошпатовые среднезернистые желтовато-серые, горизонтальнослоистые за счет тонких пропластков чешуек слюды и угольной крошки 1,5 м
2. Гравийники полимиктовые желтовато-серые. Гравийные зерна полуокатаны, реже хорошо окатаны или остроугольны. Заполнителем служат разноезернистые пески с примесью алевроито-глинистого материала ..... 0,2 м

3. Пески кварцево-полевошпатовые среднезернистые темно-буровато-серые линзовиднослоистые .....	1,0 м
4. Гравийники, аналогичные слою 2, с примесью галек хорошей окатанности диаметром 1–3 см. Отмечаются линзовидные прослои песков и галечников мощностью до 0,3 м .....	2,5 м
5. Пески полимиктовые среднезернистые серые с линзочками глин бурого цвета толщиной до 10 см .....	1,0 м
6. Пески слабоглинистые полимиктовые разномзернистые серые и темно-серые, с включением и прослоями гравия и мелких галек .....	3,5 м
7. Пески глинистые полимиктовые мелкозернистые буровато-серые с примесью растительного шлама .....	0,5–0,8 м

Общая мощность разреза – 10,5 м.

В скважинах К-2 и К-3 выше пород траутфеттерской свиты наблюдаются разномзернистые пески с гравием, содержащие прослои гравийников и галечников с валунами. Мощность составляет соответственно 24,5 и 13 м.

Тяжелая фракция песков на р. Шренк характеризуется гранат-ильменитовой ассоциацией с магнетитом, амфиболами, эпидотом, титанитом и цирконом. В скв. К-2 доминируют карбонаты, ильменит и магнетит, второстепенными являются гранат, амфиболы, эпидот, циркон и пирит.

В средней части разреза на р. Шренк установлен комплекс фораминифер [305ф, 294ф]. Ядро комплекса составляют ныне живущие *Elphidium clavatum* Cush., *Protelphidium orbiculare* (Brady), а также *Criboelphidium vulgare* (Volosh.), вымерший на границе миоцена и плиоцена. Специфический вид комплексу придают *Cassidulina laevigata* Orb. var. *carinata* Silv., *Perfectononion obscurus* (Vol.), *P. rimatus* V. Kuzn., *Trifarina kokozuzaensis* Asano. Комплекс включает в себя характерные виды миоцена и раннего плиоцена *Protelphidium ustulatum* (Todd), *Cibicides grossa* Ten Dam et Rhein., *Elphidiella subcarinata* Feil.-Hanss., *E. gorbunovi* (Stschedr.). Впервые на Таймыре встречен вид *Pullenia* aff. *gexacamerata* Pisch., близкий к *P.* aff. *miocenica* (Klein.), зафиксированный в миоцене–раннем плиоцене Прикарпатья, Дальнего Востока, Сахалина и Анадырского залива (заклчение В. Я. Слободина и Н. И. Дружининой). По комплексу фораминифер, а также учитывая, что описываемые отложения перекрываются фаунистически охарактеризованными плиоцен-среднеплейстоценовыми образованиями, они датируются миоценом. Мощность миоцена меняется от 10 до 15 м.

## ПЛИОЦЕН (N<sub>2</sub>)

Плиоценовые образования (N<sub>2</sub>) аллювиального генезиса вскрыты поисковыми скважинами в верховьях рек Страшная и Малиновского, на р. Чукча, руч. Перекатистый и р. Встречи при их выходе в Шренковскую впадину [293ф]. В Траутфеттерской впадине эти образования выделены в скважинах в устье р. Врезанная и в верховьях р. Весенняя [283ф, 55]. Они залегают в основании палеодолин указанных рек на скальных породах и реже на мезозойских (юрско-меловых) образованиях, сложены галечниками с валунами и гравием, заполнителем служат разномзернистые кварцево-полевошпатовые пески либо плотные буровато-серые супеси. Тальвеги палеодолин

рек Чукча и Встречи имеют врез в скальные породы на глубину более 100 м и нередко располагаются ниже уровня моря. Крупнообломочный материал аллювия разного размера, валуны мелкие и средние, диаметром до 0,5 м; гальки плохо- и среднеокатанные, содержание галек и валунов в среднем составляет 20–30 %, иногда достигает 40–50 %. Петрографический состав их соответствует составу скальных пород коренного ложа: гранитоиды, метапесчаники, метавулканиды, доломиты, кварц. Для песчаной фракции характерна плохая сортировка и изменчивый минералогический состав как легкой, так и тяжелой фракции.

Во всех приведенных скважинах аллювий перекрывается «миктитовой пачкой», лежащей в основании разреза плиоцен-среднелепесточеновых образований. Возраст аллювия принят плиоценовым с определенной долей условности по положению в разрезе; возможно, начало его формирования относится еще к позднему миоцену. Мощность аллювиальных отложений колеблется от 2 до 10 м.

Морские плиоценовые образования редко обнажены на дневной поверхности, охарактеризованы главным образом по керну скважин. Они входят в состав мощной плиоцен-среднелепесточеновой толщи, нерасчлененной по возрасту, показаны на карте плиоцен-четвертичных образований и рассматриваются ниже.

## **Неоген-четвертичные образования**

На территории листа отложения данного возраста развиты неравномерно. Среди них выделяются два типа рыхлых образований:

– озерные осадки с наиболее представительными разрезами в унаследованных депрессиях Северо-Сибирской низменности по бортам крупных долин;

– ледниковые и морские отложения, занимающие достаточно значительные площади во врезе долин к северу от гор Бырранга.

Как известно, с 2009 г. новая граница между неогеном и кварталом понижена до уровня 2,58 млн лет. В результате бывший гелазийский ярус неогена вошел в состав квартала (условное название: подраздел «палеоплейстоцен»). Однако достоверных данных по выделению образований этого возраста в регионе еще не зафиксировано. В связи с этим, изменения, связанные с местонахождением новых стратотипов, в стратиграфическую шкалу четвертичных образований на территории листа S-47 не вводились.

Разрез покровных отложений начинается с плиоцена.

### **ПЛИОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ, СРЕДНЕЕ ЗВЕНЬЯ**

Озерные плиоцен-нижнелепесточеновые отложения (I<sub>N2</sub>-I) представлены озерными осадками и фрагментарно встречаются на Северо-Сибирской низменности в бассейне р. Логата (центральная часть Южной равнинной зоны). Данные образования представляют собой песчанистые алевроиты, буровато-серого цвета с тонкой горизонтальной слоистостью

и встречаются в эрозионных окнах склонов долин видимой мощностью первые десятки метров. Перекрыты они верхнеплейстоценовыми морскими или ледниковыми образованиями. По данным анализа спорово-пыльцевых спектров, толща формировалась в континентальных условиях. В древесно-кустарниковой группе доминируют хвойные и широколиственные породы, характерные для лесов бореального облика с незначительной примесью реликтов умереннотеплолюбивой тургайской флоры конца позднего плиоцена—начала плейстоцена. Толща насыщена переотложенными морскими мелпалеогеновыми и миоценовыми диатомеями. В верхней части разреза встречаются диатомеи, характерные для глубоких озер, из которых семь форм относится к числу вымерших к концу плиоцена, а 10 – к живущим от миоцена до наших дней. В нижних 8 м разреза на р. Логата установлена прямая намагнитченность, но с аномальным наклоном  $J_n$ , не характерным для четвертичных отложений высоких широт [52]. Видимая мощность не превышает 10 м.

Гляциомариний и гляциал ( $gm, gN_2-II$ ) выполняют крупные, унаследованные депрессии и котловины Северо-Таймырского и Северного предгорного районов на абс. отм. 100–240 м. Наиболее представительные разрезы наблюдаются по бортам депрессий, занятых долинами крупных рек Шренк и Траутфеттер и, фрагментарно, по долинам их притоков. Они с размывом залегают на подстилающих разновозрастных коренных породах и представляют собой мощную сложнопостроенную толщу чередующихся морских и гляциогенных образований, которая явилась продуктом длительного плиоцен-среднеплейстоценового трансгрессивно-регрессивного цикла, прерываемого эпизодами древних оледенений. Толща сформирована песчано-алевритовыми глинами с большим содержанием гравийно-галечного материала пестрого состава, реже с валунниками. В целом для отложений характерно отсутствие слоистости и высокая степень несортированности материала. В породах нередко встречаются детрит и целые раковины двустворок, что подтверждает их морское происхождение, а наличие микститовых образований говорит об участии ледниковых процессов в формировании осадков. Несмотря на широкое развитие этих отложений, в целом они слабо обнажены, в эрозионных врезках вскрываются лишь фрагменты разрезов, не дающие представления как о строении толщи в целом, так и о генетической принадлежности отдельных ее частей. Толща известна главным образом по разрезам скважин, в которых генетическая диагностика отложений затруднительна. Сложность более детального картографирования этой толщи состоит в следующем. Если в скважинах имеется 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. Поэтому генезис и возраст отложений даются в таком широком диапазоне.

Образования этого возраста широко распространены в долинах рек Шренк и Мамонта и имеют выходы на дневную поверхность в их бортах. Кроме того, они вскрыты и изучены в многочисленных буровых скважинах. Их подошва располагается в пределах абс. отм. 0–60 м (в основном 20–50 м), а кровля – 40–60 м, в отдельных случаях достигая 100 м [279ф].

Наиболее полный и характерный разрез плиоцен-среднеплейстоценовых осадков описан в скв. Ш-313, в интервале глубин 36,0–72,0 м. Здесь выше аргиллитов шренковской свиты залегают.

1. Глины слюдястые алевритистые светло-серые сухие, с углистыми включениями, редким детритом раковин и мелкими ходами илоедов .....	9,0 м
2. Пески полимиктовые глинистые средне-крупнозернистые коричневатые-серые с детритом раковин.....	7,8 м
3. Алевриты глинистые песчаные несортированные серые с гравием и галькой (3–10 %) пестрого состава .....	9,2 м
4. Пески полимиктовые мелко-среднезернистые рыжеватые-серые охристые с детритом раковин (в основании слоя – до 20 %) .....	2,5 м
5. Глины черные жирные вязкие с детритом раковин .....	0,5 м
6. Пески, аналогичные слою 4. В верхнем контакте прослой (0,2 м) глин, аналогичных слою 5 .....	5,0 м
7. Пески полимиктовые рыжеватые-серые, от грубозернистых (внизу) до мелкозернистых (вверху), обохренные с детритом раковин и обломками угля, в основании слоя (0,5 м) содержание детрита раковин возрастает – до 50 % .....	3,0 м

Общая мощность разреза – 37 м. В вышележащей части сводного разреза, охарактеризованного несколькими скважинами в междуречье Мамонта и Шренка, устойчиво выделяется «микститовая» пачка. Нижняя ее часть сложена преимущественно алевритами глинистыми, песчанистыми, с обильным валунно-галечным материалом и прослоями глинистых несортированных песков. Верхняя часть представлена глиной алевритистой слабозапесоченной с меньшим содержанием грубообломочного материала и прослоями слоистых глин. Максимальная мощность этой части разреза – до 40 м.

В целом в бассейне среднего–верхнего течения р. Шренк и ее притоков в строении плиоцен-среднеплейстоценовой толщи принимают участие три крупные пачки: нижняя (12–26 м) – существенно алеврито-глинистая с прослоями песков, средняя (10–16 м) – преимущественно песчано-галечная, и верхняя («микститовая», 5–40 м) – алеврито-глинистая с обильным валунно-галечным материалом.

В северо-восточной части территории листа достаточно полное представление о разрезе описываемых отложений получено в долине р. Малиновского из скв. С-176 и ряда других на этом участке (прил. 6). В генерализированном виде разрез по скважинам состоит из пяти пачек: «микститовой» (I), «галечно-песчаной» (II), «алевроитовой» (III), «ледяной» (IV) и «алевроит-пелитовой» (V) [293ф, 55].

«Микститовая» (ледниковая) пачка (I) встречается во всех скважинах и в целом имеет региональное распространение и представлена переслаивающимися глинами, песками и алевритами мощностью до 20 м.

Пачка II также имеет широкое развитие в палеодепрессии долины р. Малиновского, но характеризуется более прерывистым, линзовидным залеганием. Она представлена переслаивающимися песками и алевритами общей мощностью до 10 м.

Пачка III представлена темно-серыми плотными алевритами, внизу песчанистыми, кверху глинистыми, с редкими включениями гравия и галек и большим количеством раковин моллюсков. Кроме того, алевриты содержат

сотни–первые тысячи экземпляров раковин фораминифер и остракод. Мощность пачки достигает 31 м.

Верхняя часть разреза данных образований встречается только к северу от долины и состоит из двух пачек – пачка IV «ледяная» (мощность около 14 м) и пачка V «алеврит-пелитовая», причем пачка V в большинстве случаев размыта и состоит из тонко-ритмичнопереслаивающихся между собой темно-серых глинистых алевритов и буровато-серых песчанистых алевритов, мощность пачки – 22,5 м.

Определение возраста толщи ледниковых и морских образований базируется в основном на датировках абсолютного возраста проб из керна и находках палеонтологических остатков из пачек.

По данным ГГС-200, на Шренковской площади [279ф], из скважин и естественных обнажений были отобраны пробы на определение абсолютного возраста методом ЭПР (прил. 6). Самый древний возраст ( $545 \pm 48$  тыс. лет) был получен из пробы в средней части толщи в долине р. Узкая (уровень слов 6, 7 скв. Ш-313, приведенной выше). Проба, взятая из подошвы вышележащей микститовой пачки в долине р. Шренк (скв. Ш-107), дала результат  $332 \pm 30$  тыс. лет, а из верхней части разреза толщи в долине р. Мамонта (скв. Ш-204) показала значение  $268,4 \pm 25$  тыс. лет. Поскольку выше этой толщи залегают морские осадки казанцевского горизонта, то верхняя возрастная граница ледниковых микститовых и морских образований принимается как среднее звено неоплейстоцена. В то же время, из нижней части разреза выявлен комплекс фораминифер, содержащий *Cibicides grossus* Ten Dam et Rhein., что указывает на плиоценовый возраст этой части разреза [279ф].

Остатки фораминифер выявлены во всех пачках толщи в долине р. Малиновского. Кроме того, здесь же собраны многочисленные раковины моллюсков и остракод (пачка III). Это позволяет предполагать для большей части толщи морской генезис. В нижней части пачки I выявлен «комплекс с *Cibicides grossus*», в котором, помимо упомянутого вида-индекса, присутствуют вымершие тихоокеанские виды *Criboelphidium vulgare* (Volosh.), *Islandiella limbata* (Cushman), *I. exavata* Cushman, *I. cf. translucens* (Cushman et H.), *Protelphidium ustulatum* (Todd.), а также единичные морские остракоды *Normanicythere ltioderma* (Norman), *Elofsonella concinna* (Jones) и др., выдерживающие опреснение. В пачке II присутствует небогатый комплекс фораминифер, свидетельствующий о неблагоприятных условиях обитания: опреснение, низкие температуры, активная гидродинамическая обстановка. Более молодой и наиболее богатый «комплекс с исландиеллами и кассидулинами», совместно с остракодами и моллюсками, выделен в пачке III. Показательными видами этого комплекса являются бореальные *Islandiella umbonata* (Volosh.), *I. exavata* (Volosh.), *I. limbata* (Cush. et Hug.), аркто-бореальные *Cassidulina teretis* Tarpan и *Islandiella islandica* (Norv.). Приведенные комплексы фораминифер характерны для среднего–верхнего плиоцена, эоплейстоцена и, возможно, нижнего неоплейстоцена [8].

Пачка IV («ледяная») условно отнесена к нижнему, а пачка V («алеврит-пелитовая») – к нижнему–среднему неоплейстоцену. В последней присутствуют фораминиферы «туруханского» комплекса, характеризующие морские отложения тобольского горизонта среднего звена. Тем не менее, некото-

рые интервалы разреза толщи являются палеонтологически немymi и генетически неопределенными и могут интерпретироваться как ледниковые или ледниково-морские образования.

Поскольку в большинстве случаев описанная толща перекрывается верхне-неоплейстоценовыми отложениями, она датируется в диапазоне от плиоцена до среднего неоплейстоцена.

Суммарная мощность плиоцен-среднеоплейстоценовых образований на территории листа составляет около 100 м [279ф].

## **Четвертичные образования**

Легенда Таймырско-Североземельской серии листов ГГК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) к карте КЧО утверждена НРС МПР РФ в 2008 г. [128]. Унифицированная региональная схема четвертичных отложений Средней Сибири и Таймыра утверждена МСК РФ в 2009 г.

Соответствие ступеней стадиям более или менее надежно установлено только для верхнего неоплейстоцена. Все горизонты схемы обоснованы определениями абсолютного возраста и, косвенно, фауной и палинологическими данными. В целом для Средней Сибири установлено шесть ледниковых комплексов отложений, из которых на территории листа нашли свое отражение в рельефе два – сартанский и муруктинский (ермаковский).

Верхнее звено неоплейстоцена представлено четырьмя горизонтами – казанцевским, муруктинским, каргинским и сартанским. Казанцевский горизонт включает в себя преимущественно морские отложения и аллювий на плохо сохранившихся высоких террасовидных площадках. Муруктинский горизонт представлен в основном ледниковыми валунными суглинками. На п-ове Таймыр муруктинское оледенение разделялось на два этапа – 80–90 и 60 тыс. лет назад. Первая, максимальная фаза оледенения характеризовалась далеким проникновением льдов от шельфа с севера полуострова через горы Бырранга на юг Северо-Сибирской низменности. Ледовый щит второго этапа, последовавшего практически за полным отступлением льдов первой фазы с территории континента, занимал прибрежную полосу полуострова, где оставил Северо-Таймырскую зону краевых образований и отложения приледниковых озер. Отступление края муруктинского ледника максимальной первой фазы было прерывистым, вследствие чего сформировались серии краевых гряд, состоящих из множества лопастных моренных структур с озерными котловинами между ними (Северо-Сибирская низменность). После деградации муруктинского оледенения произошла гляциоизостатическая морская трансгрессия каргинского времени. К каргинскому горизонту относятся преимущественно озерно-аллювиальные и частично морские отложения. Последнее в плейстоцене сартанское оледенение имело весьма ограниченные площади развития в горах Бырранга [2].

Наиболее крупными региональными морфоструктурами (МФС) на территории листа являются горы Бырранга и Северо-Сибирская низменность. Расположенные в центре и на севере п-ова Таймыр горные сооружения Бырранга представляют собой систему сближенных горных гряд субширотного про-

стирания со следами ледниковой обработки и тектонически предопределенными сквозными долинами, секущими гряды в субмеридиональном направлении. На горных склонах преобладают парагенезы десерпционных и солифлюкционных образований. Северо-Сибирская низменность наследует крупный, субширотный Енисей-Хатангский прогиб, выполненный мощной толщей мезозойских, а сверху – покровом более молодых, четвертичных отложений, среди которых доминируют ледниковые, водно-ледниковые, морские и аллювиально-озерные образования. Территория листа, согласно схеме морфолитогенетического районирования, расположена в двух зонах: Таймыр-Североземельской и Северо-Сибирской [128].

Для более удобной текстовой привязки картографируемых стратиграфогенетических подразделений и связанных с ними образований автором предлагается использовать более дробное зональное районирование рельефа территории (гл. «Геоморфология») с выделением пяти условных зон: Северо-Таймырская низкогорная, Северная предгорная, Центральная горная, Переходная – относятся к горным сооружениям полуострова, Южная равнинная зона располагается на Северо-Сибирской низменности.

### ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

В составе надгоризонта выделяются отложения казанцевского, муруктинского, каргинского и сартанского горизонтов.

**Казанцевский горизонт** представлен толщей морских осадков.

Морские отложения (mllkz) имеют достаточно широкое развитие в пределах Южной равнинной зоны, где закартированы в эрозионных врезках по бортам крупных долин (иногда внесмально) и, фрагментарно, в Северной предгорной зоне. Здесь они в виде реликтов прослеживаются в верхних частях долин на междуречьях (абс. отм. – около 170 м). Эти образования представлены песками желто-серыми преимущественно тонкозернистыми, алевролитами глинистыми уплотненными буровато-серыми, а также глинами сизовато-серыми. Толща включает разрозненные гальки и валуны, прослой и линзы галечника, угольную крошку, растительный детрит, обломки древесины, комочки смолы, карбонатные конкреции. В породах содержатся раковины более 40 видов морских моллюсков преимущественно бореально-арктических и арктических видов. Отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа, соответствующими климату значительно теплее современного. Данные морские отложения залегают в основном на ледниковых и морских отложениях плиоцен-среднеплейстоценового возраста в северных зонах [279ф]. В Южной равнинной зоне выходы толщи в эрозионных врезках приурочены к крупным межгрядовым котловинам и понижениям среди конечно-моренных массивов. Время формирования рассматриваемых отложений под образованиями муруктинского ледникового комплекса определяется как казанцевское. Видимая мощность – до 35 м.

**Муруктинский горизонт** представлен ледниковыми, нерасчлененными ледниковыми и флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и флювиогляциальными образованиями, а также морскими (нерасчлененными казанцевско-муруктинскими) осадками.

Ледниковые образования (glllmr). Морены самого мощного оледенения верхнего неоплейстоцена представлены основной и краевой моренами, которые на карте не расчленены. Они имеют широкое развитие в пределах Южной равнинной зоны и фрагментарное – к северу от гор Бырранга. Представляют собой как чехол основной морены, так и конечно-моренные образования, залегающие на разновозрастных коренных породах, плиоцен-среднеплейстоценовых и казанцевских морских отложениях.

В пределах Южной равнинной зоны морены слагают аккумулятивные и напорно-аккумулятивные пояса, формирующие мощные массивы краевых конечно-моренных гряд с внутренними лопастями. Основная часть их оставлена ледниками, двигавшимися с севера. По ним фиксируются три стадии оледенения. Краевые образования, возникшие при максимальном развитии ледников (северосибирская стадия), возможно, распространившихся за долину Хатанги, сильно разрушены. Наиболее представительные разрезы сохранились на Сампенсинской гряде. Краевые моренные сооружения, сформированные в следующую (северо-кокорскую) стадию оледенения, представляют систему гряд, протягивающихся от Енисей-Хатангского прогиба и далее к горам Бырранга и формируют крупный Сынтабульский массив. Краевые сооружения третьей (позднетаймырской) стадии протягиваются по правобережью р. Верх. Таймыра и южному берегу оз. Таймыр, где отчетливо выделяется Верхнетаймырская моренная гряда. Краевые образования ледников, двигавшихся с юга, почти не сохранились. Краевые морены состоят из несортированного глыбово-валунно-щебнистого материала с суглинистым заполнителем и примесями супеси и песка. В нижних горизонтах, особенно напорно-аккумулятивных краевых сооружений, присутствуют дислоцированные и отторгнутые ледником подстилающие породы. В наиболее крупных поясах большую часть накоплений могут составлять именно отторгнутые массы. Отторженцы коренных пород достигают в поперечнике 5–10 м и более. Нередко отмечаются пласты погребенных глетчерных льдов с примесью алевритов, щебня и дресвяников. Мощность краевых морен – от 30 до 160 м [279ф].

В Северо-Таймырской низкогорной зоне наблюдаются массивы конечно-моренных гряд субширотного простираения, относящихся к последней фазе муруктинского оледенения, которая оставила свои следы в виде Северо-Таймырского пояса краевых образований («Линия Исаевой»). Гряды расположены по обоим берегам р. Ниж. Таймыра. Ниже приводится описание левобережной гряды, располагающейся ниже устья р. Шренк. Гряда тянется в виде прерывистых водоразделов, шириной от 2,5 до 15 км и прослеживается в целом в субширотном направлении, фестончато выгнута на юг и уходит за пределы площади листа (ее общая протяженность – более 200 км). Подножие конечно-моренных образований с юга четко ограничено горизонталью 80 м, а с севера – на абс. отм. 120–130 м, отметки вершин гряды составляют 175–190 м (максимальная – 251 м). Строение гряды наиболее детально изучено в районе озер Барометрические. На одних участках она сложена коричневатосерыми суглинками с хаотичным включением обломочного материала различного петрографического состава и степени окатанности, на других – преимущественно этим обломочным материалом с заполнителем из плохосортированных разноразмерных глинистых песков. Разрез верхней части гряды ил-

люстрируется небольшим разрезом, описанным на берегу озера в 300 м от оз. Центральное (снизу вверх).

1. Лед горизонтальнослоистый без включений. Слоистость фиксируется изменением текстуры льда – от пузырьчатой до массивной .....	0,5 м
2. Лед горизонтальнослоистый с обломочным материалом (до 40%), состоящим из крупных галек, щебня и валунов размером до 18 см в поперечнике .....	0,55 м
3. Валуны с гальками и заполнителем из серых алевритов .....	0,3 м
4. Алевриты глинистые темно-серые, переслаивающиеся с алевритами песчанистыми. Падение слоев – от 60 до 15° на восток-юго-восток, отмечаются текстуры ледникового захвата .....	2 м

Пласты льдов, подобные описанным, очень часто вскрываются по берегам озер, что указывает на термокарстовое происхождение последних. Судя по перепадам высот озерных котловин и вершин моренных гряд, мощность погребенных льдов может составлять десятки метров. Кислородно-изотопные характеристики льдов характеризуются следующими значениями:  $\delta^{18}\text{O}$ : –21,78–24,03‰;  $\delta^2\text{H}$ : –169,4–187‰ [279ф]. На поверхности морены отмечены ледниковые отторженцы, состоящие из блоков коренных пород диаметром до 4 м. В морене фиксируются гляциодислокации, размах вертикально стоящих складок составляет первые метры. Состав основной морены, слагающей прерывистый чехол на поверхности и склонах водораздельных возвышенностей в северной части площади листа, представлен суглинками и супесями коричневатого-серого либо светло-желтовато-серого цвета с обильными включениями валунов, глыб, щебня и дресвяника. Обломочный материал морены представлен как местными породами, так и развитыми значительно севернее территории листа, на расстоянии до 100–150 км, например, на арх. Норденшельда, что указывает на значительные масштабы оледенения. Следует подчеркнуть, что на правобережье р. Ниж. Таймыра в 8 км к востоку от устья р. Шренк принесенный издалека обломочный материал (двуслюдяные граниты, ставролитовые сланцы) составляют не менее 70–80% объема в ущерб местным подстилающим породам [279ф]. Мощность ледниковых образований колеблется в широких пределах – от первых метров в чехле основной морены до 30–100 м в конечно-моренных грядах.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения нерасчлененные (g,fillmr) имеют локальное развитие преимущественно в Южной равнинной зоне и приурочены к приводораздельным участкам массивов конечно-моренных гряд. Они картируются в местах, где флювиогляциальные образования не представляют собой сплошной покров, из-под него выступает основная морена. Представлены суглинками валунными, валунниками, галечниками. В этих толщах часто встречаются прослойки алевритистых песков. Общая мощность – около 50 м.

Ледниково-озерные отложения (lglllmr) имеют широкое развитие в Южной равнинной зоне, преимущественно в тыловой части краевых моренных сооружений северо-кокорской стадии (реки Верх. Таймыра и Логата). Они представлены алевритами горизонтальнослоистыми с прослоями тонкозернистых песков и глин, с включениями гальки, гравия, угольной крошки. Отложения залегают на флювиогляциальных и ледниковых образо-

ваниях, местами они перекрыты каргинскими или сартанскими озерными и озерно-аллювиальными толщами. Мощность – от 15 до 25 м.

Флювиогляциальные отложения (fillmr) имеют широкое развитие на склонах конечно-моренных массивов и в межрядовых котловинах Южной равнинной зоны. Они могут характеризоваться как внутриледниковые и приледниковые образования. Данные образования обычно располагаются в тыловой части краевых ледниковых сооружений и образуют камовые равнины, сложенные с поверхности галечниками мощностью до 3, редко до 5 м, которые подстилаются песками с прослоями и линзами алеврита, гравия и гальки. Отложения залегают на основной морене и имеют мощность от первых до 25–30, редко до 50 м.

В северных зонах данные отложения имеют локальное развитие и приурочены к межрядовым ложбинам стока ледниковых вод (выводные ледниковые долины). Здесь они формируют камовые террасы с отдельными конусовидными камовыми холмами, зандрами, озами. Наиболее значительное их скопление приурочено к фронтальной части конечно-моренных гряд Северо-Таймырского пояса краевых образований. Данные образования залегают на морене или коренных породах и состоят из песков, гравийников, галечников с валунами, глыбами, щебнем и дресвяником, а также с прослоями алевритов и глин, нередко ритмично переслаивающихся между собой. Разрез камового плато описан в 2,6 км к югу от оз. Барометрическое [279ф]. Здесь наблюдаются (снизу вверх).

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Пески мелкозернистые светло-серые, пески алевритовые серые и алевриты глинистые и песчанистые, тонко- ритмично-равномернопереслаивающиеся между собой. Слоистость горизонтальная и волнистая, толщина слоев колеблется от 1 до 5 см ..... | 6,5 м |
| 2. Пески и алевриты, подобные слою 1, с участием тонких прослоек (0,1–0,4 м) темно-серых алевритовых глин. Слоистость горизонтально-волнистая .....  | 2,8 м |
| 3. Пески мелко-среднезернистые светло-серые, чередующиеся с песками крупнозернистыми, содержащими тонкие линзы гравия. Слоистость горизонтальная, косая, перекрестная .....  | 1 м   |
| 4. Гравийники с мелкими гальками, ритмично переслаивающиеся с песками крупнозернистыми до гравелистых. Переслаивание линзовидное, горизонтально-волнистое, мощность слоев гравия – до 6 см, песков – до 1 см .....                           | 1,8 м |

Видимая мощность разреза – 12 м.

В 3,5 км к югу мощность верхней части разреза (пачки 4) увеличивается до 20 м, где она представлена неравномерно либо ритмичнопереслаивающимися галечниками с гравием, гравийниками, песками от мелко- до крупнозернистых. Общая мощность камовых отложений при этом составляет около 35 м.

Возраст ледниковых и флювиогляциальных образований определяется по геолого-геоморфологическим соотношениям по причине отсутствия в них палеонтологических остатков *in situ*. С одной стороны, они залегают на абразионно-аккумулятивных поверхностях плиоцен-среднеплейстоценовой и казанцевской морских террас, поэтому они не древнее казанцевского времени. С другой стороны, верхний возрастной предел определяется по соотношению с отложениями каргинской террасы. На данной террасе следы ледниковых осадков отсутствуют. Она местами прислонена к ледниковым отложе-

ниям, и в последних выработаны абразионные уступы. На основании приведенных данных, возраст описанных отложений принимается муруктинским.

Морские отложения нерасчлененные (mllkz-mr) имеют широкое развитие в унаследованных депрессиях и котловинах Северо-Таймырской низкогорной зоны и фрагментарное – на юго-востоке Южной равнинной зоны (бассейн р. Новая). На севере они выделены как отдельное стратиграфическое подразделение впервые в 2000 г. по результатам геологосъемочных работ [279ф]. Осадки этого возраста слагают комплекс аккумулятивных морских террас с абсолютными отметками поверхности от 50 до 160 м над уровнем моря. При этом отложения уровней высоких террас (100–160 м) сформировались в первой половине описываемого интервала, при регрессии казанцевского моря, а осадки нижних уровней (50–100 м) скорее всего – в морском бассейне раннемуруктинского времени, продолжавшем существовать на территории синхронно с развитием муруктинского оледенения. Отсутствие четких геолого-геоморфологических границ на отдельных участках заставляет показывать их на карте только как нерасчлененные [279ф]. Здесь данные осадки представлены песками, галечниками, гравийниками, валунниками, алевритами, глинами. Они залегают на коренных дочетвертичных породах, а также на плиоцен-среднеплейстоценовых отложениях. На территории доминируют регрессивные прибрежные и пляжевые фации бассейна, в которых преобладает грубообломочный материал: галечники, гравийники, пески с гравием и гальками. В бассейне р. Ветка и на междуречье Шренк–Ниж. Таймыра распространены более глубоководные фации, сложенные песчаными алевритами, глинистыми алевритами и глинами. Разрез аккумулятивной террасы в пределах абс. отм. 40–60 м описан в верховьях небольшого ручья, впадающего в р. Ниж. Таймыра в 5 км ниже устья р. Чукча. Здесь от уреза воды залегают (снизу вверх).

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Пески полевошпатово-кварцевые среднезернистые светло-желтовато-серые, горизонтальнослоистые, хорошо сортированные, с линзами (до 8 см) буровато-серых алевритов и мелкозернистых песков. ....                               | 2 м   |
| 2. Пески полевошпатово-кварцевые средне-крупнозернистые светло-серые, горизонтальнослоистые, хорошо сортированные, с редкими линзами гравия и обломков бурых углей, обломками раковин моллюсков .....                          | 5,5 м |
| 3. Пески крупнозернистые до гравелистых грубослоистые, с прослоями (до 5 см) гравия и перемытых углей (крупной крошки, щебня размером до 3 см). По всему слою – обломки и целые створки толстостенных раковин пеллеципод ..... | 6 м   |
| 4. Гравийники с прослоями галек и валунов гранитов и сланцев по вулканитам. Книзу количество прослоев галек уменьшается, как и их размер .....   | 7 м   |

Общая мощность отложений – 20,5 м [305ф].

На территории листа из глин подошвы террасы 90-метрового уровня на левобережье р. Шренк, выше по течению от устья р. Мамонта, получен комплекс фораминифер, который сформировался в условиях мелководного борельно-арктического моря с пониженной соленостью [279ф]. Морские осадки казанцевского и муруктинского горизонтов образуют террасу с абс. отм. около 100 м, которая южнее гор Бырранга перекрыта ледниковыми осадками. В строении толщи принимают участие четыре литолого-фациальные пачки:

«базальная» – прибрежно-морская; «глинистая» и «песчаная» – морские; «галечная» – прибрежно-морская. Характерными отличительными признаками пород казанцевско-муруктинской морской толщи являются отчетливая горизонтальная (похожая на ленточную) слоистость в глинах, высокое содержание в галечниках галек плохоокатанных близлежащих пород и обильная фауна двустворок. Образование осадков 100-метровой террасы происходило в трансгрессивно-регрессивную стадию развития морского бассейна, в казанцевско-муруктинское время [236]. Датирование осадков по раковинам моллюсков методом ЭПР в нижней части 100-метровой террасы показало значение  $116 \pm 11$  тыс. л. н., а из верхней –  $72 \pm 7$  тыс. л. н. [279ф]. Возраст описываемых отложений определен как казанцевско-муруктинский, по радиологическим и палеонтологическим данным. Общая мощность отложений достигает 80 м.

**Каргинский горизонт** представлен морскими, озерно-аллювиальными и нерасчлененными водно-ледниковыми (муруктинско-каргинскими) отложениями.

Морские отложения (mlllkr) имеют локальное развитие в Северо-Таймырской низкогорной зоне, где достаточно узкой полосой протягиваются вдоль южных границ придельтовой равнины р. Ниж. Таймыра, а также в нижних частях долин рек, впадающих в заливы Карского моря (залив Зееберга). Они образуют комплекс абразионно-аккумулятивных террас высотой до 50 м. Пляжевые фации наблюдались в 7 км ниже устья р. Шренк (урочище Зелёный Яр), где представлены галечниками, гравийниками, песками, переслаивающимися между собой. В осадках повсеместно встречены обломки и целые створки *Hiatella arctica* L. В разрезах прибрежных фаций доминируют пески, реже встречаются алевроиты и глины. Пески, как правило, полимиктовые мелко-среднезернистые серые и светло-серые, нередко косослоистые, с линзочками угольной крошки и глин серого и черного цвета. Алевроиты песчаные серые и темно-серые. Как в песках, так и в алевроитах с глинами 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), *Cribronionion incertum* (Will.), *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Criboelphidium goesi* (Stchedrina), *Elphidium asklundi* Brotzen, *Cibicides lobatulus* Walk. et Jac., характеризующий мелководный бассейн с пониженной соленостью. Аналогичные комплексы фораминифер выделены из отложений прибрежных террас высотой 15–50 м на п-ове Челюскина [279ф]. Мощность морских отложений не превышает 20 м.

Радиологическое определение возраста по фораминиферам было проведено по пробам из разреза террасы в долине р. Ниж. Таймыра выше по течению от устья р. Траутфеттер. Здесь, из алевроитов верхней части разреза (инт. с абс. отм. 56–58 м), были отобраны пробы с ассоциациями фораминифер. Доминирующими видами оказались *Astronionion gallowayi* и *Retroelphidium atlanticum*. Возраст раковин методом  $^{14}\text{C}$  (AMS) показал значение  $31\,310 \pm 410$  л. н. [77].

Морские отложения данного возраста получили локальное развитие и в пределах Южной равнинной зоны. Здесь, в долине р. Новая они слагают тер-

расу с абсолютными отметками поверхности около 70 м. Представлены песками разнородными с галькой, гравием, линзами гравийно-галечного материала, прослоями алевритов и намывного растительного детрита. Слоистость горизонтальная, косая и волнистая. Содержится фауна морских моллюсков, типичная для прибрежной зоны [8]. Мощность отложений – до 20 м.

Озерно-аллювиальные отложения (lallkr) широко представлены в Южной равнинной зоне. Они выполняют днища крупных котловин, занятых долинами рек Бол. Балахня, Новая и др., и формируют поверхность с абс. отм. около 120 м, которая отвечает уровню IV террасы в долинах крупных рек. Отложения представлены тонкими глинистыми фациями озерного происхождения и прослоями аллювиальных песков разнородных, с галечниками, гравийниками, а также с линзами алевритов и намывного растительного детрита. Мощность отложений – до 20 м [52].

Озерные и водно-ледниковые отложения нерасчлененные (lgllmr-kr) имеют достаточно широкое развитие в Южной равнинной зоне. Выполняют крупные котловины и депрессии в тыловой части зон развития массивов конечно-моренных гряд. Максимальные площади занимают на южных участках зоны. Эти отложения представлены алевритами горизонтальнослоистыми с прослоями песков галечно-гравийных с угольной крошкой. Они залегают на флювиогляциальных и ледниковых образованиях муруктинского оледенения и местами перекрыты каргинскими или сартанскими озерными и озерно-аллювиальными толщами [52]. Мощность отложений – до 25 м.

**Сартанский горизонт** представлен ледниковыми, ледниково-флювиогляциальными, флювиогляциальными, озерно-аллювиальными и озерными отложениями.

Ледниковые отложения (gllsr). Основная морена сартанского оледенения сохранилась в некоторых долинах и седловинах гор Бырранга. Она сложена глыбами, валунами с примесью гальки и щебня в песчано-глинистом заполнителе. Морена формирует бугристо-мелкохолмистые скопления, которые залегают на коренных породах или муруктинских ледниковых образованиях, весьма сходных с ней по составу. Мощность накоплений редко превышает 5–10 м.

Краевая морена, которую можно отнести к эпохе максимального развития сартанского оледенения, прослеживается по обрамлению гор Бырранга, где она образует сглаженные аккумулятивные формы. Морена представлена суглинками, включающими глыбы, валуны, гальку, щебень, карманы и линзы песков. Мощность – 20–50 м.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения нерасчлененные (gfllsr) приурочены к областям развития конечных и боковых морен в средней и нижней частях выводящих долин ледников, приуроченных к межгорным сквозным ложбинам Центральной горной зоны. Залегают они на коренных породах или муруктинских ледниковых образованиях. Представлены суглинками с валунами, песками с гравием и галькой, галечниками с прослоями песков и суглинков. Мощность отложений достигает 10 м.

Флювиогляциальные отложения (fllsr) имеют локальное развитие в пределах Центральной горной и Северной предгорной зон. Располага-

ются в зонах расширения выводных ледниковых долин гор Бырранга на восточной части территории листа. Формируют всхолмленные равнины зандров. Они представлены несортированными, слабоокатанными галечниками, гравийниками с отдельными валунами. В разрезах наблюдается косая и перекрестная слоистость, обусловленная линзами и прослоями разнозернистых песков. Мощность – до 20 м.

Озерно-аллювиальные отложения (l,allsr) распространены на низких междуречьях Южной равнинной зоны. В долинах рек их развитие отвечает уровню III надпойменной террасы высотой 20–30 м. Представлены они песками тонкозернистыми горизонтальнослоистыми, глинистыми алевритами с прослоями глин, гравия, гальки, растительного детрита и торфа. Существенную роль играет полигонально-жильный лед. Встречаются кости поздненеоплейстоценовых млекопитающих и пресноводные моллюски [8]. Мощность отложений – до 20 м.

Озерные отложения (lllsr) развиты преимущественно в Южной равнинной зоне и выполняют здесь межрядовые котловины муруктинского ледникового рельефа, занятые крупными озерами. Они представлены супесями и песками тонкозернистыми, горизонтально слоистыми с прослойками растительного детрита и торфа. В составе осадков нередко сингенетичные полигонально-жильные льды. Встречаются кости поздненеоплейстоценовых мелких кабаллоидных лошадей, мамонтов позднего типа, мелких бизонов [8]. Мощность отложений – до 15 м.

Нерасчлененные каргинско-сартанские образования включают в себя аллювиально-флювиогляциальные, озерно-болотные, озерные и озерно-аллювиальные отложения.

Аллювиальные и флювиогляциальные отложения (a,flllkr-sr) имеют локальное развитие на правобережье р. Верх. Таймыра и слагают здесь III надпойменную террасу. Учитывая то обстоятельство, что долина Верх. Таймыры являлась самой крупной ложбиной стока талых ледниковых вод всех оледенений верхнего неоплейстоцена, можно предположить, что в ее формировании принимали активное участие флювиогляциальные отложения. Наиболее характерные и представительные разрезы описаны в правом борту р. Верх. Таймыра в 5–10 км выше устья р. Сетабелитари. Нижняя часть разреза террасы представлена мелким валунником и галечниками, выше по разрезу преобладает толща, сложенная песками глинистыми буровато-серыми мелкозернистыми, полимиктовыми, с косой, косо-линзовидной слоистостью, растительным детритом. В песках прослойки 0,5–1,0 м алевритов бурых с примесью торфа. Наблюдаемая мощность разреза – 12 м [279ф].

Озерные и болотные отложения (l,plllkr-sr) (едомы?) приурочены к прибрежной зоне западной и южной акватории оз. Таймыр, где формируют полосу слабовсхолмленных и полого-волнистых равнин шириной до 10–15 км на абс. отм. около 30 м, местами – до 50 м. Они развиты по поверхности своеобразного рыхлого ледового комплекса пород. Наиболее изученный разрез этих отложений находится на мысе Саблера. Здесь данные осадки представляют собой однородную толщу, сложенную горизонтально переслаивающимися алевритами, торфами и илами, иногда с костями мамонта, се-

верного оленя, овцебыка. Из разреза толщи в интервале гипсометрических отметок 7–27 м был отобран ряд проб на определение возраста радиоуглеродным методом, в результате чего был получен непрерывный ряд возрастных датировок от 34 до 16,8 тыс. лет. То обстоятельство, что нижняя граница этих образований в разрезе мыса Саблера не вскрыта, позволяет предположить ее более древний возраст [279ф].

Окончательной общепринятой точки зрения о генезисе данных образований до сих пор нет. Существует точка зрения, выдвинутая Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским, согласно которой эти осадки сходны с едомными образованиями Яно-Индибирской низменности за счет лессовидности льдистых осадков и формировались в условиях широкого развития пространств, занятых полигонально-валиковыми болотами, на которых происходила активная аккумуляция привнесенных масс эоловой пыли [5]. Другие отстаивают его озерно-аллювиальное происхождение за счет переслаивания в толще алевро-песчаного материала [21]. Однако толща осадков содержит прослой торфа болотного происхождения. Следует отметить, что основные исследования этой толщи Д. Ю. Большиновым проводились в непосредственной близости от устья р. Верх. Таймыра (мыс Саблера), т. е. там, где аллювиальная составляющая генезиса осадков достаточно высока. Равнины же тянутся на многие десятки километров от устья вдоль южной береговой линии, и прослой торфяников начинают играть главенствующую роль в формировании этих равнин, что позволяет отнести их уже к озерно-болотным. Механизм формирования осадков на равнине представляется таким: озерные алевролиты откладывались в периоды высокого стояния уровня бассейна, торфяники – в периоды низкого уровня и даже осушения. С учетом многократных изменений уровня бассейна, начиная с позднемуруктинского времени, сформировалась специфическая толща осадков, так называемая «слоенка».

Что касается верхней возрастной границы этих осадков, то и здесь нет однозначного решения. Если принять во внимание, что формирование второй надпойменной террасы р. Ниж. Таймыра, расположенной на том же гипсометрическом уровне, что и вышеописанные равнины, началось 16–17 тыс. л. н., то можно предположить, что эта временная граница и является рубежом, на котором завершается накопление озерно-болотной каргинско-сартанской толщи [279ф]. Таким образом, возрастной диапазон образования озерных и болотных осадков охватывает каргинское время в полном объеме и раннюю часть сартанского времени. Мощность их достигает 30 м.

Озерные отложения (llllkr-sr) выполняют крупные котловины и распространены на низких междуречьях Южной равнинной зоны. В долинах рек площадь их развития отвечает уровню III надпойменной террасы высотой 20–30 м. Представлены они песками тонкозернистыми, горизонтальнослоистыми, а также алевролитами глинистыми с прослоями гравия, гальки, растительного детрита и торфа. Существенную роль играет полигонально-жильный лед. Встречаются кости позднеплейстоценовых млекопитающих и пресноводные моллюски. Из торфа и растительного детрита получены даты по  $^{14}\text{C}$  от 23 до 15 тыс. лет [8]. Мощность отложений – до 25 м.

Озерно-аллювиальные отложения (lallkr-sr) имеют локальное развитие в пределах Южной равнинной зоны и приурочены к крупным доли-

нам на востоке и юге зоны. Они слагают третью надпойменную террасу. Наиболее представительный фрагмент расположен на востоке, в долине р. Бол. Балахня. Терраса хорошо выражена в рельефе и характеризуется достаточно крутым склоном и заболоченным пространством у тылового шва. Ширина террасы – 0,5–2,0 км. В строении террасы участвуют пески, алевроиты, галечники, гравийники. Мощность отложений достигает 30 м.

## ГОЛОЦЕН

В составе голоценовых отложений выделяются озерные и болотные, озерно-аллювиальные, морские, аллювиально-морские, озерные и аллювиальные образования.

Озерные и болотные отложения ( $L_1pH$ ) имеют широкое развитие преимущественно на плоских равнинах днищ крупных депрессий и котловин. Их образование связано с повсеместным формированием термокарстовых западин различного размера на подстилающих рыхлых отложениях, содержащих большое количество ископаемых подземных льдов различного происхождения, но чаще всего – жильных. В местах сезонного протаивания этих льдов образуется густая сеть западин, как занятых озерами, так и спущенных (аласы). Большинство западин развито на поверхностях террас. На севере они приурочены к комплексу абразионно-аккумулятивных морских террас в пределах депрессий, в Южной равнинной зоне – к комплексам озерно-аллювиальных и аллювиальных террас межгрядовых котловин. Представлены они глинистыми алевроитами, илами, песками, супесями, содержащими примесь растительного детрита, а также торфами и включают маломощные эпигенетические ледяные жилы. В разрезах осадков термокарстовых котловин, от краевой части к центру, часто наблюдается фациальный переход от песков и супесей к алевроитам и илам. Разрез венчается обычно торфами мощностью от 0,5 до 5 м. Размеры западин колеблются от 1 до 9 км в поперечнике, форма овальная либо неправильная. В Южной равнинной зоне формируются значительные массивы, занятые озерно-болотной сетью, где именно они и закартированы, чаще всего внемасштабно. В северных зонах данные массивы имеют локальное развитие. Ниже приводится разрез этих отложений в одной из западин, приуроченной к поверхности 80-метровой террасы в долине р. Шренк. Здесь вскрываются (снизу вверх).

1. Пески крупнозернистые с мелким гравием.....	1 м
2. Алевроиты серые с прослоями, линзами торфа и растительных остатков.....	1,6 м
3. Торф различной степени разложения.....	0,8 м

Описываемые образования выполняют верхний ярус озерно-болотных котловин, возвышающихся над пойменно-русловой частью долины. В их составе – торф, пески, алевроиты. Мощность – около 3 м.

Общая мощность отложений обычно не превышает 5 м, однако в пределах развития крупных массивов Южной равнинной зоны может достигать 20 м.

Озерно-аллювиальные (дельтовая фация) отложения ( $l\alpha_1H$ ) широко развиты в приустьевой части р. Верх. Таймыра и по берегам

залива Байкуратурку. Здесь они формируют прибрежную равнину с относительными превышениями над акваторией оз. Таймыр от 2 до 5 м по мере удаления от озера. Представлены образованиями озерных, старичных, русловых и пойменных фаций. В дельте р. Верх. Таймыра – это пески, алевриты и торф. Мощность озерно-аллювиальных осадков – до 10 м.

Озерно-аллювиальные отложения ( $laH$ ) сформированы совместной современной деятельностью озер и водотоков, в них впадающих (озерные дельты), и выполняют днища озерных котловин. Перекрываются эти отложения современными аллювием и озерно-болотными образованиями. Представлены песками тонкозернистыми, горизонтальнослоистыми, алевритами, супесями, иногда глинистыми, с прослойками глин, гравия, растительного детрита и торфов, местами в песках встречается мелкая галька. Обнаруженная в них диатомовая флора характерна для неглубоких пресноводных водоемов. Возраст этих осадков определяется геоморфологическим положением в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов [52]. Мощность отложений – до 10 м.

Морские волновые отложения прибрежных фаций ( $mv_{pr}H$ ) приурочены к береговой зоне мелководных заливов Карского моря на крайнем северо-западе территории листа. Здесь они слагают лайды, косы, пляжи, валы и другие береговые и подводные формы, которые развиваются на глубинах в первые метры. Для пляжей и кос характерны пески гравийно-галечные, а в местах подхода к урезу воды коренных пород в виде скал (клифы) – глыбы и отломники. Донные отложения представлены песками и песками алевритистыми с растительным детритом и раковинами моллюсков. На углубленных участках – с илами. Мощность отложений – 5–10 м.

Аллювиально-морские образования дельтовой фации ( $am_dH$ ) формируют дельту р. Ниж. Таймыра ниже впадения ее левого притока – р. Шренк. Они представлены специфическими минерально-органическими осадками, которые представляют собой переслаивающиеся неразложившиеся растительные остатки с алевритами и песками. Слоистость осадков горизонтальная и волнистая, что указывает на отложение их в бассейне. Формирование этих осадков связано с повышенным уровнем приемного водоема – Карского моря, флуктуации уровня которого и определяли процессы осадконакопления. Видимая мощность отложений – до 6 м.

Озерный нефелоид ( $lnH$ ) имеет ограниченное развитие в глубоководных (относительно) ложбинах озер Таймыр и Лабаз, где максимальные глубины достигают 27 м. Данные отложения сформировались за счет оседания взмученных частиц придонного слоя осадков, преимущественно ила. Процессы взмучивания связаны с частыми штормами на крупных озерах, особенно на мелководных участках и сноса их течениями в более глубоководную часть. Взмученные частицы образуют так называемый нефелоидный столб в углубленных ложбинах с формированием в последующем тонких илов. Мощность этих илов может достигать первых метров.

Озерный ундалювий ( $lvH$ ) образуется на мелководных участках озер в зоне широкой волноприбойной полосы. Эта зона может занимать практически всю акваторию озер Таймыра с учетом мелкого заложения озерных котловин. Данные отложения представляют собой в основном пески гравий-

но-галечные, которые формируют береговые валы на пляжах крупных озер. На пограничных глубинах ослабления волноприбойной деятельности начинают формироваться отложения илстых песков. Мощность ундалювия не превышает 4 м (береговая зона оз. Таймыр).

Озерные отложения (лН) имеют достаточно ограниченное развитие и приурочены к прибрежной зоне крупных озер (преимущественно в Южной равнинной зоне), где выполняют вдольбереговые отмели и зоны осушки. Эти образования представляют собой пески мелко-тонкозернистые, реже среднезернистые светло-серые и желтовато-серые. Они в целом хорошо промыты и отсортированы. Изредка монотонность толщи нарушается включениями гравия и галек, а также прослоями алевритов и глин. Озерные отложения, выполняющие термокарстовые западины, сформировавшиеся на площадях развития позднеплейстоценовых отложений, содержащих жильные льды, представлены глинистыми алевритами, супесями с прослоями песка, растительно-детрита, торфа и включают маломощные эпигенетические ледяные жилы. Мощность озерных отложений – до 10 м.

Аллювиальные образования (алН) слагают I надпойменную террасу, высокую и низкую поймы, выстилают ложа русел в долинах крупных рек. Высота I надпойменной террасы от 4–6 м в долинах малых рек и до 8–10 м – в крупных. В большинстве случаев терраса аккумулятивная, сложена переслаивающимися песками, супесями, суглинками, часто со значительной примесью растительных остатков и торфов. Пески преимущественно мелкозернистые или разномзернистые желтовато-серые, реже буровато-серые, косо-, линзо- и горизонтально-слоистые с суглинистыми прослойками и растительным детритом по наслоению. Торф осоково-гипновый, слаборазложившийся, минерализованный, иногда с древесными остатками. Он залегает в виде линзовидных пластов и часто замещается по простирацию суглинками, супесями или песками. Повсеместно в отложениях террасы развиты ледяные клинья длиной до 6–7 м, шириной в верхней части до 3 м и сегрегационные льды мощностью до 2 м. Кроме того, встречаются линзы замерзших и погребенных мелких озер и стариц. Аллювий поймы на равнинной части территории – песчано-алевритовый, в русловой фации – с прослоями галечников, а в старичной – суглинков, растительного детрита, торфа, с эпигенетическими жилами льда. На участках, где водотоки размывают коренные породы, обломочный материал слабо окатан, существенна доля щебнисто-глыбового материала, а в местах размыва моренных образований в аллювии появляется примесь галечно-валунного материала, алевритов и глин. Возраст этих осадков определяется геоморфологическим положением в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов и абсолютными датировками радиоуглеродным методом. Мощность голоценовых аллювиальных отложений достигает 14 м.

**Нерасчлененные верхнеплейстоценовые и голоценовые образования** представлены рыхлыми отложениями, сформировавшимися в результате комплекса процессов осадконакопления в различных палеоклиматических и геоморфологических обстановках. Условно подразделяются на аккумулятивные и склонового ряда (гравитационные).

Озерно-аллювиальные отложения (IaIII-H) формируют небольшой фрагмент озерно-аллювиальной террасы на крайнем юго-западе территории листа (Южная равнинная зона). Здесь, в бортах долины р. Дудыпта наблюдается уровень (абс. отм. 50–60 м) слабонаклонных площадок с относительными превышениями над днищем долины около 20 м. В разрезах склонов отмечается чередование песков гравийно-галечных с прослоями алевритов песчаных и супесей, местами с торфами. К склонам площадок прислонена I надпойменная терраса высотой около 6–8 м. На поверхности площадок – густая сеть термокарстовых котловин, занятых озерами, и сформировавшихся в поле развития позднеплейстоценовых отложений, содержащих жильные льды. Среди этих озер есть и достаточно крупные: размерами от первых километров (оз. Каялах) до десятка километров (оз. Матуда). Прибрежные участки озер в разрезе представлены алевритами глинистыми, супесями с прослоями песков, растительного детрита, торфа и включают маломощные эпигенетические ледяные жилы. Мощность отложений – до 12 м.

Проллювиальные отложения (pIII-H) преимущественно развиты в горах Бырранга и их предгорьях, где слагают конусы выноса, расположенные в устьях логов, делей и ручьев. Они представляют собой несортированные валунники с линзами и прослоями галечно-гравийного материала, щебня и дресвы. Формирование конусов выноса началось после освобождения гор от сартанских ледников и продолжается до настоящего времени. Мощность – 5–8 м, редко более.

Озерные отложения (III-H) картируются по бортам межгорной котловины, по которой протекает р. Угольная (Северная предгорная зона). Данные отложения формируют пологонаклонные площадки, расположенные на гипсометрических уровнях 140–180 м с относительной высотой до 20–25 м над днищем котловины, выполненной современными озерными и аллювиальными образованиями. Ширина площадок – первые километры. Представлены они песками мелкозернистыми хорошосортированными, с прослоями и линзами супесей, алевритов, илов, торфов, намывной органики, обломками древесины. Мощность – от 10 до 20 м.

Аллювиальные отложения (aIII-H) формируют вторую аккумулятивную, местами цокольную, надпойменную террасу высотой 6–12 м, которая фрагментарно прослеживается в крупных котловинах Северо-Таймырского низкогорья, дренируемых реками Шренк, Чукча, Траутфеттер и др. В разрезе террасы вскрываются галечники, гравийники, пески, торф, порой залегающие на различных уровнях более древних образований. В среднем течении р. Чукча, в разрезе второй надпойменной террасы высотой 6 м, на каргинско-сартанских озерных глинах залегают полимиктовые галечники гравийные с прослоями разнозернистых песков общей мощностью 2,5 м. Мощность отложений – от первых метров до 12 м [279ф].

Данные отложения занимают достаточно большие площади и в крупных долинах Южной равнинной зоны (реки Верх. Таймыра, Логата, Новая и др.). Здесь они участвуют в формировании второй террасы, характеризующейся большей высотой (до 20 м) и расчлененной поверхностью. Мощность отложений достигает 10–15 м.

Эолий ( $vllsr-H$ ) образуют специфические микроформы рельефа в виде мелких сглаженных дюн и гривистых бугров навевания в поймах и на поверхностях низких озерно-аллювиальных террас в крупных долинах рек. На площадях широкого развития перевеваемых тонкозернистых песков могут формироваться целые массивы подвижных эоловых форм до 1 км в поперечнике. Один из таких массивов закартирован в долине р. Логата (внемасштабно). Он сложен песками тонкозернистыми алевритовыми желто-серого цвета, с неясной слоистостью, мощностью до 5 м. Пески перекрывают разновозрастные образования, включая аллювий поймы, и местами продолжают активно формироваться.

**Нерасчлененные склоновые отложения (гравитационный ряд).** Данный тип отложений образуется непрерывно на всех склонах горных сооружений с момента их формирования (роста). С учетом того, что заложение современных гор Таймыра берет свое начало с неогена, логично определить возраст склоновых образований как N-H (неоген-голоценовые нерасчлененные). Однако, принимая во внимание многократные оледенения за этот продолжительный период (с активизацией прежде всего экзарационной деятельности ледников именно в горных районах), предлагается сузить возрастные рамки гравитационного ряда с верхнего неоплейстоцена по голоцен, т. е. со времени последнего оледенения до наших дней.

Делювий и солифлюксий ( $d,slll-H$ ) широко развиты на пологих и предельно пологих склонах горных возвышенностей, местами на склонах массивов конечно-моренных гряд и абразионных морских террас. Они сложены суглинками и реже супесями щебнисто-дресвяными. Солифлюкционным процессам на этих склонах способствует наличие многолетней мерзлоты и обводненность поверхности в весенне-летний период. Мощность этих образований – до 5 м.

Десерпций и солифлюксий ( $dr,slll-H$ ) имеют широкое развитие на склонах пологих и, реже, средней крутизны. В целом, это малоподвижный чехол, сложенный мелкими валунниками щебнисто-дресвяными в верхних частях склонов, щебнями и дресвяниками с суглинистым заполнителем у подножий склонов. Мощность чехла не превышает первых метров (до 5 м).

Коллювий и десерпций ( $c,drlll-H$ ) приурочены к плоскостям крутых и средней крутизны склонов и уступов. Они состоят из подвижных отломников валунно-щебнистых, валунников щебнисто-дресвяных, щебней и дресвяников на крутых склонах (осыпи, курумники) и малоподвижных покровов на участках, где обломки связаны небольшим количеством суглинков. Мощность отложений – до 10 м.

Элювий и десерпций ( $e,drlll-H$ ) имеют преимущественное развитие на приводораздельных, выположенных участках горных сооружений. Характеризуются преобладанием щебней и дресвяников с суглинистым заполнителем. Вниз по склонам увеличивается содержание щебней с мелкими отломниками. Мощность – до 5 м.

Элювий и делювий ( $e,dlll-H$ ) характерны для горных склонов средней крутизны ( $15-20^\circ$ ) и приводораздельных участков слабовыпуклых гряд и вершин. Развиты они и в местах выходов слаболитифицированных докайнозойских пород, слагающих низкогорья. Представлены отломниками валунно-

щебнистыми, щебнями, дресвяниками, иногда с суглинистым заполнителем. На отлогих приводораздельных участках низкогорья мощность чехла может достигать 10 м.

Десерпций (drIII-H) формируется на пологих склонах горных сооружений в результате медленного сползания рыхлого материала. В зависимости от состава и прочности подстилающих пород может формировать курумы (на твердых породах), состоящие преимущественно из отломников и валунников с примесью щебней и дресвяников. В условиях суровых климатических условий Таймыра основные площади развития десерпция связаны с крипом, т. е. медленным смещением покрова при постоянном сезонном промерзании и оттаивании грунта. Верхние части склонов заняты щебнями и дресвяниками суглинистыми, а в нижних частях склонов преобладает скатившийся крупно-обломочный материал. Мощность десерпция – от 5 до 10 м (в нижних частях склонов).

Коллювий (cIII-H) представляет собой образования, которые покрывают крутые (круче  $25^\circ$ ) обвально-осыпные склоны и являются легкоподвижными глыбниками, отломниками или щебнистыми покровами с суглинистым заполнителем в нижней части. Мощность покровов – от 1 до 10 м в нижней части склонов.

Элювий (eIII-H) распространен на выположенных водоразделах горных сооружений и плоских поверхностях выходов коренных пород. В зависимости от материнских пород эти отложения представляют собой отломники валунно-щебнистые, щебни и дресвяники (иногда с суглинистым заполнителем) и покрывают почти сплошным чехлом субгоризонтальные участки междуречий и сглаженные вершины гор. Мощность отложений не превышает первые метры (до 3 м).

---

---

## **МАГМАТИЗМ**

### **(нестратифицированные магматические образования)**

Интрузивные образования занимают значительную площадь на севере листа S-47. Они представлены интрузивными и эруптивными телами различного состава – от ультраосновных пород до кислых, от низкощелочных рядов до щелочных. На рассматриваемой территории выделяются интрузивные комплексы позднепротерозойского и среднекаменноугольно-триасового тектоно-магматических циклов. Интрузии первого цикла развиты в пределах позднепротерозойского Шренк-Фаддеевского геологического района; второго – в Карском и Южно-Бырангском геологических районах.

### **ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Позднепротерозойские интрузивные образования на рассматриваемой территории сформированы в позднем рифее в два этапа – гренвильский (940–860 млн лет) и байкальский (740–620 млн лет), которые развиты в Шренк-Фаддеевском геологическом районе на двух геологических площадях: Колосовско-Дорожнинской и Мамоновско-Лаптевской.

#### **Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь**

В пределах рассматриваемой площади выделяются четыре позднерифейских комплекса: ледяной гранит-лекогранитовый плутонический, буйнинский берондрит-эссексит-сиенитовый гипабиссальный, устьшренковский умереннощелочнодиоритовый дайковый субвулканический, светлинский умереннощелочнобазальтовый эруптивный.

**Ледяной комплекс гранит-лейкогранитовый плутонический** ( $\gamma$ RF<sub>3</sub>l) выделен в серийной легенде ГГК-200 (1997 г.) с петротипом в бассейне р. Ледяная на площади листа S-46, западнее рассматриваемого листа. Ранее [16] он рассматривался в составе катаклазированных мусковитизированных гранитоидов позднего рифея, развитых в пределах метаморфических сланцев каньонской свиты. Позднее [241ф] вошел в состав второй фазы позднеархейского комплекса Шренковского выступа.

Линейно-вытянутые конкордантные тела гранитоидов пересекают метаморфиты сланцевой толщи, датируемой условно ранним–средним рифеем. Породы представлены гранитами, умереннощелочными гранитами, лейко-

гранитами, аплитовидными гранитами интенсивно катаклазированными и мусковитизированными.

В пределах площади листа S-47 установлены две интрузии этого комплекса на правобережье руч. Перекастистый – левого притока р. Мамонта и в каньоне р. Мамонта, в 5 км выше устья руч. Жёлтый.

Первая прослежена по элювиально-делювиальным развалам на протяжении более 2 км, с юга перекрыта четвертичными отложениями, на севере приурочена к отложениям сланцевой толщи нижнего протерозоя. Граниты светло-серые, иногда розоватые, средне- и крупно-зернистые до грубозернистых. Текстура их массивная, структура бластокатакластическая с реликтами гипидиоморфнозернистой и порфиroidной.

Второй штокообразный массив гранитов вскрывается в борту каньона р. Мамонта на протяжении 300 м [279ф]. Истинные размеры и форма массива не установлены, так как большая его часть перекрыта четвертичными образованиями. Вмещающими массив породами являются диафториты сланцевой толщи, контакт с ними субвертикальный, секущий. В экзоконтакте (50–70 м) породы катаклазированы, с многочисленными кальцитовыми и кварц-кальцитовыми жилами. Характер экзоконтактового метаморфизма не установлен ввиду диафтореза и высокой степени изменения исходных пород под воздействием регионального метаморфизма (амфиболитовой фации?). В эндоконтактовой зоне (100–150 м) проявлена слабая грейзенизация с образованием вторичного кварца и мусковита. Сам массив сложен гранитами светло-серыми и грязно-белыми слабо рассланцованными, с гнездами и жилами (до 10–15 см) пегматоидных разностей. Отмечаются участки сильно рассланцованных гранитов с буровато-зеленым агрегатом хлорита.

Граниты среднекристаллические с реликтовой гранитовой и наложенной лепидогранобластовой и порфирокластовой структурами. Минеральный состав (%): кварц (25–35), плагиоклаз (40–70), микроклин (0–20), мусковит и биотит (5–10). Из вторичных развиты мусковит, серицит и хлорит (до 5%). Отличительной особенностью является интенсивное развитие альбита. Отмечается наличие двух микроклинов: в крупных индивидах микроклина встречаются включения зерен микроклина.

Химический состав гранитов приведен в табл. 12. Выделяются две группы пород: монодиоритов и кварцевых диоритов, гранитов и лейкогранитов. Породы первой группы умеренно-нормальнощелочные, высококальциевые. Породы второй группы низко- и нормальнощелочные, умереннокальциевые.

Возраст ледяного комплекса оценивался ранее как раннепротерозойский [46, 128] в соответствии с имеющимися возрастными, полученными при их датировании классическим методом, в  $1869 \pm 56$  млн лет, методом термоионной эмиссии – 926–1635 млн лет [98]. U-Th-Pb методом по циркону, с использованием ионного микроанализатора Cameca IMS 1270, Викки Пиис получены возрасты в интервале 880–940 млн лет. с возрастом захваченных цирконов 1800 млн лет. На соседнем листе (S-46) в 2014 г. нами получены уверенные конкордантные датировки цирконов из гранитов руч. Пыжиковый, прорывающих амфиболиты раннешренковской толщи позднего архея(?) Шренковского выступа, в 846 млн лет, коррелируемых с гранитоидами снежинского комплекса Восточного Таймыра из вулканоплутонической ассоциации Анд-

ского типа [169]. На основании этих датировок возраст комплекса принимается как позднерифейский.

Таблица 12

Химический состав гранитоидов ледяного комплекса (в масс. %)

Содержание окислов	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	55,89	62,71	72	73,37	74,74
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,8	0,18	0,21	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,29	15,84	14,94	14,33	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	2,62	0,83	0,71	0,58
FeO	4,43	3,3	0,85	0,85	0,76
MnO	0,06	0,06	0,04	0,04	0,08
MgO	3,68	2,7	0,1	0,1	1,26
CaO	4,05	3,56	1,19	1,19	0,78
Na <sub>2</sub> O	4,35	2,21	3,91	4,23	3,94
K <sub>2</sub> O	2,3	4,2	3,4	3,19	1,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,3	0,046	0,05	0,09
ппп	5,22	2,72	1,3	1,38	2,47
Сумма	100,37	101,02	98,786	99,65	100,63
S <sub>(общ.)</sub>	0,002	0,01	0,22	0,2	0,02
CO <sub>2</sub>			0,24	0,3	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,89	0,53	1,15	1,33	2,19

Примечание. **1** – монцодиорит, **2** – кварцевый диорит, **3** – гранит, **4** – лейкогранит, **5** – низкощелочной лейкогранит. Пробы из каньона р. Мамонта [279ф].

**Буйнинский берондрит-эссексит-сиенитовый комплекс плутонический** (Ev-EξR<sub>3b</sub>) выделен В. Ф. Проскурным и М. Ф. Верещагиным с петротипом в среднем течении р. Буйная [305ф, 161]. К буйнинскому комплексу отнесены три крупные интрузии гипабиссальной фации в бассейне рек Буйная и Ниж. Таймыра, на междуречье Ветка–Ломаная, а также ряд мелких дайкообразных тел. Интрузивы имеют линейновытянутую форму с шириной выходов от 200 до 600 м.

Наиболее крупная интрузия в каньоне р. Буйная шириной до 600 м является двухфазной, дифференцированной и прорывает строматолитовые доломиты колосовской свиты, образуя в экзоконтакте мощную зону мраморов (до 120 м), а также известковисто-магнезиальных скарнов и сложена в основном берондритами (титанавгит-керсутитовыми мелалералитами). В подчиненном количестве присутствуют тералиты и эссекситы. Последние слагают шширообразные тела в северо-западной части массива. Вторая фаза представлена дайками (1–1,5 м) щелочных сиенитов.

Вторая по крупности интрузия комплекса мощностью около 160 м вскрыта на левом берегу р. Ниж. Таймыра. Она имеет дайкообразную форму со значительным количеством апофиз в экзоконтактной части. Интрузия одно-

фазная, слабодифференцированная, конформная и дискордантная по отношению к вмещающим толщам. Она сложена крупнозернистыми порфировидными титанавгит-керсутитовыми мелалералитами в центральной части (30–40 м) и мелкозернистыми тешенитами – в краевых частях тела мощностью от 15–20 м на северо-западном и 70–100 м на юго-восточном краю массива.

В междуречье Ломаная–Ветка интрузия щелочных габброидов площадью не менее 5 км<sup>2</sup> на поверхности выходит в виде останцов коренных пород среди рыхлых мезо-кайнозойских отложений.

Берондриты (мелалералиты) – крупнозернистые породы черного цвета с панидиоморфнозернистой структурой, сложены титанистым (2 % TiO<sub>2</sub>), авгитом (0–15 %), керсутитом (6–7 % TiO<sub>2</sub>) (60–65 %), лабрадором (10–15 %), анортоклазом с переменным количеством калия и натрия (до 10 %) и нефелином с кальсилитовой составляющей. Они содержат до 5 % апатита и столько же титаномагнетита, ильменита и титанита, а также сульфидов (менее 1 %). Тералиты содержат до 60 % плагиоклаза, калиевый полевой шпат – до 5 %, керсутит – 30–35 % и нефелин – 8–9 %.

Мелазсекситы отличаются от берондритов пониженным количеством керсутита (до 55 %), но повышенным количеством плагиоклаза и калиевого шпата (до 15 %).

Щелочные сиениты на 70–80 % сложены ортоклаз-пертитом, анортоклазом, альбитом, а также нефелином (до 10 %) либо кальсилитом. Темноцветные минералы представлены эгирин-авгитом, диопсидом и керсутитом или щелочной роговой обманкой, титанистым биотитом (воданитом), а также шорломитом.

Химический состав пород приведен в табл. 13, микроэлементов – в табл. 14.

По химическому составу породы относятся к щелочной серии, преимущественно калиево-натриевой, редко калиевой. По сравнению с основными породами, берондриты в значительной мере недосыщены кремнеземом и в меньшей мере глиноземом, но богаты двуокисью титана (до 5 %). По общему химическому составу близки к якупирангитам и, особенно, мельтейгитам. По соотношению железа и магния они относятся к высокожелезистым ( $K_{\text{ф}} = 60–70$ ) разновидностям основных пород.

Мелазсекситы отличаются пониженным содержанием TiO<sub>2</sub> (до 3–4 %) и окиси магния (4,4–5,5 %), но повышенным – кремнезема (40 %), глинозема (16–18 %) и двуокиси калия (до 3,75 %).

Щелочные сиениты относятся к миаскитовому типу фельдшпатоидных разновидностей. Коэффициент агапайности >1, на TAS-диаграмме точки составов их располагаются в полях фонотэфритов и тефрофонолитов.

Анализируя спектр РЗЭ (рис. 4), первое, что необходимо отметить – равномерность дифференциации легких и тяжелых РЗЭ. Второе – четкое обособление пород по уровню РЗЭ в соответствии с кремнеземистостью: с ростом SiO<sub>2</sub> падает общее содержание РЗЭ, причем дифференциация контрастна, выделяются две группы горных пород (не исключено, что это связано с малой представительностью выборки).

Поведение РЗЭ прямо коррелируется с поведением фтора, с которым они имеют большое родство (Балашов, 1976).

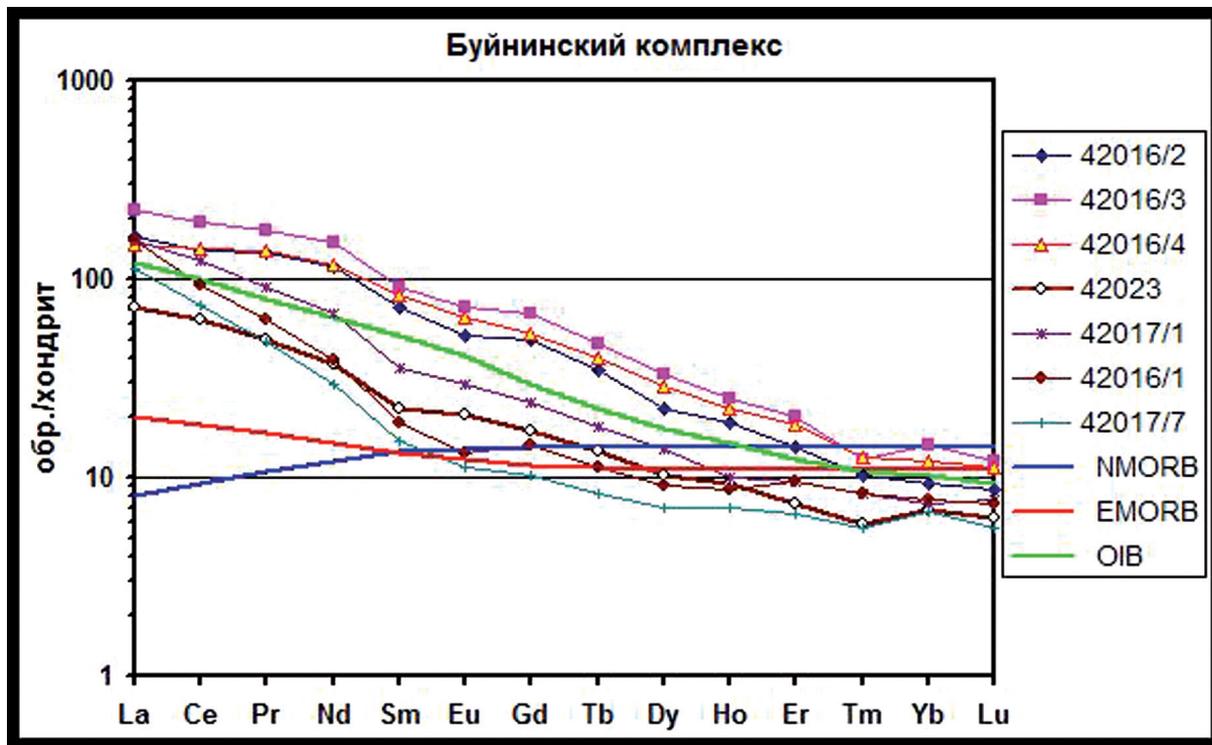
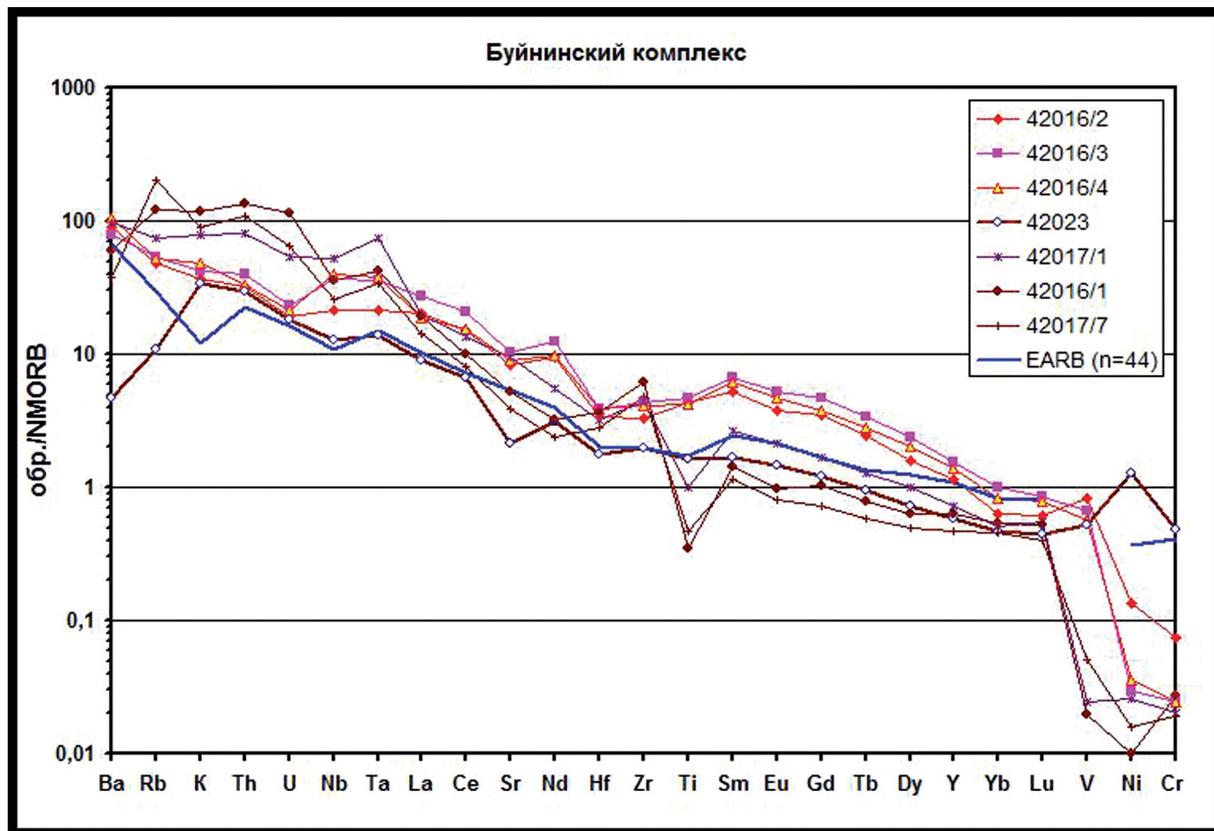


Рис. 4. Спектр РЗЭ в горных породах буйнинского комплекса (по данным табл. 14).

42023 – туфобрекчия базальта светлинского эруптивного комплекса. Пробы расположены в порядке возрастания содержания кремнезема от 37,71 до 56,53 %  $\text{SiO}_2$ .



**Рис. 5. Спайдер-диаграмма горных пород буйнинского комплекса.**

EARB – базальты Восточно-Африканских рифтов, n – количество проб (открытая база данных Института Макса Планка, Майнц, Германия).

Химический состав пород буйнинского берондрит-эссекит-сиенитового комплекса

Фазы	I фаза														II фаза			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14				
№/п/п	8054/6	8055	8054/4	8054/7	8054/13	42016/2	42016/3	42016/4	1060	8055/2	8054/9	42016/1	42017/1	42017/7				
SiO <sub>2</sub>	35,1	34,76	36,57	38,98	40,23	36,4	38,6	41,3	42,09	42,6	52,25	55	52,4	53,7				
TiO <sub>2</sub>	5,6	5,62	5,36	4	3,37	5,29	5,73	5,24	3,8	1,72	0,8	0,43	1,2	0,57				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,38	13,87	12,4	16,04	15,05	13,3	14,6	15,2	15,62	14,02	20,4	22	20,5	21,6				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,88	7,44	4,12	5,56	6,63	4,24	2,4	2,16	7,18	2,32	3,05	1,11	0,81	1,26				
FeO	10,49	9,2	10,12	7,4	4,01	9,6	8,81	8,23	7,04	4,86	2,07	2,09	3,39	1,96				
MnO	0,23	0,25	0,22	0,24	0,18	0,23	0,21	0,18	0,16	0,19	0,13	0,11	0,12	0,09				
MgO	7,58	7,16	8,42	5,52	4,03	7,01	6,94	7,55	8,36	3,52	1,09	3,43	1,88	0,95				
CaO	12,3	11,61	13,61	9,7	11,83	14,2	13	10,8	3,61	9,73	3,22	2,52	6,4	2,46				
Na <sub>2</sub> O	2,92	2,77	3,03	3,63	3,4	2,59	2,99	3,36	3	6,72	5,56	8,4	5,39	6,09				
K <sub>2</sub> O	1,56	1,82	1,7	2,71	3,57	1,62	2,03	2,29	2,27	1,3	6,88	2,96	3,57	6,22				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,44	1,64	1,62	0,96	0,54	2,05	2,11	1,05	1,03	0,35	0,1	0,052	0,17	0,1				
пшп	2,78	3,47	2,72	4,61	6,4	2,29	1,5	1,66	5,64	13,17	4,64	4,13	3,81	4,79				
Σ	100,26	99,71	100,21	100,19	99,74	99,9	99,9	99,9	99,8	100,5	100,19	100	100,0	100,0				
H <sub>2</sub> O	0,21	0,19	0,04	0,14	0,17				0,5	0,1	0,14							

Примечание. 8054/6 – керсутитовый пегматонидный берондрит, 8055 – керсутит-титанагитовый тералит, 8054/4 – керсутитовый эссекит, 8054/7 – керсутитовый пегматонидный эссекит, шпир, 8054/13 – керсутитовый эссекит, апофиза, 42016/2, 42016/3, 42016/4 – керсутит-титанагитовый берондрит, 1060 – щелочной габброид, р. Ломаная, 8055/2 – туфобрекчия трахибазальта, 8054/9, 42016/1 – нефелиновый сиенит, 42017/1 – гранат-диопсид-керсутитовый сиенит, 42017/7 – кальситовый сиенит.

1, 2, 3, 4, 5, 9, 10, 11 – силикатный анализ (коллекция В. Ф. Прокурнина [305ф]);

6, 7, 8, 12, 13, 14 – рентгеноспектральный анализ, аналитик Б. А. Цимошенко (коллекция А. А. Багаевой, 2012).

## Микроэлементный состав образований буйнинского и светлинского комплексов (в ppm)

Номер Пробы Элемент	42023	42016/1	42016/2	42016/3	42016/4	42017/1	42017/7
Li	50,3	97,8	9,83	7,81	8,59	12,1	45,5
Be	1,27	3,22	1,04	1,57	1,5	1,88	1,98
F	780	301	2280	2860	2680	603	381
Sc	18,6	1,7	15,8	14,1	13,1	1,52	1,89
V	156	5,88	251	201	169	7,24	15,2
Cr	139	7,98	21,5	7,01	7,01	5,79	5,58
Co	39,7	1,99	44,5	33,3	28,7	4,35	3,7
Ni	177	1,39	18,7	4,12	4,99	3,58	2,17
Cu	56,2	14,9	35	15,3	13,1	9,87	2,37
Zn	80,6	78,1	134	107	90,6	65,3	72,9
Ga	13	21,6	18,3	18,2	18,1	19,4	19,7
Ge	2,09	1,14	2,13	2,43	2,36	1,69	1,06
As	1,04	2,34	6,85	4	3,61	4,42	2,61
Se	2,45	1,28	4,34	7,18	4,98	2,39	1,07
Rb	6,09	68,3	27,3	30,4	29,3	41,9	112
Sr	194	467	736	936	811	845	351
Y	16,4	17,7	32,4	43,7	38,5	20,2	13,2
Zr	145	456	244	317	300	330	355
Nb	30	82,4	49,6	85,1	93	123	60,3
Mo	<0,6	3,3	1,32	1,33	0,84	2,04	1,51
Pd	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Ag	0,1	0,066	0,056	0,042	0,045	0,048	0,059
Cd	<0,1	0,19	0,15	<0,1	<0,1	0,14	0,2
In	<0,1	<0,1	0,12	0,15	0,15	<0,1	<0,1
Sn	1,36	2,68	1,58	1,58	1,46	2,06	2,67
Sb	0,25	0,24	0,19	0,51	0,12	0,24	0,2
Cs	0,42	4,78	1,71	0,62	0,77	0,47	3,22
Ba	29,8	374	573	490	658	612	237
La	22,5	48,1	50,7	68,5	46,4	48,6	35,1
Ce	50	76	113	155	115	99,7	59,7
Pr	6,09	7,65	16,4	21,6	16,9	11,2	5,88
Nd	22,5	23,7	68,6	91	70,9	40,3	17,5
Sm	4,38	3,69	13,9	17,7	16	6,93	2,99
Eu	1,51	0,98	3,85	5,32	4,72	2,17	0,83
Gd	4,48	3,77	12,9	17,2	13,8	6,14	2,64
Tb	0,64	0,53	1,66	2,26	1,9	0,85	0,39
Dy	3,27	2,9	7,15	10,7	9,21	4,5	2,28

Номер Пробы Элемент	42023	42016/1	42016/2	42016/3	42016/4	42017/1	42017/7
Ho	0,67	0,62	1,36	1,78	1,59	0,72	0,5
Er	1,55	2,01	3,01	4,2	3,9	1,99	1,39
Tm	0,19	0,27	0,33	0,4	0,41	0,27	0,18
Yb	1,44	1,62	1,93	3,02	2,54	1,54	1,39
Lu	0,2	0,24	0,28	0,39	0,36	0,25	0,18
Hf	3,65	7,46	6,86	7,94	8,01	6,61	5,74
Ta	1,82	5,6	2,84	4,74	4,95	9,71	4,46
W	<0,5	1,58	0,69	1,0	0,66	0,91	1,58
Pt	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
Au	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hg	<0,015	0,021	0,021	0,016	0,017	0,021	0,017
Tl	<0,1	0,12	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,14
Pb	9,87	13,3	3,54	3,11	3,89	9,78	10,9
Bi	0,18	0,18	<0,1	<0,1	<0,1	0,16	0,18
Th	3,55	16,1	3,85	4,78	3,94	9,78	13
U	0,86	5,36	0,9	1,09	1,01	2,5	3,06

Примечание. 42023 – туфобрекчия базальта светлинского эрутивного комплекса, руч. Каменистый, 42016/1–42017/7 – эссекситы, берондриты, сиениты буйнинского комплекса, р. Буйная (коллекция А. А. Багаевой).

Спайдер-диаграмма (рис. 5) демонстрирует резкую истощенность всех горных пород никелем и хромом. Это означает, что в дифференциации исходного расплава ни оливин, ни клинопироксен участия практически не принимали (или участвовали в очень малой степени). Нет признаков фракционирования плагиоклаза. В целом дифференциация выражена в росте содержаний КИР-элементов и циркония и истощении дериватов высокозарядными элементами и лантаноидами. Очевидный признак дифференциации связан с кристаллизацией титаномагнетита и керсутита, что привело к появлению в «кислых» дериватах резкой отрицательной аномалии титана с одновременным деплетированием расплава ванадием. Это означает поступление воды в какой-то момент существования расплава, что, вероятно, и обусловило его дифференциацию.

Еще одно важное наблюдение состоит в том, что в спектрах некогерентных элементов полностью отсутствует Ta-Nb аномалия, что наблюдается в обстановках внутриплитных океанических горячих точек и рифтовых внутриконтинентальных системах. Это означает отсутствие субдукционной компоненты в области магмогенерации. Учитывая геологическую обстановку, наиболее вероятный сценарий формирования буйнинского комплекса может быть определен как магматизм рифтогенеза мощной континентальной литосферы в ходе начальной стадии раскрытия океана. При этом происходило частичное плавление недеплетированной мантии (но небогатенной) с оливин-

гранатовым реститом в остатке на уровне гранатовых лерцолитов, быстрый подъем щелочно-ультраосновного расплава на коровый уровень и взаимодействие с водонасыщенной рамой при последующем внедрении второй фазы.

Возраст комплекса определяется как позднерифейский, поскольку слагающие его магматические породы прорываются трубками взрыва светлинского комплекса (RF<sub>3</sub>) [161].

**Устьшренковский комплекс умереннощелочнодолеритовый гипабиссальный** ( $\epsilon vRF_3u$ ) выделен В. Ф. Проскурниным с петротипом в устье р. Шренк [305ф, 161]. Интрузии представлены силлами и дайками умереннощелочных габбродолеритов, долеритов, тешенитов и их порфиритов, прорывающимися доломиты колосовской свиты. Впервые рассматриваемые интрузии были выделены М. Г. Равичем на Нижнетаймырской площади в качестве «формации метадиабазов», приуроченной к карбонатным отложениям, относящимся в настоящее время к протерозою и позднему рифею (М. Г. Равич считал их кембрийскими [171]). Маломощные (2–3 м) тела метадолеритов вытянуты в северо-восточном направлении. На правом берегу р. Ниж. Таймыра отмечены два согласных тела метадолеритов мощностью 1,5 м. Силлы умереннощелочных долеритов на р. Буйная залегают согласно с отложениями становской свиты, их мощность – от 1–2 до 15–20 м.

В метадолеритах отмечается значительное количество карбонатно-кварцевых прожилков с пирит-пирротиновой минерализацией, которые приурочены к эндо- и экзоконтактным зонам.

Наиболее распространенные в устьшренковском комплексе умереннощелочные долериты характеризуются офитовыми и микроофитовыми структурами, сложены равнотермными лейстами плагиоклаза и хлоритом в интерстициях. Иногда появляются вкрапленники титанавгита, реже оливина. В центральных частях крупных интрузивных тел развиты, кроме того, вкрапленники керсутита, биотита, реже анальцима. Основная масса сложена хлоритом, кальцитом и серпентиноподобным материалом.

Трахибазальтовые порфириты развиты в маломощных силлообразных телах и эндоконтакте более крупных интрузий. Они сложены фенокристами плагиоклаза, реже титанавгита и основной массой из гидроокислов железа, кальцита, рудного минерала, тонких лейст плагиоклаза. Миндалины выполнены кальцитом, реже эпидотом или хлоритом.

Лавобрекчии жерловой приповерхностной фации состоят из угловатых обломков миндалекаменных трахибазальтов, сцементированных рудным минералом, гидроокислами железа, хлоритом и микролитами плагиоклаза. Туфобрекчии содержат обломки вулканических пород, черного стекла, лав миндалекаменных трахибазальтов, вмещающих карбонатов, сцементированных кальцит-хлоритовой массой с гидроокислами железа, пылевидным рудным материалом.

К жерловым образованиям относятся мелкие дайкообразные тела трахибазальтов. Основная масса в них представлена рассеянным рудным веществом, гидроокислами железа, лейкоксеном, хлоритом, кальцитом, микролитами полевого шпата.

Химический состав пород устьренковского умереннощелочно-габбродолеритового комплекса (%) (по материалам [305ф])

Фашиа	Приповерхностная субвулканическая фашиа страгиграфических уровней						Жерловая фашиа		
	Верхнестановского массива (р. Буйная)		Среднеколосовского массива				р. Буйная	р. Шренк	
Проба	8053/6	8053/8	6024	6052/2	8049/2	3309/3	3319/13	3310/2	3313/19
Окислы									
SiO <sub>2</sub>	43,06	43,68	37,3	45,15	42,62	42,14	31,02	40,32	46,73
TiO <sub>2</sub>	2,84	2,85	3,64	2,37	2,8	4,12	2,6	4,05	3,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,28	16,26	14,01	18,33	15,92	12,05	10,55	13,24	14,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,68	3,67	4,53	3,41	4,36	2,29	3,14	4,08	4,17
FeO	8,68	9,56	8,8	7,42	7,44	9,36	5,71	10,43	6,99
MnO	0,33	0,37	0,22	0,29	0,17	0,16	0,23	0,2	0,1
MgO	4,65	4,22	6,74	4,57	4,94	8,74	5,52	9,73	3,58
CaO	5,62	5,64	8,6	5,83	6,79	12,5	19,95	8,18	6,51
Na <sub>2</sub> O	5	4,52	3,29	5,5	3,26	2,78	2,75	2,3	4,07
K <sub>2</sub> O	0,14	0,14	0,13	1,05	3,52	0,25	1,15	0,99	1,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,48	0,37	0,4	0,77	0,21	0,28	0,49	0,5
ппп	7,88	8,07	12,81	5,62	7,54	4,82	16,68	5,5	8,31
Σ	100,36	99,43	100,44	99,94	100,13	99,48	99,58	99,54	100,41
H <sub>2</sub> O	0,2	0,16	0,28	0,07	0,28	0,09	0,18	0,35	0,29

Примечание. 8053/6, 8053/8, 6024 – тешенит, 6052/2, 8049/2, 3309/3 – трахидолерит, 3309/3, 3310/2 – анкарамит, 8289 – андезибазальт, 3313/19 – трахибазальт.

Породы устьшренковского комплекса приповерхностной фации по химизму отвечают тефритам с отклонением в область субщелочных базальтов до анкарамитов и кварцевых базальтов (табл. 15). Их характеризуют повышенные фемичность, магнезиальность и титанистость. Образования жерловой фации отличаются пониженной щелочностью, увеличением содержания кремнекислоты. По соотношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  и коэффициенту глиноземистости габброиды субвулканических тел относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям умеренно-глиноземистого и высокоглиноземистого типов.

Образования буйнинско-устьшренковской вулканоплутонической ассоциации обладают повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  и могут быть потенциально рудоносными на выявление рудопроявлений титана, апатита. По сравнению с кларком основных пород интрузии не являются специализированными, но имеют повышенные содержания Ba, Sr, Mo, Ti.

Возраст комплекса как позднерифейский определяется на основании приуроченности его к колосовской свите и комагматичности вулканитам светлинской свиты и эруптивным образованиям светлинского комплекса.

**Светлинский комплекс умереннощелочнобазальтовый эруптивный** ( $\tau\beta\text{RF}_3\text{sv}$ ) выделен В. В. Межубовским [137] на Центральном Таймыре из состава светлинской трахибазальтовой свиты В. В. Беззубцева и др. [16, 241ф] и устьшренковского умереннощелочнодолеритового комплекса В. Ф. Проскурнина [305ф, 161]. Впервые трубки взрыва позднего рифея описаны В. В. Беззубцевым и др. [16] на соседнем листе S-46 в составе светлинской свиты. На территории изучаемого листа образования эруптивного комплекса представлены трубками взрыва, выявленными вдоль узкой (5–10 км) линейной зоны, прослеженной на 200 км от верховьев р. Низменная (междуречья Мамонта–Шренк) в северо-восточном направлении до р. Буйная. Палеовулканические постройки имеют изометричную форму и размеры от 20 до 400 м в поперечнике, сложены туфобрекчиями и субвулканическими базальтами, трахибазальтами и их туфами, иногда анкарамитами, прорывающими известняки и доломиты колосовской свиты. Отмечается пространственная связь палеовулканических построек и metabазальтов светлинской свиты.

Строение большинства трубок взрыва однотипное. Большая часть трубок сложена кластолавами различных фаз внедрения. В центральной части среди кластолав выделяются некки (диаметром 20–50 м) базальтов и трахибазальтов. По периферии расположены дугообразные тела, выполненные туфами. Наиболее крупные из них вскрыты на руч. Каменистый, левом притоке р. Буйная, в среднем течении р. Останцовая и в районе устья р. Шренк и на р. Буйная, где врвут Буйнинский массив.

На руч. Каменистый трубка взрыва конусообразной формы диаметром 25 м заполнена туфобрекчиями. Ксенолиты в туфобрекчии представлены крупными (до 10 м) глыбами мраморизованных доломитов, мелкими обломками трахибазальтов, вишневыми и зелеными сланцев. Количество обломков варьирует от 20 до 50%. Цемент представлен зеленовато-серой или красноватой массой, состоящей из хлоритизированного стекла и карбоната.

В устье р. Шренк туфобрекчии вскрыты на расстоянии 400 м. Форма трубки взрыва клинообразная. Жерловые образования представлены лавобрекчиями трахибазальтов, туфобрекчиями с ксенолитами окремненных и гематити-

зированных доломитов, дайками мощностью до 1 м трахибазальтов в туфобрекчии, а также туфизитами(?), в которых брекчия доломитов или известняков сцементирована преобразованным вулканическим материалом.

В туфобрекчии наблюдаются субпараллельно ориентированные (флюидальные), в различной степени оплавленные и переплавленные обломки интенсивно преобразованных пород – филлитов, мраморов и преобладающих в обломках оливиновых(?) трахибазальтов, сцементированных преимущественно хлоритовой массой с флюидальной текстурой. У некоторых обломков трахибазальтов сохранилась кайма автолита, присутствующего также в качестве самостоятельных обломков в хлоритовой массе породы.

Базальты и андезибазальты зеленовато-серые, вишнево-серые массивные и миндалекаменные, афанитовые, микроплагиофировые, с микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза размером 0,5 мм и составляют 5–25 % объема породы. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (30–35 %) и девитрифицированного стекла (60–70 %). Плагиоклаз первой и второй генераций карбонатизирован, серицитизирован, стекло девитрифицировано с образованием пылевидного магнетита (20–50 %), кальцита (10–40 %), сфена, хлорита, серицита (10 %). Миндалины размером 0,5 мм сложены хлорит-серпентиновым агрегатом. Анкарамиты отличаются повышенным (до 45 %) содержанием титанавгита.

Трахибазальты зеленовато-серого цвета массивные и миндалекаменные, такситовые (за счет скоплений клинопироксена). Структура порфировая, идиоморфнозернистая, интерсертальная. Фенокристаллы титанавгита ( $2V = 55^\circ$ ) идиоморфные, длиннопризматические, сиренево-бурого цвета, размером 0,3–0,8 мм составляют 5–10 % объема породы. Основная масса состоит из клинопироксена (25–30 %), плагиоклаза (25–30 %), а также девитрифицированного стекла.

Кластолавы представлены оплавленными обломками вишнево-серых базальтов. Базальты основной массы состоят из микролитов плагиоклаза (до 45 %), тонкозернистого агрегата хлорита (30 %) и сфена (25 %), иногда встречаются мелкие гранат, эпидот, псевдоморфный оливин. Миндалины заполнены кальцитом, хлоритом, кварцем. Туфы сложены обломками базальтов микролитовых катаклазированных, гематитизированных, в тонкозернистом кальцит-магнетитовом цементе.

По химическому составу базальты и андезибазальты трубок взрыва относятся к низко- и умеренноглиноземистым базальтам умереннощелочной серии с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности (табл. 16). Содержания микроэлементов в трубках взрыва близки к кларковым для основных пород. Сходная геохимическая специализация характерна для трахибазальтов светлинской свиты и для умереннощелочных долеритов устьшенковского комплекса.

Вмещающие трубки взрыва породы колосовской свиты в различной степени изменены брекчированными и метасоматически переработанными мраморами, в которых вдоль трещин наблюдаются переотложенный кальцит и хлорит. Рудные минералы (сульфиды) в породе образуют тонкую сыпь, в брекчии они иногда разложены; из аксессуарных присутствуют циркон и апатит.

Химический состав пород светлинского эруптивного комплекса (масс. %) [137]

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	43,46	44,19	46,29	52,47	50,14	47,6	51,91	37,0	42,61
TiO <sub>2</sub>	4,29	3,76	2,59	2,83	2,75	3,62	1,45	1,74	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	16,24	11,81	14,66	13,68	15,73	15,21	11,2	14,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,91	8,82	4,34	3,38	5,49	6,51	3,3	0,99	2,23
FeO	6,1	4,82	6,67	3,26	6,24	7,24	6,74	8,23	4,86
MnO	0,13	0,18	0,16	0,11	0,16	0,16	0,09	0,16	0,19
MgO	5,8	6,7	8,99	3,23	5,54	5,02	6,37	7,48	3,52
CaO	8,17	6,36	9,77	7,41	6,7	4,56	3,74	14	9,73
Na <sub>2</sub> O	3,91	4,24	4	7,26	4,38	4,76	3,88	2,05	6,72
K <sub>2</sub> O	0,94	0,44	0,52	1,01	1,74	2,16	0,23	0,21	1,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,67	0,61	0,33	0,67	0,4	0,5	0,21	0,29	0,35
ппп	4,18	4,91	3,88	3,83	2,57	3	7,04	15,8	13,17
Σ	99,65	101,27	99,35	100,12	99,79	100,86	100,17	100,0	100,5

Примечание. 1, 2 – субщелочной базальт, 3 – анкарарит, 4 – трахиандезитобазальт, 5, 6 – туфы базальтов; устье р. Гравийная; 7 – трахибазальт, 8, 9 – туфобрекчия базальта, руч. Каменистый. 1–7 – из коллекции В. В. Межубовского, 8 – из коллекции В. Ф. Проскурнина, А. А. Багаевой, 9 – коллекции Хапилина и др. (1986 г.).

Близость петрографического и петрохимического составов позволяют предполагать комагматичность образований светлинского эруптивного комплекса одноименной свите и субвулканическим телам устьшренковского комплекса. Формирование единой вулcano-плутонической ассоциации было связано, видимо, с рифтогенезом.

Возраст комплекса как позднерифейский определяется на основании приуроченности его к колосовской свите, комагматичности светлинской свите и нахождении обломков умереннощелочных долеритов в известковистых брекчиях скальнинской толщи, имеющей позднерифейский возраст.

Кроме того, из двух образцов туфобрекчий светлинского эруптивного комплекса (320/4 – коллекция А. В. Гавриша, соседний лист S-48-I,II; 42023 – коллекция А. А. Багаевой, руч. Каменистый) на приборе SHRIMP-II в ЦЛ ВСЕГЕИ были проанализированы цирконы U-Pb методом.

В образце 320/4 было произведено девять замеров зерен цирконов [47], которые распались на следующие группы: 1 зерно – 1900 млн лет, 1 зерно – 1570 млн лет, 4 зерна – конкордантный возраст  $809 \pm 10$  млн лет, 2 зерна – конкордантный возраст  $722 \pm 15$  млн лет, 1 зерно (по соотношению  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ) –  $540 \pm 10$  млн лет. Полученные данные свидетельствуют лишь о захвате магмой цирконов из вмещающих пород и о том, что возраст магматического тела не древнее 722 млн лет, скорее всего, в интервале 540–722 млн лет.

Из туфобрекчии метабазальта (проба 42023) были сделаны определения возраста в 20 зернах циркона. Результаты сформировали три группы возрастов: 1735–1789 млн лет (3 зерна), 868–963 млн лет (10 зерен) и 776–

812 млн лет (8 зерен). Полученные данные также свидетельствуют о том, что возраст магматического эруптивного тела не древнее 776 млн лет и не противоречит в целом позднерифейскому возрасту светлинского комплекса.

Для комплекса в среднем характерны повышенные содержания Zr, Y, Sn. Кроме того, концентрации Ве составляют  $1,38 \times 10^{-4} \%$ , Рb –  $19,14 \times 10^{-4} \%$ , что значительно превосходит кларковые значения.

### **Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь**

В пределах Мамонтовско-Лаптевской геологической площади выделяются три позднерифейских комплекса: верхнемалиновский дунит-пироксенит-габбровый, малиновский диорит-плагиогранитовый, чукчинский габбродиорит-гранитовый умереннощелочной.

**Верхнемалиновский комплекс дунит-пироксенит-габбровый плуто-нический** ( $\text{v}\sigma\text{-vRF}_3\text{vm}$ ) выделен В. Ф. Проскурниным в верховьях р. Малиновского, где и находится его петротип [305ф, 160]. Массивы метагаббро-пироксенитов образуют подобие первично расслоенных тел с маломощными телами серпентинитов площадью не менее 4–5 км<sup>2</sup> и залегают конформно вмещающим отложениям модинской толщи. Интрузивные тела габброидов этого комплекса закартированы также на мысах Ваганова и Гранитный и в верховьях р. Чукча.

В верховьях р. Малиновского дунит-пироксенит-габбровое дифференцированное тело имеет пластообразную форму и вытянуто в северо-восточном направлении. Его ширина – от 1 до 1,5 км. На северо-восточном окончании амфиболиты прорваны кварцевыми диоритами, плагиопегматитами, аплитами и плагиогранитами малиновского комплекса. Полосчатость внутри массива обусловлена чередованием амфиболитизированных габбро, амфиболитов (тремолит-актинолитовых) по пироксенитам и габбропироксенитам. Породные разновидности связаны друг с другом постепенными переходами.

Амфиболиты сложены (%): раскисленным до олигоклаза плагиоклазом (5–35), тремолит-актинолитом и роговой обманкой (25–65), эпидотом (5–45), оливином, клинопироксеном (до 5), серпентином (до 70). В небольших количествах встречаются биотит, хлорит, карбонат, кварц, тальк, фуксит, титанит, циркон, апатит, рудные минералы, редко гранат, турмалин, ставролит, монацит.

Пироксениты и габброиды превращены в альбит-флогопит-серицит-тремолит-актинолит-цоизитовые крупнокристаллические амфиболиты.

По соотношению окисей щелочей породы относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям. По коэффициенту глиноземистости габброамфиболиты высоко- и умеренноглиноземистые (табл. 17).

Серпентиниты характеризуются высокими содержаниями Ni – до 0,6 %, Cr – до 0,3 % и специализированы на никель (Кк=1,8). Содержания хрома в породах хоть и существенны, но находятся ниже кларков концентрации основных и ультраосновных пород. В целом все образования верхнемалиновского комплекса являются деплетированными и обеднены рудными элементами.

Химический состав пород верхнемалиновского комплекса (в масс. %)

Окислы	Верхнемалиновский массив							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	102	102/1	267	3327/6	203046	203046/1	203046/3	203046/4
SiO <sub>2</sub>	50,56	42,7	46,48	56,1	50,29	39,23	51,16	52,12
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,02	2,44	2,52	0,31	0,01	0,32	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	0,77	16,43	15,56	13,3	0,4	14,1	18,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	1,71	3,8	2,13	1,01	3,06	0,93	0,78
FeO	6,07	3,05	10,13	5,79	6,58	2,9	5,88	4,7
MnO	0,2	0,1	0,3	0,09	0,181	0,083	0,171	0,14
MgO	11,75	38,58	5,66	3,19	13,64	39,59	12,21	8,21
CaO	10,3	–	8,34	5,69	9,58	0,32	11,32	10,25
Na <sub>2</sub> O	1,73	0,07	3,24	3,78	1,37	<0,1	1,5	2,37
K <sub>2</sub> O	0,68	0,06	0,74	1,74	1,01	0,05	0,45	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,34	0,25	<0,05	<0,05	<0,05	0,08
ппп	3,12	13,1	2,47	2,68	1,99	13,9	1,27	0,86
∑	99,1	100,19	100,37	99,52	100,0	99,9	100,0	100,0
H <sub>2</sub> O	0,15	0,22	0,23	0,19				

Примечание. 102 – амфиболитизированный габбропироксенит, 102/1 – серпентинит антитригитовый с реликтами пироксена, оливина, 267 – габброамфиболит биотитизированный роговообманковый, 3327/6 – габброамфиболит биотитизированный с прожилками граната, кварца, пироксена, амфибола, 203046 – метагаббро цоизит-тремолитовое биотитизированное, 203046/1 – серпентинит аподунитовый, 203046/3, 203046/4 – габброамфиболит биотитизированный; **1, 2, 3, 4** – силикатный анализ (коллекция [305ф]); **5, 6, 7, 8** – рентгеноспектральный анализ ЦЛ ВСЕГЕИ, аналитик Б. А. Цимошенко (коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Степуниной, 2014).

Характерный U-образный спектр серпентинитов на спайдер-диаграмме (рис. б) связан, в первую очередь, с их надсубдукционным происхождением, а также возможным захватом «континентального» вещества в процессе тектонического перемещения.

Истощенность габброидов относительно базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB) высокочargedными некогерентными элементами при одновременном обогащении крупноионными элементами отражает надсубдукционное происхождение габброидного расплава, формировавшегося при плавлении истощенной мантии. Положительная европиевая аномалия в амфиболитах связана с некоторым обогащением расплава кумулятивным плагиоклазом. Вместе с тем, некоторые особенности распределения микроэлементов в габброидах («плоские» спектры РЗЭ, отсутствие отрицательной аномалии титана, слабо выраженная Ta-Nb аномалия, истощенность когерентными элементами) могут свидетельствовать о примеси «континентального» материала и формировании комплекса в условиях энсиалической островной дуги.

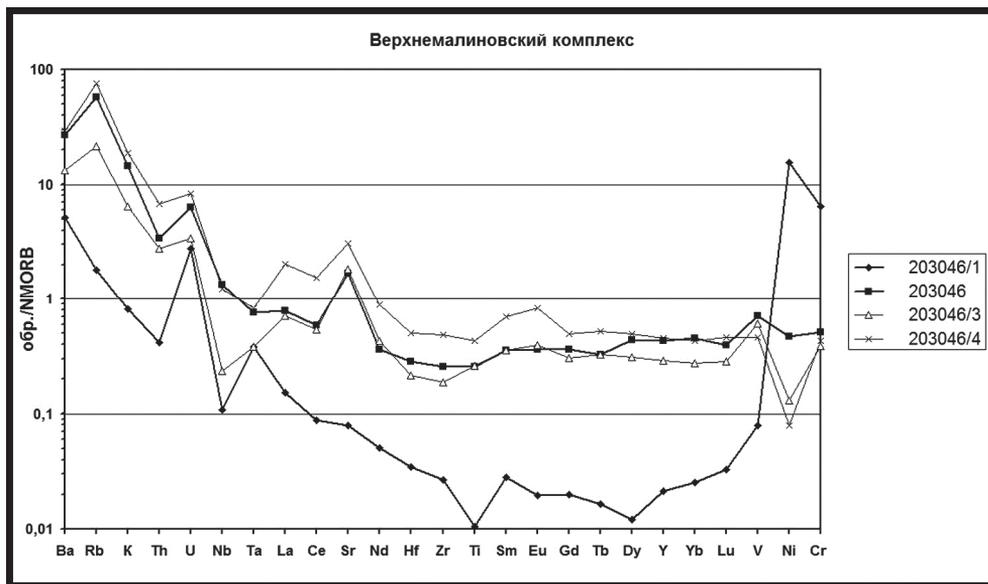


Рис. 6. Спайдер-диаграмма серпентинитов (203046/1), габбро (203046) и амфиболитов (203046/3, 203046/4) верхнемалиновского комплекса (здесь и далее нормировано по McDonough, Sun, 1995, с дополнениями).

Возраст комплекса принят позднерифейским на основании его положения в геологическом разрезе – тела комплекса приурочены к модинской толще и прорваны гранитоидами малиновского комплекса позднего рифея. Абсолютный возраст метагабброидов верхнемалиновского комплекса (проба 203046) определен уран-свинцовым методом по цирконам на приборе SHRIMP-II в ЦЛ ВСЕГЕИ. Конкордантное значение составило  $636 \pm 2$  млн лет, соответствия позднему рифею и согласуется с геологическими данными (Дополнение №3 к СЛ...2014). Полученные датировки захваченных цирконов из серпентинитов ( $1572 \pm 19$ ,  $1779 \pm 19$ ,  $1841 \pm 22$  млн лет) свидетельствуют об участии при их формировании раннепротерозойской и раннерифейской континентальной коры. Позднетриасовый возраст цирконов в серпентинитах согласуется с главной фазой (раннекиммерийской) складчатости на Таймыре и скорее всего свидетельствует о серпентинитовом меланже и возможности попадания цирконов из синхронных раннетриасовых магматических образований в «текущие» тела серпентинитов.

**Малиновский комплекс диорит-плагιοгранитовый плутонический** ( $\delta\text{-}\gamma\text{RF}_3\text{m}$ ) выделен В. Ф. Проскурным в междуречье Малиновского–Чукча [305ф, 160]. Небольшие тела в ядрах антиклинальных структур закартированы в верховьях рек Чукча, Длинная, правом притоке р. Ниж. Таймыра, в районе озер Астрономические. Наиболее крупный массив на правобережье р. Малиновского площадью более  $80 \text{ км}^2$  имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму, прорывает модинскую толщу «празинитов» и габброиды верхнемалиновского комплекса. В свою очередь породы малиновского комплекса содержатся в обломках туфоконгломератов борзовской тол-

щи и перекрываются отложениями продольнинской толщи позднего рифея. Комплекс представлен двумя фазами – диоритовой и плагиогранитовой, из которых преобладает первая – диоритовая. Интрузивные породы преобразованы в порфиритоиды и порфириоиды, вплоть до филлонитов.

В строении Малиновского массива преобладают диориты, кварцевые диориты и их порфириты. Плагиограниты, плагиоаплиты и плагиопегматиты образуют мелкие тела неправильной формы мощностью от первых см до первых метров. Широко развиты процессы пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма. На правом притоке р. Малиновского диориты перекрываются карбонатно-терригенной продольнинской толщей. Юго-западная часть массива прорвана интрузиями чукчинского габродиорит-гранитового комплекса. Контактные изменения выражены в биотитизации пропилитизированных кварцевых диоритов.

Мелкие тела плагиогранитов закартированы в районах р. Длинная, верховьев р. Чукча. Они метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации в зоне граната.

В районе озер Астрономические тело гранитоидов сложено мусковитизированными и катаклазированными микроклинсодержащими мелко-среднезернистыми плагиогранитами. Гранитоиды интенсивно катаклазированы, милонитизированы и часто превращены в полосчатые и «очковые» ортогнейсы.

Характерно развитие вторичных альбита и мусковита вплоть до образования кварц-мусковит-альбитовых сланцев.

Диориты обнаруживают реликтовые гипидиоморфнозернистую, порфирированную и порфирированную структуры, на которые наложены катакластические бластопризматическая, бластопорфирированная, бластопорфирированная, гетеробластовая, лепидогранобластовая и нематогранобластовая. Первичные минералы представлены (%) андезином (40–70), кварцем (до 8). Вторичные (%) – тремолит-актинолитом и роговой обманкой (до 15), эпидотом (5–15), кварцем (5–10), хлоритом (2–5), серицитом (до 10), карбонатом, биотитом (до 5). Акцессорные минералы – гранат, титанит, циркон, рутил, апатит и рудные.

Плагиограниты второй фазы крупнозернистые, с гипидиоморфнозернистой, катакластической, гранобластовой структурами. Калиевый полевой шпат развит в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе, который имеет олигоклаз-андезиновый состав даже в лейкогранитах. Минеральный состав (%) варьирует в следующих пределах: из первичных минералов сохранены олигоклаз-андезин (50–70) и кварц (30–45), вторичные калиевый полевой шпат (5–20), биотит (до 5), серицит (3–10), хлорит, эпидот, карбонат (1–10). Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, апатитом, рутилом, монацитом, магнетитом, пирротинитом, пиритом, ильменитом, гематитом, лимонитом, халькопиритом, молибденитом, галенитом, малахитом.

С плагиоаплитами, характеризующимися гранулитовой и гипидиоморфнозернистой структурами ассоциируют жильные тела гранофириров, в которых мелкие призмы плагиоклаза цементируются гранофирировой полевошпат-кварцевой массой.

По петрохимическим показателям гранитоиды относятся к нормальному ряду калиево-натриевой и натриевой серий весьма высокоглиноземистого типа. По показателям общей щелочности кварцевые диориты и плагиограни-

ты обладают низкой основностью и повышенной кислотностью, что характерно для производных толеитовых серий. Химический состав гранитоидов приведен в табл. 18.

Таблица 18

Химический состав пород малиновского комплекса (в %)

Компоненты	Малиновский массив					р. Чукча	
	I фаза		II фаза			II фаза	
	1	2	3	4	5	6	7
	3329/9	3328/13	C-288/1	203046/6	203046/5	8136/1	203039
SiO <sub>2</sub>	63,26	61,36	76,62	74,57	71,3	68,62	67,32
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,64	0,23	0,09	0,3	0,36	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,51	15,9	10,84	14,6	15,5	14,77	14,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	2,64	1,1	0,46	0,63	2,15	2,26
FeO	1,63	2,56	1,02	0,39	1,25	0,31	2,19
MnO	0,11	0,09	0,1	0,023	0,044	0,05	0,094
MgO	1,92	2,31	1,31	0,37	0,99	0,53	2,18
CaO	4,7	4,7	2,37	1,44	2,3	5,5	5,2
Na <sub>2</sub> O	3,07	3,32	4,77	5,92	4,41	5,94	3,57
K <sub>2</sub> O	3,02	3,03	0,38	0,96	1,94	0,39	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,22	0,09	<0,05	0,09	0,05	0,16
ппп	1,98	2,74	0,76	1,22	1,21	1,83	0,63
∑	99,53	99,55	100,19	100,0	100,0	100,5	100,0
H <sub>2</sub> O	0,28	0,15	0,15			0,18	

Примечание. **1, 2** – пропилитизированные кварцевые диориты, **3, 4** – лейкоплагиограниты катаклазированные, **5** – пропилитизированный плагиогранит, **6** – метаплагиогранит (ксенолит в метаандезитобазальте борзовской толщи, верховье р. Чукча), **7** – пропилитизированный тоналит. **1, 2, 3, 6** – силикатный анализ (коллекция из [305ф]); **4, 5, 7** – рентгеноспектральный анализ, анализ Б. А. Цимошенко (коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Степуниной, 2013 г.).

Гранитоиды обеднены практически всеми (кроме селена) элементами по сравнению с кларком кислых пород (табл. 19).

На рисунках 7 и 8 показана геохимическая характеристика плагиогранитоидов малиновского комплекса.

Рисунок 7 демонстрирует спектры РЗЭ, характерные для андезитоидных ассоциаций островодужных обстановок. Показательно некоторое истощение легкими РЗЭ с ростом кремнеземистости горных пород и особенно рост в том же направлении отрицательной европиевой аномалии. Эти признаки однозначно свидетельствуют о формировании плагиогранитного расплава в ходе кристаллизационной дифференциации более основного расплава.

Спайдер-диаграмма плагиогранитоидов малиновского комплекса (рис. 8) также, очевидно, отражает их надсубдукционную природу, выраженную в частности в относительном истощении высоkozарядными некогерентными элементами.

## Мироэлементный состав пород верхнемалиновского и малиновского комплексов (в ppm)

Элементы	203046	203046/1	203046/3	203046/4	203039	203046/5	203046/6
	1	2	3	4	5	6	7
Li	18,5	<1	12,5	23,1	15,1	14,3	6,9
Be	1,51	1,07	1,06	1,84	1,11	2,3	5,54
F	299	116	186	436	313	348	92
Sc	37,6	6,4	30,5	20,7	9,29	4,15	4,93
V	212	23,6	182	139	91	19,1	10,9
Cr	149	1880	113	125	18,2	7,64	5,2
Co	43,7	85,6	38,7	24,4	12,3	2,96	3,61
Ni	65,1	2150	18,1	11	11,2	5,95	2,81
Cu	30,4	9,43	26,1	16,3	3,11	3,74	10
Zn	61,5	36,7	53,8	56,1	61,6	26,4	11,5
Ga	10	6,39	13,6	18,7	1,16	6,28	18,1
Ge	1,15	0,56	0,93	1,02	1,03	0,89	0,84
As	<1	1,42	<1	<1	<1	<1	<1
Se	0,36	<0,3	0,31	0,79	0,94	0,68	0,64
Rb	32,3	<2	12,1	42,8	18,6	46,6	25,1
Sr	151	7,16	164	277	478	192	70,2
Y	12	0,6	8,04	12,7	16,2	12,4	15,8
Zr	19,1	1,97	14	35,8	164	92,6	54,7
Nb	3,12	<0,5	0,55	2,89	6,41	5,08	7,36
Mo	<0,6	<0,6	<0,6	3,11	<0,6	<0,6	<0,6
Pd	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Ag	0,014	<0,01	<0,01	0,015	<0,01	<0,01	<0,01
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	0,11	<0,1	<0,1	<0,1
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	1,86	0,75	0,79	2,4	1,05	1,83	1,3
Sb	<0,1	0,12	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Cs	6,36	0,18	2,89	9,51	0,93	2,63	2,16
Ba	171	32,7	83,6	186	294	455	228
La	1,95	0,38	1,76	5,06	16,4	17,6	8,04
Ce	4,37	0,66	4,01	11,5	32,7	32,8	16,1
Pr	0,58	0,084	0,56	1,46	3,79	3,53	1,86
Nd	2,64	0,37	3,13	6,51	14,2	12,4	6,54
Sm	0,94	0,074	0,93	1,84	3,18	2,86	1,93
Eu	0,37	0,02	0,4	0,84	0,74	0,57	0,26
Gd	1,33	0,073	1,11	1,83	2,7	2,39	1,85
Tb	0,22	0,011	0,22	0,35	0,47	0,37	0,34
Dy	1,99	0,055	1,4	2,26	2,57	2,31	2,59

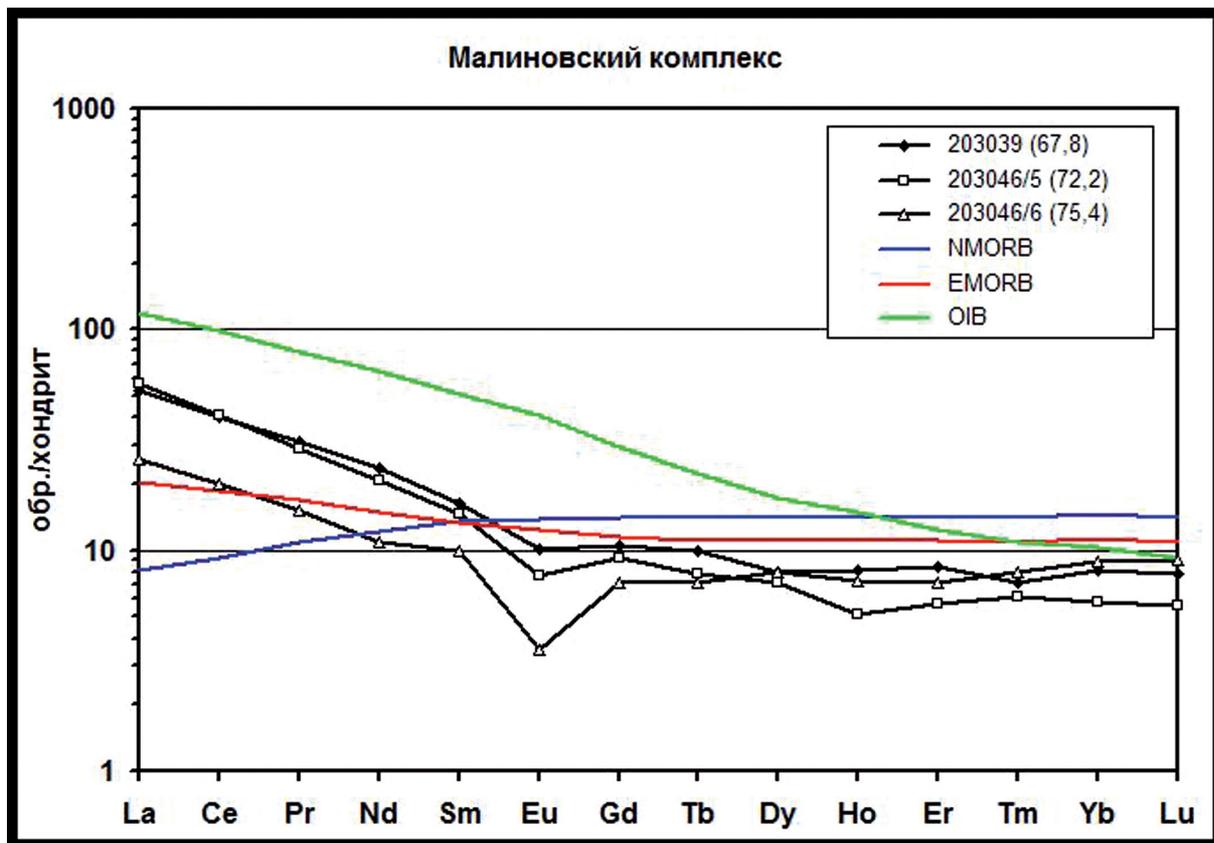


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов в плагиогранитах малиновского комплекса.

В скобках – содержания кремнезема (здесь и далее нормировано по Boynton, 1984). NMORB – нормальный базальт океанических хребтов, EMORB – обогащенный базальт океанических хребтов, OIB – базальт океанических островов по (McDonough, Sun, 1995; Sun, McDonough, 1989).

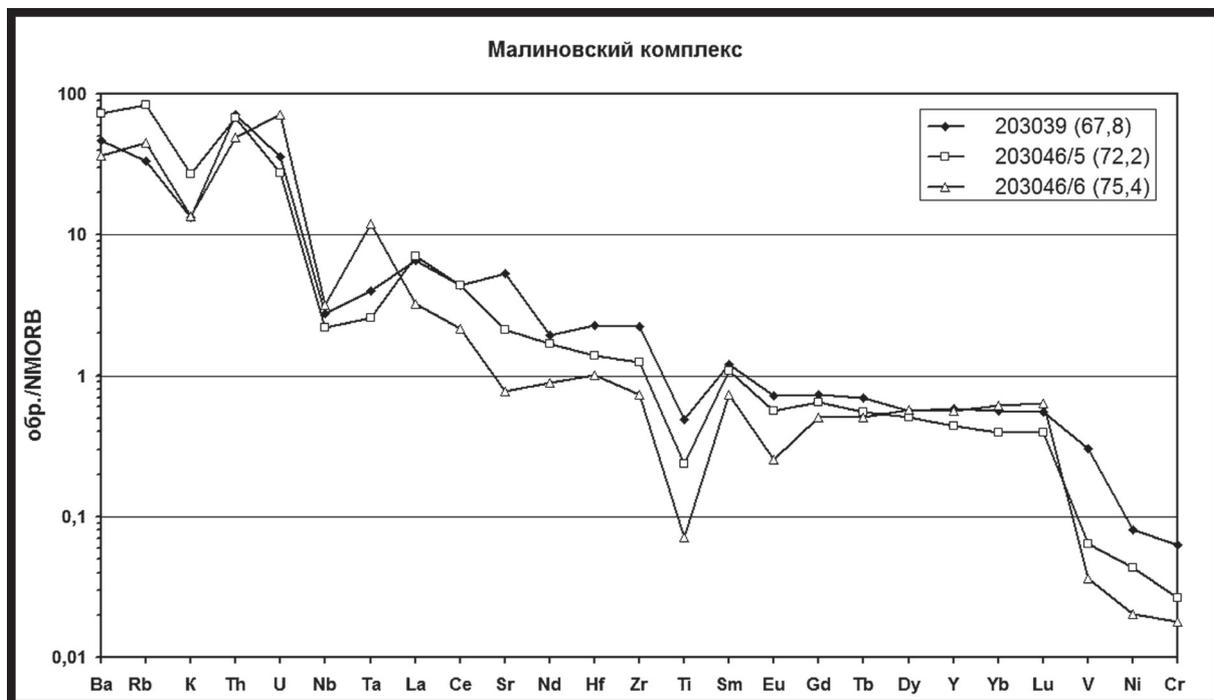


Рис. 8. Спайдер-диаграмма плагиогранитоидов малиновского комплекса. В скобках – содержания кремнезема в %.

Элементы	203046	203046/1	203046/3	203046/4	203039	203046/5	203046/6
	1	2	3	4	5	6	7
Ho	0,41	0,017	0,27	0,51	0,58	0,37	0,52
Er	1,06	0,063	0,83	1,32	1,78	1,2	1,5
Tm	0,18	0,0081	0,13	0,21	0,23	0,2	0,26
Yb	1,37	0,077	0,83	1,3	1,71	1,21	1,87
Lu	0,18	0,015	0,13	0,21	0,25	0,18	0,29
Hf	0,58	0,071	0,44	1,03	4,7	2,82	2,07
Ta	0,1	<0,1	<0,1	0,11	0,53	0,34	1,59
W	0,63	0,8	<0,5	0,92	<0,5	<0,5	0,69
Pt	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
Au	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hg	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015
Tl	0,2	<0,1	<0,1	0,38	<0,1	0,2	0,15
Pb	5,47	<1	3,92	4,63	7,86	4,32	6,8
Bi	0,11	0,47	0,17	0,12	<0,1	0,23	<0,1
Th	0,41	<0,1	0,33	0,81	8,58	8,11	5,89
U	0,3	0,13	0,16	0,39	1,69	1,29	3,34

Примечание. 1–4 – габброперидотиты верхнемалиновского комплекса, 5–7 – плагиограниты малиновского комплекса. 203046 – метагаббро цоизит-тремолитовое биотитизированное, 203046/1 – серпентинит аподунитовый, 203046/3, 203046/4 – габброамфиболит биотитизированный; 203039 – пропилитизированный тоналит, верховья р. Чукча, 203046/5 – пропилитизированный плагиогранит, 203046/6 – лейкоплагиогранит катаклазированный, правый берег р. Малиновского.

На наш взгляд, есть достаточно оснований полагать, что исходным для всей ассоциации горных пород малиновского и верхнемалиновского комплексов был единый мантийный базальтовый расплав. Петрологический механизм формирования плагиогранитов в ходе кристаллизационной дифференциации вместо нормальных гранитов связывается с эволюцией кварцдиорит-гранодиоритового расплава в условиях базит-гипербазитовой рамы.

Для определения радиологического возраста формирования гранитоидов из гранитоидов правобережья р. Малиновского на листе S-47 были отобраны представительные пробы 203039 (метатоналит, 10 зерен цирконов), 203046/5 (метаплагиогранит, 10 зерен цирконов), из которых были выделены цирконы по стандартной методике и проанализированы на приборе SHRIMP-II в ЦЛ ВСЕГЕИ.

Полученные конкордантные возрасты (Дополнение № 3 к СЛ...2014) для пробы 203039 –  $691 \pm 4$  млн лет и пробы 203046/5 –  $633 \pm 4$  млн лет согласуются с результатами работ В. А. Верниковского и др. [30] и В. Ф. Проскурнина [292ф] по Кунарскому массиву плагиогранитов офиолитового комплекса п-ова Челюскин –  $740 \pm 38$  млн лет и  $713 \pm 4,9$  млн лет соответственно и свидетельствуют о формировании гранитоидов тоналитового ряда малиновского комплекса в позднем рифее.

**Чукчинский габбродиорит-гранитовый плутонический комплекс** выделен В. Ф. Проскурниным [305ф, 160] в верховьях р. Чукча (верховья ручьев Ветка, Перекатистый), где он образует серию линейно-овальных массивов площадью первые десятки км<sup>2</sup>, согласных залеганию вмещающих пород продольнинской и борзовской толщ.

Интрузии чукчинского комплекса образуют пояс в зоне Главного Таймырского разлома, вытянутый в северо-восточном направлении не менее чем на 300 км. Пояс образован сложнопостроенными многофазными массивами Правочукчинским, Перекатнинским, Левочукчинским, Левомалиновским и другими мелкими телами.

Массивы Чукчинской зоны в плане имеют неправильные, волнистые, лентовидные очертания, подчеркивающие форму антиклинальных структур. Площади массивов колеблются от 10 до 80 км<sup>2</sup>. Интрузии конкордантны вмещающим породам. Гнейсовидные текстуры сформированы динамометаморфизмом.

Основные разновидности пород комплекса представлены мелко-среднезернистыми гранитами, гранодиоритами, гранофирами, реже – диоритами, кварцевыми диоритами и габбродиоритами биотит-роговообманковыми. Все разновидности пород катаклазированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с широким развитием чешуйчатых гранобластовых агрегатов серицита, хлорита, биотита и реже амфибола. Граниты и гранодиориты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой, за счет катаклаза отмечаются также катакlastические, милонитовые, лепидогранобластовые и порфиробластовые структуры.

Формирование чукчинских интрузий происходило в три фазы. Первая – габбродиориты, реже габбро ( $\epsilon\delta RF_3\zeta_1$ ). В верховьях р. Встречи, ручьев Перекатистый, Длинный, р. Поздняя массивы габброидов площадью 6–7 км<sup>2</sup> неправильной формы вытянуты в северо-восточном направлении. Продукты ранней фазы наблюдаются в виде ксенолитов в гранитоидах и по составу отвечают амфиболлизированным габбро и габбродиоритам. Значительно количество инъекций гранитного состава в габбродиоритах. Магматические образования интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Габбродиориты мелко-, среднезернистые с гипидиоморфнозернистой и диоритовой структурами. В зависимости от содержания темноцветных минералов состав варьирует от габбро до диоритов. В минеральном составе габбродиоритов участвуют (%): плагиоклаз (30–70), диопсид (до 20), роговая обманка (15–40), биотит (до 20), кварц (до 8), калиевый полевой шпат (до 10), хлорит и эпидот (до 5). Из акцессорных минералов присутствуют титанит, апатит, гранат, турмалин, кианит, магнетит, пирротин, пирит, халькопирит.

**Интрузии второй фазы чукчинского комплекса** ( $\gamma\delta-\gamma RF_3\zeta_2$ ) представлены роговообманково-биотитовыми мелко-, среднезернистыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами. Породы катаклазированы, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Наиболее крупный массив зафиксирован в верховьях руч. Перекатистый, где гранодиориты образуют штокообразное тело площадью не менее 9 км<sup>2</sup>. Гранодиориты содержат ксенолиты габбродиоритов и шпировидные выделения крупнозернистых роговообманковых

кварцевых диоритов. Гранодиориты обладают порфиroidной структурой с вкрапленниками плагиоклаза размером 5–7 мм. Плагиоклазы имеют зональное строение, свидетельствующее о малых глубинах становления интрузий. В других массивах гранитоиды второй фазы образуют небольшие тела ленто-видной и неправильной форм, вытянутые в северо-восточном направлении. Кварцевые диориты, гранодиориты и монцогранодиориты второй фазы имеют порфиroidную гипидиоморфнозернистую структуру. Минеральный состав (%): плагиоклаз (25–50), кварц (10–30), роговая обманка (0–15), биотит (5–25), калиевый полевой шпат (5–30), эпидот и хлорит (1–3). Акцессорные минералы представлены титанитом, ортитом, апатитом, цирконом, гранатом, пиритом, магнетитом, пирротинном, халькопиритом, гематитом.

В позднюю фазу формируются мелко-, среднезернистые биотитовые граниты, лейкограниты и гранофировые граниты. Жильные образования представлены аплитами, аплитовидными гранитами, гранофирами и, редко, пегматитами. Наиболее крупное тело гранитов поздней фазы площадью 10–12 км<sup>2</sup> зафиксировано на правом берегу р. Чукча, где оно вытянуто вдоль Чукчинского разлома (уступа). Светло-серые граниты прорваны биотитовыми гранитами оленьинского комплекса и за счет этого калишпатизированы. Структура обычно порфиroidная с вкрапленниками олигоклаза и кварца или катакластическая. Минеральный состав (%): калишпат (20–50), кварц (15–35), зональный андезин-олигоклаз (10–40), биотит (0,5–10), хлорит (до 1,5), эпидот (до 1,6), карбонаты (до 0,1), титанит (до 0,4), апатит (до 0,5). Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, ксенотимом, рутилом, турмалином, гранатом, рудными.

Обращает на себя внимание единство направленности изменения химизма пород от ранней фазы к поздней (табл. 20). Эволюция магматизма направлена на уменьшение основности от субщелочных лейкогаббро и габбродиоритов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. По соотношению щелочей габброиды и гранитоиды относятся к калиево-натриевой серии, по коэффициенту глиноземистости – к высокоглиноземистым и крайне высокоглиноземистым разновидностям. По мере увеличения кремнекислотности отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  уменьшается, а коэффициент глиноземистости увеличивается. По петрохимическим показателям чукчинский интрузивный комплекс близок к вулканитам борзовской толщи.

В габброидах ранней фазы вышекларковые значения типичны для Pb, Sn, Zn, Ba, Mo, Sr, Y [305ф, 160]. Калишпатизированные разности габброидов специализированы на Ba ( $\text{Kk} > 5$ ), в отдельных пробах из них с верховьев р. Встречи отмечены содержания Au – до 0,17 г/т.

Гранитоиды чукчинского комплекса специализированы на Mo, большинство элементов в них содержится в вышекларковых количествах. По составу малых элементов гранитоиды могут быть сопоставлены с гранитами «андезитового ряда» [213]. Значительная роль в них принадлежит к сидерофильным и халькофильным элементам: Cr, Ni, Co, Ti, Cu, V, Pb. Концентрация Ni, Cr, Pb максимальна в образованиях жильно-дайковой фации. В калишпатизированных разностях повышаются содержания Mo, Au, Sn и Pb. Совместно с вулканитами борзовской толщи породы чукчинской интрузивной серии образуют известково-щелочную андезитовую серию Таймыра.

Химический состав пород чукчинского комплекса (в %)

Массив	Фаза	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	шпг	Σ	H <sub>2</sub> O
Правочукчинский	I	2157/2	52,88	0,86	16,29	2,91	4,41	0,13	5,53	6,97	3,4	4,24	0,92	1,28	99,82	0,2
	II	2159	70,14	0,32	15,55	1,51	1,4	0,04	0,76	1,97	3,61	4,62	0,32	0,25	100,5	0,1
	II	2157/5	70,35	0,36	14,54	1,31	1,63	0,1	0,73	2,25	3,85	4,35	0,16	0,3	99,93	0,1
	III	2162/2	71,59	0,26	14,04	1,44	1,08	0,04	0,5	1,33	3,61	4,91	0,18	0,6	99,57	0,11
	III	2151	72,39	0,32	13,58	0,72	1,42	0,04	0,68	1,61	3,28	5,08	0,08	0,5	99,7	0,14
	I	3546	52,44	1,46	17,21	3,03	5,31	0,16	4,59	7,37	3,8	2,46	0,46	1,49	99,98	0,26
Ручей Перекапистый	I	П.233/1	55,53	0,99	16,94	2,54	4,18	0,15	4,24	3,24	3,75	3,83	0,48	1,1	99,97	0,23
	II	8128	68,81	0,4	15,94	1,79	1,51	0,03	0,85	1,98	3,63	4,3	0,14	0,63	100,61	0,16
	III	8128/3, 8128/2	72,24	0,27	14,95	0,59	1,27	0,06	0,57	1,4	3,46	5	0,09	0,58	100,35	0,22
	III	2177/7	72,49	0,35	13,58	0,63	1,64	0,08	0,43	1,9	3,44	4,84	0,15	0,42	99,95	0,18
	I	2168/6	53,02	1,86	17,59	4,01	4,19	0,18	2,7	4,92	4,64	4,98	1,02	0,94	100,05	0,12
	III	3304/2, 2156/8, 2156/10, 2168/1	74,01	0,18	14	0,74	0,87	0,05	0,2	0,85	3,36	4,63	0,1	0,96	99,96	0,14

Примечание. Силикатные анализы приведены из отчета [305ф]. 2157/5, 2162/2, 2151, 2168/1, 3304/2 – биотитовые граниты; 2157/2, 3546 – калишпатизированные габродиориты; 2177/7, 8128/2, 8128/3 – умереннощелочные граниты; 2156/8, 2156/10 – калишпатизированный гранит; 2168/6, 3546 – калишпатизированные габродиориты; П.233/1 – метадiorит.

Позднерифейским возраст комплекса определяется на основании приуроченности к соответствующим отложениям и обнаружения гранитов и гранофириров близкого типа в обломках туфоконгломератов лаптевской свиты позднего рифея–раннего венда (р. Серебрянка). Геохронологические исследования (по цирконам – метод ТИЭ) свидетельствуют о возрасте гранитоидов не моложе  $720 \pm 40$  млн лет.

## **СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Магматизм среднекаменноугольно-триасового тектоно-магматического цикла проявлен в двух геологических районах – Карском и Южно-Быранском. В первом преобладают интрузивные плутонические образования кислого состава, во втором – вулканоплутонические образования основного и среднего составов.

### *Карский геологический район*

#### **Нижнетаймырская геологическая площадь**

Позднепалеозойско-раннемезозойские интрузивные образования Нижнетаймырской геологической площади сформированы в четыре этапа – среднепозднекаменноугольный, пермский, раннетриасовый и среднепозднетриасовый.

#### **СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Интрузивные образования рассматриваемого этапа представлены плутоническим ленивенско-толевским мигматит-гранитовым мусковитизированным комплексом.

**Ленивенско-толевский-мигматит-гранитовый плутонический комплекс** ( $\gamma C_{2-3lt}$ ) впервые выделен Ю. И. Захаровым [96]. Интрузии этого комплекса образуют автохтонные (ультраметагенные) массивы, развитые преимущественно в породах ленивенской серии. Наиболее крупные массивы закартированы в районах п-ова Заря, в междуречье Коломейцева и Толевой, в низовьях рек Ленивая и Гусиная.

В пределах изучаемого листа гранитоиды комплекса выделены на горе Одинокая и на левобережье р. Малиновского [305ф]. В геофизических полях гранитоиды практически не выражены. Данного типа граниты обогащены многочисленными останцами-скиалитами осадочно-метаморфических пород продольнинской толщи и окружены ареалами парагнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев. Они образуют согласные со структурой вмещающих толщ лентовидные и факолитоподобные тела мощностью от нескольких метров до сотен метров с многочисленными прожилковидными каналами, соединяющими их. Макроскопически граниты имеют резкие границы с окружающими породами, но в эндоконтакте обогащены останцами вмещающих пород. По направлению к контактам гранитов во вмещающих породах

резко увеличивается степень метаморфизма до образования силлиманит-гранатовых кристаллосланцев и порфиروبластических гнейсов. Порфиробласты микроклина чаще всего приурочены к уже сформированным лейкосомам мигматитов и имеют метасоматический характер замещения. Инъекционные мигматиты представлены послойными, сетчатыми и птигматитовыми разновидностями.

Граниты представлены светло-серыми средне-крупнозернистыми биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами изредко мусковитизированными. Минеральный состав (%): плагиоклаз (10–40); калишпат (20–50); кварц (15–35); биотит (0,5–10); из вторичных отмечаются серецит, хлорит, реже эпидот, карбонат; из аксессуарных – титанит, апатит, циркон, ортит, турмалин, гранат, шпинель, кианит; из рудных – ильменит, пирротин, лейкоксен, пирит, галенит, молибденит. Олигоклазы имеют широкотаблитчатые формы, нередко замещаемые мусковитом. Микроклин образует крупные пойкилопорфиробласты, которые растут как в гранитоидах, так и во вмещающих породах. Иногда он рассекается таблицами мусковита. Биотит представлен удлиненными правильной формы таблицами размером до 5 мм и имеет яркий бурокоричневый цвет, характерный для железистого лепидомелана. По биотиту периодически развиваются крупные лейсты мусковита.

Основные петрохимические показатели (табл. 21) пород рассматриваемых гранитоидов свидетельствуют о принадлежности их к нормальному щелочно-земельному ряду калиево-натриевой серии с примерно равным содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O$ . Средние содержания петрогенных окислов близки к химическому составу гранитового формационного типа. По данным спектрального анализа [305ф], гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями по отношению к кларковым сидеро-халькофильных элементов (Cr, Co, Ni, Ti, Sn, Be) и ванадиевой (>5 кларков) геохимической специализацией. Автохтонно-паравтохтонный тип гранитоидов, видимо, обусловил близость состава малых элементов в нем к вмещающим метаморфическим породам продольнинской толщи.

Гранитоиды ленивенско-толлевского комплекса прорывают образования верхнепротерозойской ленивенской серии и продольнинской толщи, в свою очередь секутся роговообманково-биотитовыми гранодиоритами ранне-среднепермского коломецевского комплекса. О возрасте гранитоидов ленивенско-толлевского и еремеевско-бирулинского комплексов нет единого мнения. В. Ф. Проскурнин считает, что возраст коллизионных гранитов – докембрийский [169]. В Дополнении № 3 к Легенде Госгеолкарты-1000/3 (Таймырско-Североземельская серия) возраст ленивенско-толлевского комплекса принят как средне-позднекаменноугольный на основании изотопно-геохронологических данных (датирование комплекса проведено на соседнем листе S-46).

## ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования рассматриваемого этапа представлены коломейцевским гранодиоритовым и оленьинским умереннощелочногранитовым комплексами.

Таблица 21

## Химический состав пород ленивенско-голлевского комплекса (в %)

Массив	Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O
Левомалиновский	241/3, 958/5, 959/1, 241/1, 958/5	<b>1</b>	70,05	0,37	14,87	0,77	1,78	0,06	0,77	1,91	3,94	4,38	0,14	99,83	0,12
	П.249, 659/1, 199	<b>2</b>	72,74	0,24	14,02	0,65	1,17	0,07	0,51	1,34	3,42	5,19	0,08	100,16	0,12
	П.249	<b>3</b>	72,01	0,26	13,99	1,36	0,75	0,07	0,32	1,69	3,84	4,98	0,1	99,72	0,32
Река Мутная (гора Одинокая)	115, 3341/4, 1242/2, 2130/10	<b>4</b>	69,28	0,47	14,78	1,15	1,74	0,06	1,41	1,77	3,55	4,08	0,19	99,5	0,22
	1262/3	<b>5</b>	68,43	0,45	14,97	1,74	1,17	0,05	1,23	3,2	3,79	4,68	0,2	99,36	0,2
	6837/3, 6837/4	<b>6</b>	73,27	0,26	14,43	1,13	1,06	0,07	0,54	1,49	3,15	3,87	0,11	100,38	0,2

Примечание. Силикатные анализы из отчета [305ф]. **1, 2, 3, 5** – умереннощелочные граниты; **4** – гранит; **6** – лейкогранит.

**Коломейцевский гранодиоритовый plutонический комплекс** ( $q\delta, \gamma\delta P_{1-2k}$ ) выделен В. Ф. Проскурниным на севере рассматриваемого листа, с петротипом в каньоне р. Мутная [305ф, 160]. Ранее коломейцевские гранитоиды изучались в юго-западной части площади листа А. М. Даминовой [78], в районе р. Зееберга – О. С. Грум-Гржимайло, отдельные региональные пересечения совершены Л. В. Махлаевым и др. в 1968 г. Юго-западное окончание массива закартировано коллективом В. В. Беззубцева [16].

Коломейцевский комплекс в пределах территории листа слагает северо-восточную часть крупного одноименного батолита (до 1500 км<sup>2</sup>), ответвление от него в верховьях руч. Длинный, а также рядом небольших тел на участке п-ова Инclinатор. Коломейцевский батолит сечется позднепермскими умереннощелочными гранитами оленьинского комплекса, раннетриасовыми долеритами и средне-позднетриасовыми штоками беспамятнинского комплекса (интрузия горы Высокая и др.) монзонит-сиенит-граносиенитового состава. На фоне вмещающих пород интрузии комплекса выделяются слабоотрицательными магнитными и невысокими радиоактивными аномалиями (в отличие от позднепермских гранитоидов оленьинского комплекса).

В структурно-геологическом отношении Коломейцевский батолит представляет собой неинтродуцировавший магматический плутон (батолит замещения), который залегает в верхнепротерозойских терригенных образованиях ленивеновской серии и мининской толщи Мининско-Коломейцевской геологической площади. В плане строение плутона простое: он вытянут в северо-восточном направлении и залегает в целом конкордантно с вмещающими породами. Очертания батолита не совпадают со структурой вмещающих пород. Ширина выхода гранодиоритов – 10–20 км при общей длине до 125 км. На северо-западном и юго-восточном окончаниях контакт ровный, слабоволнистый, на юго-западном в районе верховьев р. Каменистая и северо-восточном у бух. Беспамятная – зазубренно-апофизный, послонно-инъекционный через зону мигматизации и магматического замещения.

Приконтактные зоны дробления сопровождаются зонами калишпатизации и пропилитизации, связанными с внедрением пермских умереннощелочных гранит-порфировых интрузий. Минеральные новообразования в зонах калишпатизации выражаются в появлении крупных пойкилопорфириобласт калишпата размером от 0,5 до 6 см ярко красного цвета, рассеянных по массе в породе и образующих струйчатые образования совместно с гранобластовым и порфириобластовым агрегатом кварца. В зонах пропилитизации отмечаются линейные и сетчатые прожилки мощностью от 1,3 до 15 см, слагаемые амфибол-полевошпат-кварцевым, амфибол-эпидот-кварцевым, карбонат-эпидот-хлорит-кварцевым материалом. Формирование последних следует по времени за процессом калишпатизации.

Петрографический состав пород достаточно однороден и изменяется от крупнозернистых роговообманковых, биотит-роговообманковых диоритов и кварцевых диоритов до роговообманково-биотитовых, биотитовых гранодиоритов и, в центральных и апикальных частях, до меланократовых гранитов. Уменьшение основности пород и количества ксенолитов в них от краев к центру происходит постепенно. Каньон р. Мутная, вскрывающей массив на 12 км вквост простирается, является эталонным для изучения внутреннего со-

става гранитоидов. Породы повышенной основности располагаются по его периферии (20 % площади), а более кислые разновидности занимают центральную часть (20 % площади массива). Изменение состава гранитоидов происходит постепенно. В соответствии с этим меняется количество ксенолитов: от 25–30 % в эндоконтакте до 5–10 % в центральной части. В ксенолитах эндоконтакта зачастую сохраняются реликты структур и текстур осадочных пород, при приближении к внутренним частям плутона они представлены нацело гранитизированными (диоритизированными) гибридными породами со значительным количеством темноцветных минералов. Внутреннее строение батолита характеризуется первичной полосчатостью (гнейсовидностью)–субпараллельным расположением темноцветных минералов, субпараллельной ориентировкой длинных осей ксенолитов и шлиров. Директивные текстуры выдержаны вкрест простираения массива и на всем его протяжении имеют близкие азимуты падения 280–300° и углы падения 70–80°. Среди трещин отдельности преобладают продольные крутопадающие (S) трещины, совпадающие, как правило, с первичной полосчатостью и обуславливающие плитчатую субвертикальную отдельность, с мощностью плит от 20 до 1 м. При развитии поперечных крутопадающих и пологозалегающих трещин для гранитоидов характерна ромбоэдрическая отдельность. Пластовая отдельность преобладает в основном в калишпатизированных разностях пород, в которых линии течения или псевдотрахитоидность совпадает с пологозалегающими трещинами.

Экзоконтактовые изменения делятся на два типа. В случае дискордантного контакта образуются биотит-кварцевые, кордиерит-биотит-кварцевые, кордиерит-биотит-полевошпат-кварцевые, гранат-биотит-кварцевые, роговообманково-биотит-кварцевые роговики амфибол-роговиковой фации метаморфизма. Ширина контактового ореола изменяется от 300 до 800 м. Второй тип контактовых изменений отмечается при дисконформной контактовой поверхности (в апикальной части массива), где образуются инъекционные мигматиты. Вмещающие породы превращены в кристаллические породы и гнейсоподобные породы, характерные для зон локального динамотермального метаморфизма. В породах по аргиллитам и алевролитам появляются парагенезисы минералов с фибролитом и гранатом, кордиеритом. Порфиробласты последнего образуют птигматитовые текстуры.

Микроскопически структура пород гипидиоморфнозернистая, с большим идиоморфизмом плагиоклаза по сравнению с ортоклазом, реже порфирукластическая, порфиرويدная и гранулитовая. Порфиробластические структуры развиты за счет наложенной калишпатизации, альбитизации и окварцевания.

Минеральный состав гранодиоритов представлен (%): андезином – 40–60, кварцем – 5–20, ортоклазом – 30 и, в подчиненных количествах, роговой обманкой – 3–25 и биотитом – 5–20. Первичный калишпат представлен решетчатым микроклином, вторичный (ортоклаз) зачастую включает пертитовые вроски распада альбита. Среди аксессуаров развиты также апатит, циркон, гранат, турмалин. Рудные минералы представлены магнетитом, пирротинном, ильменитом, лимонитом, пиритом, халькопиритом, галенитом. Широко развит ортоклазовый порфиробластез.

По петрохимическим параметрам (табл. 22) кварцевые диориты и гранодиориты относятся в целом к умереннощелочным породам натриевого и калиево-натриевого типов щелочности. По содержанию калия породы высококалиевые. По индексу глиноземистости породы сильно пересыщены глиноземом, относятся к миаскитовым по соотношению щелочей и глинозема. На дискриминационной диаграмме R1–R2 (Batchelor, Bowden, 1985) большинство фигуративных точек попадает в поле постколлизийных гранитов поднятий.

Химический состав гранодиоритов колумбийского комплекса (табл. 22) сходен с составом вмещающих флишеидных отложений, что является доказательством того, что первые образовались путем магматического замещения. По Л. В. Таусону (1977 г.), гранодиориты относятся к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда. Геохимическая специализация [305ф, 160] выражена в повышенных количествах хрома, никеля, титана, меди, селена, серебра, золота, бария, стронция и наследуется от вмещающих харитоновской и мининской свит. Кларки концентрации (Кк) перечисленных элементов варьируют от 2 до 32. В отдельных пробах в гранодиоритах отмечаются повышенные содержания золота (до 0,1 г/т), приуроченные к эндоконтактовым сульфидизированным частям массивов. Микроэлементный состав гранодиоритов приведен в табл. 23. Некоторые особенности геохимии комплекса рассмотрены ниже, при описании оленьинского комплекса.

Уран-свинцовым методом (Дополнение №3 к Легенде Госгеолкарты-1000/3, 2014) для гранодиоритов из каньона р. Оленья (обр. 203047/11) получен конкордантный возраст  $268,3 \pm 3,2$  млн лет. Возраст колумбийского комплекса на основании этого и по аналогии с лодочниковским комплексом Челюскинского района принимается как ранне-среднепермский условно. Обоснование возраста комплекса требует дальнейшего изотопно-геохронологического изучения.

**Оленьинский комплекс умереннощелочно-гранитовый гипабиссальный** ( $\epsilon\text{U}_{\text{P}_{30}}$ ) выделен В. Ф. Проскурниным при ГГС-200 [305ф, 160] с петротипом на р. Оленья (массив Оленьинский). Кроме того, на севере листа S-47 к оленьинскому комплексу относятся массив Волчий, группа Чукчинских массивов. Вмещают их докембрийские и нижнекембрийские отложения (ленивенская серия, мининская толща, хутудинская толща), представленные филлитами, метапесчаниками, глинистыми углеродистыми сланцами, а также позднепалеозойские гранитоиды колумбийского комплекса. В плане тела имеют овальную форму, контакты ровные, резкие, субвертикальные.

Площадь тел не превышает  $200 \text{ км}^2$ . Массивы сложены порфировидными биотитовыми гранитами, а также лейкогранитами и гранодиоритами. Дайково-жильная фация массивов представлена аплитами, пегматитами, пегматоидными гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами. Последние иногда образуют в эндоконтакте фациальную оторочку мощностью до 1–2 м.

Наиболее изученный в каньоне р. Оленья Оленьинский массив имеет площадь около  $125 \text{ км}^2$ . Главная фаза представлена порфировидными, порфиробластическими умереннощелочными биотитовыми гранитами. Вкрапленники розового калиевого полевого шпата размером от 1 до 8 см образуют порфиробласты автотетасоматического генезиса. Граниты средней фазы рас-

Химический состав пород коломенцевского комплекса (в масс. %)

Окислы	203043/10		203043/8		3522		3522/6		1256/1		3563		2051		2122/8		3-2656		2173A/31		1256/2		2232		3580		3521/2		3503/5		2136		3-2281	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17																	
SiO <sub>2</sub>	68,25	68,55	53,84	62,9	55,06	56,18	62,57	63,96	58,8	64,91	64,63	60,36	66,26	65,5	66,52	60,06	66,47																	
TiO <sub>2</sub>	0,4	0,46	1,35	0,67	1,02	1,2	0,71	0,82	0,55	0,46	0,59	0,85	0,74	0,58	0,56	0,9	0,36																	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,0	15,7	16,65	16,41	16,71	17,37	15,9	16,6	17,54	16,35	15,29	14,77	15,53	15,98	15,91	10,07	17,11																	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	1,12	3,4	1,21	2,18	2,45	1,6	1,28	1,6	1,88	3,58	4,01	1,61	1,62	1,2	3,36	0,82																	
FeO	1,72	1,96	5,15	3,42	4,62	3,91	2,87	2,98	4,31	2,06	2,36	3,32	2,24	2,58	2,33	4,42	2,58																	
MnO	0,064	0,059	0,18	0,1	0,1	0,25	0,09	0,1	0,1	0,07	0,06	0,1	0,18	0,1	0,09	0,01	0,1																	
MgO	1,35	1,51	3,88	2,25	5,41	3,24	3,14	1,77	4,13	1,51	1,93	4,08	1,4	1,68	1,59	3,42	1,75																	
CaO	2,3	2,71	6,6	4,21	5,83	5,41	4,38	3	6,35	3,03	2,84	5,69	2,39	3,46	3,04	4,95	2,9																	
Na <sub>2</sub> O	3,7	4,09	3,87	4,13	4	3,94	3,86	3,96	2,41	4,51	3,68	3,14	3,82	4,4	4,02	3,34	4,2																	
K <sub>2</sub> O	4,4	2,49	2,84	3,11	2,98	4,6	3,6	4,32	3,42	3,25	4,52	3,63	4,92	3,36	3,88	2,7	3,54																	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,16	0,54	0,3	0,43	0,51	0,24	0,28	0,29	0,26	0,31	0,58	0,23	0,2	0,17	0,01	0,15																	
пшп	0,7	0,96	1,3	0,9	1,04	0,72	0,92	0,69	–	1,32	1,04	0,87	0,61	0,65	0,92	–	–																	
Σ	100,0	100,0	99,6	99,91	99,98	99,78	99,88	99,76	100,62	99,61	100,83	100,8	99,93	100,11	100,23	–	100,17																	
H <sub>2</sub> O	–	–	0,18	0,22	0,26	0,06	0,28	0,14	–	0,2	0,16	0,38	0,04	0,22	0,3	–	–																	

Примечание: 203043/8, 203043/10 – биотитовый гранодиорит, р. Оленья, 3522 – контаминированный биотит-роговообманковый диорит, верхняя руч. Основной; 3522/6 – Вt-NbI калишпатизированный кварцевый диорит; 1256/1 – Вt-NbI диорит, верхняя руч. Зееберга; 3563 – калишпатизированный диорит; 2051 – Вt-NbI кварцевый диорит, эндоконтакт, р. Мутная; 3-2656 – кварцевый диорит, р. Спокойная, коллекция Ю. И. Захарова; 2173A/31 – биотитовый гранодиорит, р. Оленья; 1256/2 – биотит-роговообманковый диорит, р. Зееберга; 2232 – Вt-NbI кварцевый диорит, р. Летчиков; 3580 – биотит-роговообманковый диорит, р. Зееберга; 2136 – гранодиорит, р. Зееберга, коллекция О. С. Грум-Гржимайло; 3-2281 – гранодиорит, коллекция Ю. И. Захарова. 3-17 – силикатный анализ (коллекция из отчета [305ф]); 1, 2 – рентгеноспектральный анализ, аналитик Б. А. Цимошенко (коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Степуниной, 2013).

Микроэлементный состав гранитоидов Коломейцевского и оленьинского комплексов (в ppm)

Номер пробы	203043/8	203043/10	203043	203043/3	203043/4	203043/6	203043/66	203043/6в	203043/7	203043/9	203043/11	203043/15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	33,5	29,1	16,2	18,4	4,44	26,1	23	15,6	3,43	11,6	31,9	35,4
Be	1,43	2,86	4,44	3,33	1,5	2,61	2,67	2,66	6,38	2,93	3,83	3,62
F	486	772	522	803	164	1340	1300	862	151	207	883	794
Sc	4,99	7,48	3,69	2,94	1,8	5,83	5,9	3,61	2,23	2,28	4,01	3,37
V	53,6	44,1	25,3	20,1	6,73	33,1	27,9	23,6	7,23	10,6	24,4	28,6
Cr	28,7	23,8	7,05	7,69	5,55	6,78	6,63	6,61	6,15	23,1	17	8,27
Co	9,58	6,15	1,92	4	3,06	56,7	53,8	8,25	0,64	0,87	2,42	3,1
Ni	12,1	10,6	2,49	2,16	9,9	9,66	11,6	4,77	<1	1,81	3,37	3,49
Cu	46,6	25,5	5,77	30,3	24,1	31,9	12,8	11,4	5,13	7,02	2,58	3,28
Zn	52,5	46,7	22,5	26	14,5	130	68,9	36,7	9,15	11,2	28,2	36,6
Ga	11,1	12,8	15,8	8,96	20,2	15,2	17,5	13,2	14,9	12,5	13,9	19
Ge	1,09	1,18	1,25	1,45	1,22	1,58	1,92	1,63	1,49	1,16	1,5	1,27
As	1,23	1,15	1,66	1,33	<1	4,44	1,67	1,52	<1	<1	1,13	1,29
Se	1,06	1,26	1,8	1,61	<0,3	2,35	2,83	2,17	<0,3	0,82	2,16	1,37
Rb	63,2	120	168	181	232	255	221	206	216	169	180	179
Sr	684	474	307	324	87,1	329	341	400	103	216	450	456
Y	6,69	10,5	15,5	16,4	4,45	19,7	19,6	15,3	4,57	8,61	16,8	16,3
Zr	176	159	220	161	46,3	329	361	278	64,9	87,2	168	231
Nb	7,34	12	24,7	23,1	7,78	20,9	25,5	23,2	13,3	15,7	21,8	18,2
Mo	<0,6	<0,6	2,4	2,25	<0,6	0,85	0,69	<0,6	0,99	2,43	0,63	0,74
Pd	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Ag	0,11	0,037	0,039	0,053	0,27	164	17,8	26	0,098	0,44	0,017	<0,01
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,99	0,57	0,34	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	1,31	1,11	1,96	1,95	0,64	3,04	2,59	1,98	1,44	0,82	2,05	1,93
Sb	<0,1	<0,1	0,18	<0,1	<0,1	0,11	0,12	0,14	<1	<1	<1	<1
Te						60,2	23,7	12,6				

Номер пробы	203043/8	203043/10	203043	203043/3	203043/4	203043/6	203043/66	203043/6в	203043/7	203043/9	203043/10	203043/11	203043/15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Cs	4,71	5,22	8,76	4,13	5,16	5,31	4,66	3,79	4,68	3,95	6,72	4,07	
Ba	686	1110	524	541	268	706	661	777	154	401	697	735	
La	33,7	26,5	78,6	70,9	6,08	92,6	127	90,5	12	53,7	74,8	67,8	
Ce	62,6	48,1	133	124	92,6	164	230	159	17,5	88,9	135	120	
Pr	6,36	5,36	12,6	11,5	1,3	16	22,1	15,6	1,56	8,25	13	12,2	
Nd	21,6	19,7	39,5	34,4	16	50,5	70,6	48,9	4,01	25,3	42,7	39,7	
Sm	3,29	4,24	6,05	5,15	50,5	7,11	9,45	6,69	0,68	3,2	6,01	5,8	
Eu	0,88	1,08	0,89	0,85	7,11	1,29	1,49	1,2	0,25	0,46	1,21	1,1	
Gd	2,07	2,74	4,93	4,68	1,29	5,78	7,72	5,27	0,59	2,25	4,85	4,84	
Tb	0,25	0,39	0,49	0,49	0,091	0,6	0,75	0,54	0,098	0,27	0,54	0,46	
Dy	1,3	2,4	2,83	2,72	0,62	3	3,65	2,66	0,74	1,66	2,9	2,91	
Ho	0,26	0,39	0,56	0,57	0,15	0,66	0,64	0,47	0,19	0,31	0,53	0,59	
Er	0,7	1,13	1,41	1,44	0,45	1,73	1,62	1,47	0,54	0,79	1,74	1,63	
Tm	0,099	0,17	0,22	0,23	0,076	0,25	0,28	0,2	0,098	0,15	0,27	0,3	
Yb	0,71	0,98	1,54	1,75	0,59	1,8	2,01	1,48	0,93	1,04	1,98	1,93	
Lu	0,12	0,19	0,29	0,31	0,14	0,3	0,36	0,25	0,2	0,2	0,33	0,3	
Hf	4,55	4,48	6,01	5,11	5,22	8,77	9,69	7,37	4,29	2,94	5	6,38	
Ta	0,35	0,82	1,3	1,33	0,68	1,21	1,43	1,42	0,85	1,29	1,5	1,19	
W	0,62	0,7	5,04	1,08	0,96	29,4	32,4	28,6	2,63	0,66	0,58	1,13	
Pt	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	
Au	0,04	0,0059	<0,002	<0,002	<0,002	0,13	0,03	0,025	0,0031	<0,002	<0,002	<0,002	
Hg	<0,015	<0,015	<0,015	0,018	0,017	0,017	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	
Tl	0,3	0,56	0,8	0,73	1,17	1,27	1,14	0,99	0,92	0,82	0,81	0,8	
Pb	19,6	24	32,3	33,2	64,5	3130	392	534	42	31,7	33,2	24,4	
Bi	0,14	<0,1	0,34	0,15	1,25	281	41,3	49,8	0,22	2,43	0,17	<0,1	
Th	10,5	8,14	31,6	31,6	11,4	25,2	31,3	22,7	25,3	35,2	30,1	33,1	
U	1,54	2,89	7,97	7,85	2,31	7,64	10,2	6,6	11,2	6,27	3,89	6,42	

Примечание. 1, 2 – биотитовые гранодиориты колемейевского комплекса, р. Оленья, коллекция М. А. Степуниной, В. Ф. Проскурнина, 2013 г., 3–12 – граниты оленьинского комплекса.

пространены ограниченно, обнажены в виде мелких штоков, даек. По составу они отвечают среднезернистым биотитовым гранит-порфирам, гранитам, лейкогранитам. В эндоконтакте развиты аплитовидные разности. Преобладают гранит-порфиры; полнокристаллические разности развиты только во внутренних частях интрузивов. Породы поздней фазы представлены пегматоидными, аплитовыми разностями, мелко- и среднезернистыми гранит-порфирами. Форма выделения жильная, трещинная. На завершающем этапе образуются мусковит-кварц-полевошпатовые жилы и гидротермально-метасоматические прожилки флюорит-пирит-мусковит-кварцевого состава. Образование третьей фазы несут молибденитовую и халькопирит-пиритовую минерализацию.

Массив Волчий обнажается в виде штока овальной формы в верховьях руч. Длинный. В северо-восточной части порфиroidные граниты прорывают гранитоиды коломейцевского комплекса. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, иногда амфиболсодержащими. Жильно-дайковые образования несут молибденитовое и шеелитовое штокверковое оруденение.

Массив в верховьях р. Беспамятная морфологически и вещественно близок к штоку руч. Волчий. На северо-востоке эти гранитоиды прорывают магматические образования чукчинского комплекса, интенсивно калишпатизированные.

Массив в районе оз. Светлое на левобережье р. Чукча образован преимущественно биотитовыми крупнозернистыми гранитами, амфиболсодержащими гранодиоритами главной фазы внедрения.

Микроскопически гранитоиды обладают порфиroidной и порфиробластовой структурами. Минеральный состав (%): плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 20–35, кварц – 25–30, калиевый полевой шпат (ортоклаз-микроклин) – 30–40, биотит – 3–8, роговая обманка – 0–1. Из вторичных минералов развиты хлорит, серицит, мусковит, флюорит, гематит. К аксессуарным относятся сфен, апатит, циркон, гранат, ортит, шеелит и сульфиды. Аплитовидные граниты характеризуются гранулитовой и гранофировой структурами, сложены (%) альбит-олигоклазом – 30–40, ортоклаз-микроклином – 30–40, кварцем – 25–35, биотитом – 0–3 и серицитом – 0–1. Пегматиты имеют простое строение, к центральной части сменяются крупноблоковым плагиоклазом и мономинеральным кварцем в ядре. Размеры пегматитовых тел достигают 2–3 м при мощности до 50 см.

Гранитоиды комплекса (табл. 24) соответствуют умереннощелочным и нормальнощелочным гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам с калиево-натриевым ( $K_2O < Na_2O$ ) типом щелочности. Коэффициент агапайности – 0,7. Судя по содержаниям и особенностям связей основных петрогенных элементов, они занимают промежуточное положение между лейкогранитовым и щелочно-гранитными формационными типами.

Геохимическая характеристика оленьинского и коломейцевского комплексов отображена на рисунках 9 и 10 по данным таблиц 22–24 (из района Оленьинского массива). Данные сгруппированы по возрастанию кремнеземистости, пробы 203043/10 и 203043/8 (красный цвет графиков) – гранодиориты коломейцевского комплекса.

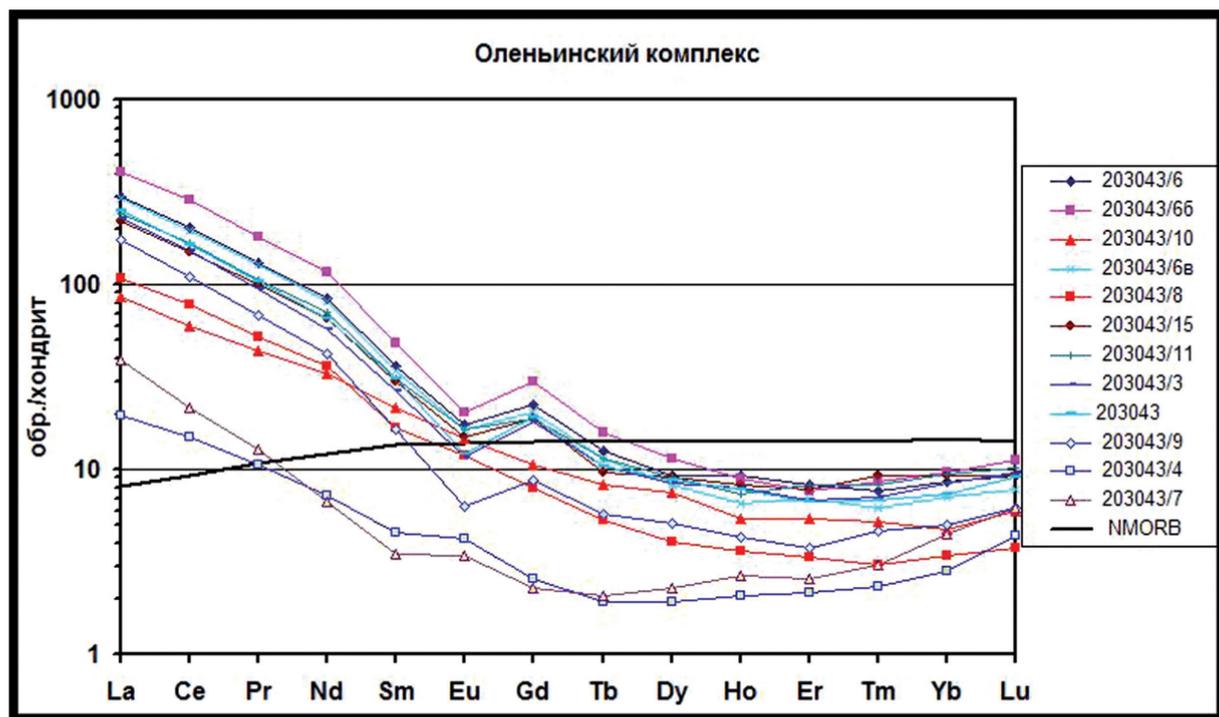


Рис. 9. Спектры распределения РЗЭ гранитоидов оленьинского и коломейцевского комплексов.

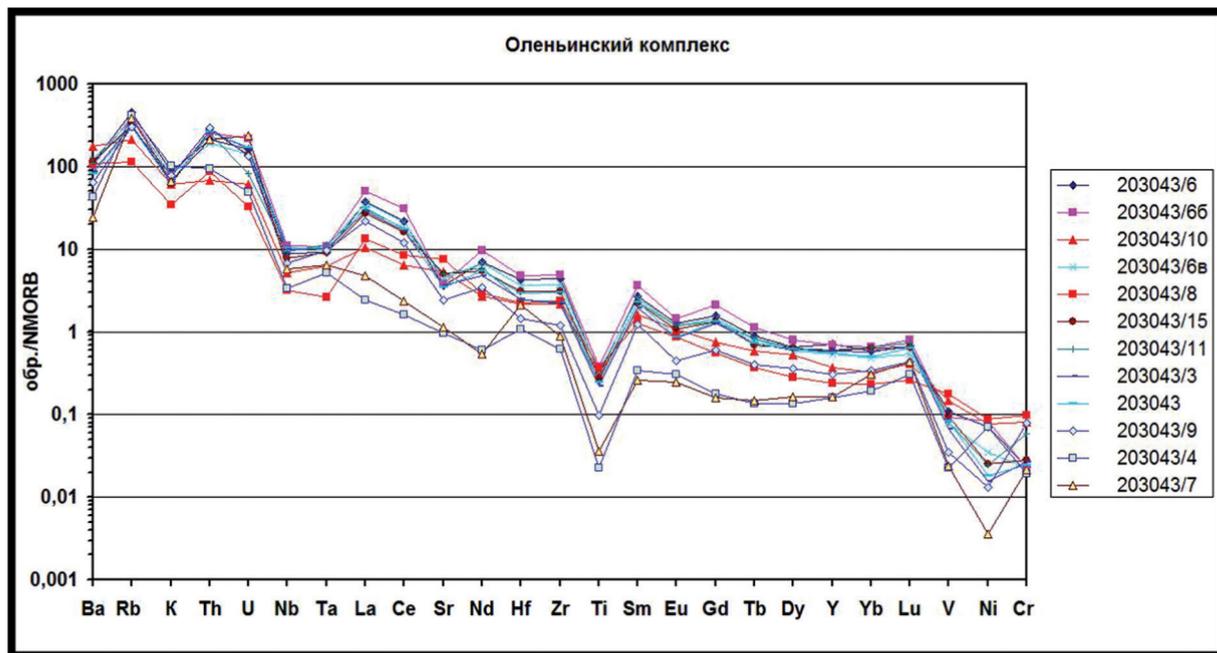


Рис. 10. Спайдер-диаграмма гранитоидов оленьинского и коломейцевского комплексов.

Спектры лантаноидов (рис. 9) оленьинского комплекса весьма однородны, наблюдается достаточно устойчивое снижение концентраций РЗЭ по мере роста кремнеземистости и стабильная отчетливая отрицательная европиевая аномалия. Обогащение пород легкими лантаноидами существенно выше, чем это характерно для надсубдукционных обстановок. Эти особенности, учитываемая общую геологическую ситуацию, могут свидетельствовать о том, что данный комплекс горных пород не является следствием дифференциации базальтового расплава, но был сформирован при глубоком, почти полном равновесном плавлении палеоостроводужного субстрата в коллизии обстановке. Однородность данных, возможно, связана с тем, что опробован один массив. Граниты (аплиты эндоконтакта) поздней фазы демонстрируют максимальное истощение высоkozарядными элементами (рис. 10) и появление слабой положительной аномалии европия (рис. 9). Это дает основания предположить, что поздняя фаза является результатом частичного плавления рамы (гранитоидов коломейцевского комплекса) при минимальном его уровне, а не крайним дифференциатом исходного расплава.

Гранодиориты коломейцевского комплекса заметно отличаются от гранитоидов оленьинского массива более низким в целом уровнем концентраций некогерентных элементов при относительно повышенных содержаниях ванадия, никеля и хрома (рис. 10). Спектры РЗЭ монотонные, без европиевой аномалии (рис. 9). Эти особенности, основной характер горных пород и, очевидно, более раннее время формирования, возможно, связаны с особенностями субстрата магмообразования. Эти вопросы нуждаются в дальнейшем более детальном изучении.

Гранитоиды оленьинского комплекса отличаются повышенными содержаниями (относительно кларка кислых пород) молибдена, серебра, легких редкоземельных элементов, свинца, тория, урана (в 2 раза), а также хрома, стронция, титана; пониженными – скандия, ванадия, кобальта, цинка, марганца, иттрия, олова, тяжелых редких земель, тантала, ртуты, талия. С интрузиями этого комплекса связана молибденитовая и халькопиритовая минерализация. Повышенные содержания золота (до 0,13 г/т) встречаются часто и приурочены в целом к жильно-дайковым образованиям поздней фазы внедрения (табл. 23).

Возраст порфировидных гранитов оленьинского комплекса по калий-аргоновым датировкам [160] составляет 256 млн лет (поздняя пермь). Определение возраста уран-свинцовым методом по циркону в четырех пробах из каньона руч. Олений, выполненных на приборе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, указывают на время формирования гранитов на границе перми и триаса, раннем–среднем триасе. Интервал полученных возрастов составил 240–251 млн лет. Полученные данные требуют дальнейшего обоснования, т. к. соответствуют времени внедрения раннетриасовых даек габбродолеритов, которыми они рассекаются. Для гранитоидов Волчьего массива (обр. 204001) получен конкордантный возраст  $251 \pm 1$  млн лет, из дайки гранит-порфира (обр. 203048) руч. Зелёный озер Астрономические из зоны Главного Таймырского разлома –  $251 \pm 2$  млн лет. Возраст принят позднепермским и согласуется с результатами В. А. Верниковского в 256 млн лет, полученных для порфировидных гранитов п-ова Челюскина [27].

Химический состав гранитов оленьинского комплекса (в %)

Массив	Фаза	Номер пробы	№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O	
Оленьинский	Ранняя	203043	1	73,75	0,31	14	0,45	1,1	0,039	0,53	1,23	3,48	4,49	0,1	0,47	100	-	
		203043/9	2	75,15	0,12	13,8	<0,3	0,63	0,024	0,3	0,87	3,04	5,58	<0,05	0,32	100	-	
		203043/11	3	72,17	0,32	14,6	0,99	0,94	0,047	0,66	1,36	1,36	3,85	4,74	0,1	0,18	100	-
		1211/1	4	69,3	0,5	16,2	2,63	1,3	0,06	1,23	2,2	4,07	5,35	0,29	0,59	99,45	0,23	
		1221/1	5	69,97	0,28	14,32	1,27	1,11	0,04	1,02	1,99	4,08	4,17	0,15	0,44	99,44	0,25	
		2036	6	70,64	0,33	13,84	1,89	1,28	0,05	0,65	1,74	4	5,12	0,13	0,48	100,13	0,2	
		2173A/13	7	70,88	0,37	14,25	1,22	1,15	0,1	0,48	1,75	3,92	5,08	0,15	0,35	99,74	0,08	
		2019/Л	8	67,64	0,49	14,69	1,82	1,76	0,08	0,99	2,09	3,93	5,38	0,35	0,3	99,52	0,16	
		2171	9	72,39	0,23	13,7	1,26	1,1	0,06	0,47	1,09	3,97	4,77	0,17	0,3	99,51	0,13	
		2173A/27	10	71,77	0,33	13,97	1,04	1,01	0,04	0,47	1,21	3,54	5,57	0,16	0,45	99,56	0,1	
	Средняя	2191-4	11	71,63	0,2	13,46	2,67	0,79	0,04	0,72	0,97	3,75	4,69	0,16	0,8	99,82	0,23	
		3282/9	12	70,1	0,48	13,78	1,78	1,65	0,06	0,98	2,3	3,72	4,9	0,18	0,42	99,65	0,1	
		203043/3	13	73,24	0,28	14	0,88	1,02	0,047	0,49	1,22	3,6	4,66	0,08	0,46	100	-	
		203043/15	14	71,07	0,35	15,1	1,07	1,1	0,047	0,85	1,4	3,82	4,42	0,12	0,49	100	-	
	Поздняя	203043/7	15	75,88	0,05	13,5	0,45	0,39	0,02	0,24	0,66	3,71	4,81	<0,05	0,31	100	-	
		203043/4	16	75,56	0,03	13,3	0,35	0,39	0,016	0,14	0,4	2,11	7,31	<0,05	0,45	100	-	
		3276	17	65,56	0,43	14,94	1,44	1,69	0,06	1,66	2,03	3,97	5,06	0,17	0,51	99,5	0,01	
	Волчий	3276/1	18	66,98	0,5	15,2	0,89	1,53	0,07	2,06	2,56	3,55	5,45	0,26	0,77	99,82	0,09	
		3276/П	19	65,86	0,49	15,45	1,21	1,33	0,05	1,13	2,8	4,01	5,25	0,25	1,75	99,58	0,06	
		3544	20	70,65	0,45	14,14	0,53	2,04	0,15	0,9	1,53	4	4,64	0,12	0,59	99,74	0,06	

Массив	Фаза	Номер пробы	№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O
Волчий	Средняя	3282/7	<b>21</b>	73,32	0,26	12,77	0,82	1,28	0,03	0,63	1,3	3,64	4,7	0,08	0,75	99,58	0,1
				70,98	0,3	14,34	1,07	1,27	0,05	0,6	1,33	3,81	5,34	0,1	0,4	99,59	0,06
				74,94	0,2	13,49	0,64	0,77	0,1	0,78	1,48	3,7	3,72	0,04	0,37	100,23	0,06
Чукчинский	Ранняя	3263	<b>24</b>	65,92	0,47	15,66	1,23	1,88	0,07	1,37	2,21	4,34	4,98	0,18	1,21	99,62	–
	Средняя	224л/1	<b>25</b>	73,49	0,17	13,9	0,88	0,38	0,05	0,19	0,59	3,64	6,4	0,02	0,2	99,91	0,18
Мелкие тела в колемейцевских гранодиоритах	Ранняя	3521/3	<b>26</b>	71,46	0,41	13,89	1,28	1,37	0,08	0,59	1,8	3,46	5	0,12	0,35	99,81	0,15
	Средняя	р.5406	<b>27</b>	70,3	0,32	15,12	0,92	1,51	0,05	0,83	2,07	4,22	4,18	0,11	–	100,26	–
Светлинский	Средняя	3306/4	<b>28</b>	70,2	0,38	13,92	1,58	0,71	0,06	0,63	1,52	4,42	5,02	0,17	0,86	99,51	0,1

Примечание. **4–12; 17–28** – силикатный анализ (коллекция из отчета [305ф]); **1–3; 13–16** – рентгеноспектральный анализ, аналитик Б. А. Цимошенко (коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Степуниной, 2013). Граносyenиты – **8, 17, 18, 19, 24**; умереннощелочные граниты – **3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 14, 20, 21, 22, 26, 27, 28**; монцолейкотраниты – **1, 2, 6, 13, 15, 23, 25**.

## РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Угрюминский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta T_{1ug}$ ) выделен В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГГК-200 Таймырской серии в 1997 г. Он объединяет дайки и реже – силлы основного состава на реках Траутфеттер, Зееберга, Косая, Каменистая [305ф]. В составе интрузий преобладают долериты, габбродолериты, их оливиновые разновидности.

Интрузии прорывают позднерифейские карбонатные отложения колосовской свиты и гранитоиды оленьинского комплекса западной части территории листа. Мощность тел достигает 5 м, протяженность – 18 км. Контакты с вмещающими породами пологосекущие. Зона экзоконтактовых изменений – не более 10 м.

На правом берегу р. Траутфеттер выявлено шесть даек габбродолеритов угрюминского комплекса. Дайки приурочены к Траутфеттерскому разлому. Мощность даек варьирует от 2 до 5 м при протяженности более 1 км. Азимуты падения тел –  $350^\circ$ , углы падения составляют  $60\text{--}70^\circ$ . Характер контактов интрузивных тел ровный, слабоволнистый. В экзоконтакте даек (при мощности до 5 м) отмечаются зоны мраморизации шириной до 15 м. Непосредственно в контакте образуются зеленовато-черные форстеритовые скарны мощностью в первые сантиметры. Дайки слабо зональны и характеризуются изменением среднезернистых структур в центральных частях на мелко-тонкозернистые – в эндоконтакте. Рудные минералы – пирит, пирротин, реже пентландит, халькопирит в количестве до 8 %.

В верховьях р. Двойная, на левобережье р. Траутфеттер, выявлено три силла оливиновых долеритов в нижнепалеозойских отложениях. Один из них залегает в известняково-сланцевой двойнинской толще, второй – в существенно доломитовых приморской и пряминской свитах. Мощность этих тел достигает 5 м, экзоконтактовые изменения проявлены слабо и выражены в мраморизации известняков (первые сантиметры) и появлении значительного количества кальцитовых разнонаправленных прожилков. Третье тело долеритов залегает между аргиллитами и крупнозернистыми песчаниками в коротковской толще среднего карбона–верхней перми. Силл приурочен к ядру мелкой антиклинальной складки на границе литологически разных слоев. Мощность силла составляет 1,5–2 м, углы падения при северо-восточном простирании тела составляют  $60\text{--}70^\circ$ . Контактные изменения выражаются в слабом осветлении (ороговиковании) пород в зоне шириной 1–2 см.

В верховьях р. Косая отмечается дайка габбродолеритов, которая прорывает доломиты колосовской свиты с азимутом падения  $160^\circ$ , углами  $50\text{--}60^\circ$ . Она имеет мощность 4,5–5 м и слагается мелко-, среднезернистыми пойкилоофитовыми габбродолеритами.

В верховьях р. Зееберга дайка оливиновых долеритов по алювиальным развалам прослежена на 50–70 м при мощности 3–4 м. Простирание северо-западное.

Для габбродолеритов характерны габбровые, офитовые, пойкилоофитовые, долеритовые и порфириовидные структуры. Плагноклаз образует две генерации – основного состава (лабрадор-битовнит) в порфиروкрапленниках и

кислого (олигоклаз) состава в микролитах. Вкрапленники сложены пироксенном (салитом), оливином, уралитизированным амфиболом.

По химическому составу (табл. 25) образования угрюминского комплекса соответствуют высокожелезистым (кф 65) низко-умереннотитанистым, умеренноглиноземистым мезократовым разновидностям основных пород нормальной щелочности натриевого типа.

Таблица 25

**Химический состав образований угрюминского комплекса (в %)**

Окислы \ Проба	8070/1	6017/5
SiO <sub>2</sub>	47,08	48,32
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,56	15,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,62	5,05
FeO	8,16	7,04
MnO	0,17	0,18
MgO	7,13	5,63
CaO	10,51	11,44
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,48
K <sub>2</sub> O	0,56	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,12
ппп	1,74	2,39
∑	100,49	100,42
H <sub>2</sub> O	0,17	0,38

Примечание. 8070/1 – оливиновый габбродолерит, р. Коралловая, 6017/5 – долерит, р. Скальная [305ф].

Повышенные содержания малых элементов отмечаются для меди (до 0,2 %), никеля (0,1 %), золота (до 0,0002 %), цинка (до 0,1 %) [305ф].

Возраст комплекса определяется как раннетриасовый на основании исключительной свежести пород и отчетливой петрографо-минералогической и петрохимической корреляции с породами быррангского раннетриасового интрузивного комплекса Южно-Быррангского геологического района.

**СРЕДНЕ-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

**Беспамятнинский комплекс монзонит-граносиенитовый гипабисальный** ( $v\xi-\gamma\xi T_{2-3}bp$ ) выделен В. Ф. Проскурным в 2006 г., при подготовке Легенды к Госгеолкарте-1000/3 [128], из состава северотаймырского комплекса, определенного при ГГС-200 [305ф; 160]. Его петротип представлен массивами на правом берегу и левобережье приустьевой части р. Беспамятная площадью соответственно 15 и 2 км<sup>2</sup>, которые характеризуются многофазным

строением. В структурном плане массивы отличаются кольцевой формой. На изучаемой территории два других массива беспамятнинского комплекса расположены в междуречье Подбазная–руч. Мутный, в верховьях руч. Перекастистый, а также рядом массивов чукчинской группы.

Образования ранней фазы представлены монцонитами, монцогаббро и монцонитовыми порфиритами мелко-, среднезернистыми пироксен-биотитовыми, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми. Наиболее широко развитыми являются образования средней фазы – крупно-, мелкозернистые, неравномернозернистые, амфиболовые, амфибол-биотитовые сиениты, монцодиориты, сиенит-порфиры и сиенитовые аплиты. Крупно-, среднезернистые разновидности пород слагают центральные части штоков, порфириты, порфиры, аплиты – зоны эндоконтактов, жильные и дайковые тела. Поздняя фаза внедрения представлена амфибол-биотитовыми, биотитовыми, средне-, мелкозернистыми, неравномернозернистыми граносиенитами и граносиенит-порфирами. В массиве правобережья р. Беспамятная они наиболее широко распространены (до 80 % площади), в остальных массивах кварцевые сиениты, граносиениты и трахириолиты (τλ) распространены в виде мелких даек и жил.

Монцониты, сиениты, граносиениты обладают гипидиоморфнозернистой, порфирированной, монцонитовой структурами. Порфирированные вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, амфиболом или биотитом. Основная масса – полевыми шпатами при второстепенной роли темноцветных и рудных минералов, апатита.

Минеральный состав трех фаз (%): калиево-натриевый полевой шпат – 12–78, плагиоклаз – 7–40, диопсид – до 35, роговая обманка, биотит – до 20, кварц – 3–10. Среди вторичных минералов отмечаются карбонат, хлорит, скаполит. К акцессорным относятся апатит, титанит, циркон, магнетит, гематит, ильменит, пирит.

По петрохимическим данным (табл. 26), породы комплекса относятся к умереннощелочному ряду калиево-натриевой, калиевой серий с вариацией составов от монцонитов до граносиенитов. По коэффициенту глиноземистости породы высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые. Отмечены повышенные содержания золота (до 0,02 г/т). Вышекларковые (Кк = 1,5–4) значения характерны для Be, F, Ba, Rb, Zr, Nb, Hf, Pb, Sr, T, U. Очень высокая степень геохимической специализации комплекса отмечена в отношении серебра (до 6 Кк), селена (до 58 Кк) и легких редкоземельных элементов (до 8 Кк) (табл. 27).

Геохимическая специфика беспамятнинского комплекса в сравнении с лампрофирами северотаймырского комплекса показана на рисунках 11 и 12. Совершенно очевидно, что это единая, генетически связанная серия горных пород. В этой связи ниже эти комплексы рассматриваются вместе.

Очевидно также, что расплавы, сформировавшие данную ассоциацию горных пород, имеют глубинную мантийную природу, однако есть особенности, существенно отличающие их от источника, например, буйнинского комплекса. Главная особенность горных пород состоит в наличии интенсивных отрицательных Ta-Nb и титановой аномалий. Причем даже в наиболее основных

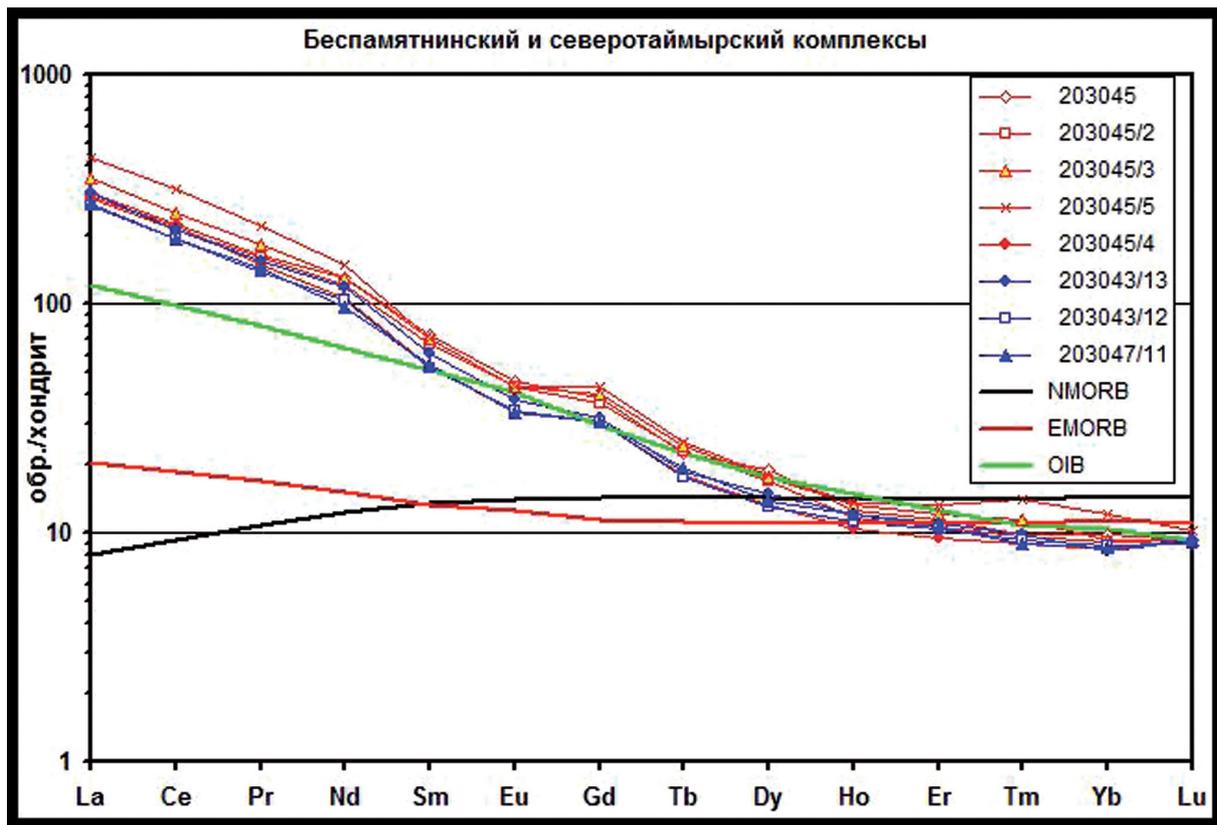
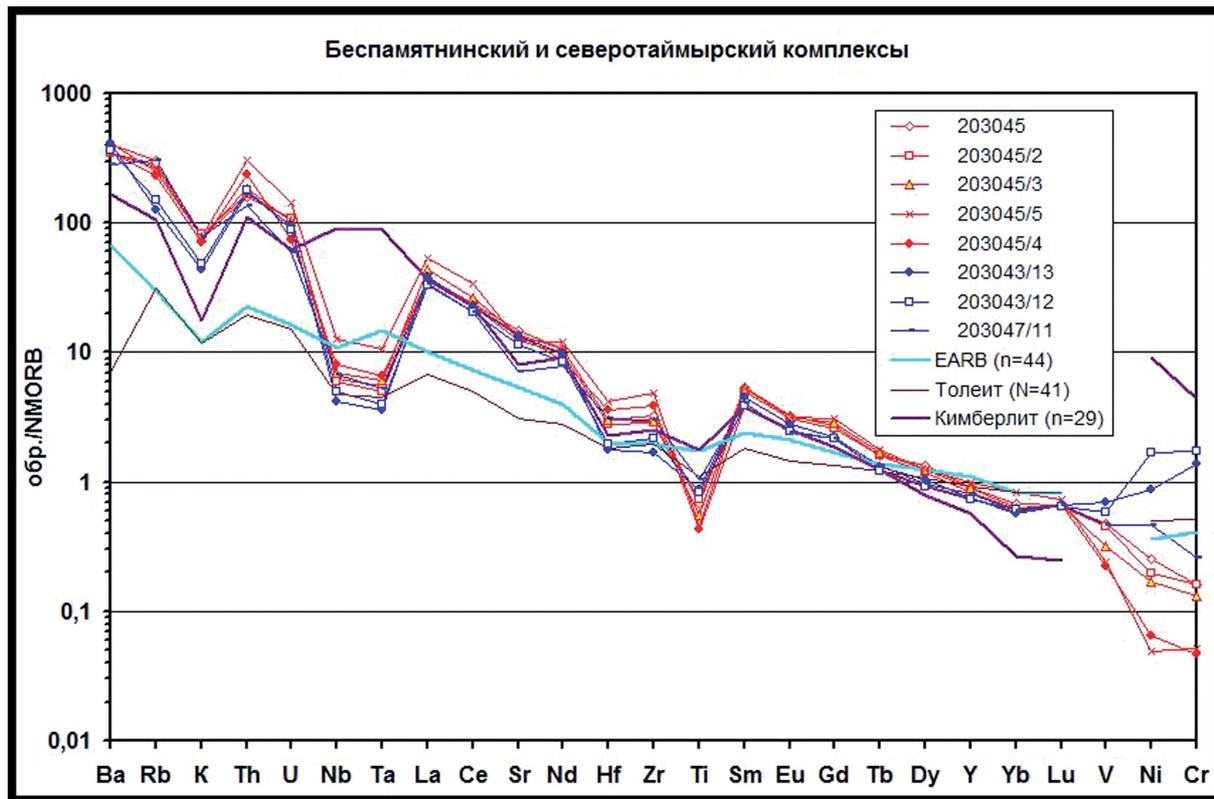


Рис. 11. Спектры РЗЭ горных пород беспмятнинского (красное) и северотаймырского (синее) комплексов.



**Рис. 12. Слайдер-диаграмма РЗЭ горных пород беспаятнинского (красное) и северотаймырского (синее) комплексов.**

Толейт – среднее значение по 41 пробе толейтовых базальтов сибирских траппов, кимберлит – среднее значение по 29 пробам кимберлитов сибирской провинции (по данным из открытой базы данных Института Макса Планка, Майнц, Германия).

Химический состав образований беспамятного комплекса (в %)

Район отбора проб	Номер пробы	№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	шп	Сумма
Правобережье р. Беспаятная	2012/2	1	54,1	1,27	15,47	1,77	6,4	0,14	4,08	6,9	3,76	3,46	1,06	1,5	99,39
	2012/3	2	56,3	1,06	15,97	1,94	4,8	0,11	3,43	5,69	3,46	4,78	0,77	1,5	99,89
Верховья руч. Мутный	2116/1	3	52,3	1,14	15,87	4,05	4,4	0,17	4,64	7,67	3,64	4,22	0,62	1,1	99,85
	2116/2	4	52,7	1,13	15,91	4,47	4	0,15	4,56	7,2	3,76	4,32	0,64	1	99,78
Верховья руч. Каменистый	3530	5	55	0,83	15,52	3,43	4,6	0,33	3,78	6,03	3,28	6	0,53	0,6	99,73
	2204/2	6	53,4	0,97	15,77	3,85	3,7	0,11	3,98	6,75	3,52	5,66	0,91	0,8	99,39
Левобережье р. Беспаятная	203045	7	53	0,86	14,5	2,67	3,9	0,13	5,76	8,54	2,74	5,5	0,87	0,6	99,6
	2114/2	8	59,8	0,74	15,51	2,72	3,1	0,09	2,93	4,3	4,24	5,1	0,48	0,7	100,3
Верховья руч. Мутный	2270/02	9	58,9	0,79	14,69	2,88	3,4	0,11	4,29	5,69	3,52	3,87	0,55	0,6	99,36
	2203/9	10	58,9	0,72	14,96	4,02	2,5	0,09	3,14	5,37	3,97	4,39	0,54	0,8	99,41
Левобережье р. Беспаятная	203045/3	11	57,5	0,69	15,1	2,45	3,1	0,11	3,72	6,35	3,49	5,64	0,64	0,6	99,8
	3529/16	12	58,4	0,63	14,45	2,65	3	0,13	3,4	4,35	3,88	6,16	0,31	3,1	99,75
Верховья руч. Каменистый	42079	13	61,3	1,04	15,67	2,49	3	0,13	2,37	3,88	3,94	4,54	—	—	—
	3304/3	14	67,1	0,47	16,16	2,28	0,9	0,04	0,28	1,71	4,51	4,88	0,15	1,2	99,72
Левый берег р. Чукча	2307/1	15	67,6	0,31	15,95	1,39	1,4	0,02	0,94	1,78	4,42	5,14	0,24	0,6	99,7
	2309	16	64,3	0,54	16,44	1,64	1,9	0,06	1,35	2,65	3,89	5,65	0,37	0,7	99,51
Верховья руч. Мутный	2202/5	17	67	0,37	14,73	1,5	1,5	0,02	3,07	2,03	4,02	5,25	0,18	0,8	100,4
	2202/6	18	67,6	0,34	15,78	1,49	1,8	0,05	1,38	2,42	3,63	4,18	0,19	0,7	99,57
Левый берег р. Беспаятная	203045/4	19	62,8	0,55	16,6	2,16	2	0,07	1,6	3,7	4,41	5,13	0,35	0,3	99,8
	203045/5	20	61,6	0,57	16,6	2,57	2	0,09	1,47	3,59	4,23	5,59	0,31	1	99,8
Правый берег р. Беспаятная	2007	21	64,5	0,47	15,37	2,2	1,9	0,06	1,77	3	4,18	5,3	0,25	0,8	99,82

Примечание. Первая фаза: 1, 3, 4, 6, 7 – мондогаббро, 2, 5 – монцититы; вторая фаза: 8–13 – сиедиты, мондоиориты; третья фаза: 14–21 – граносениты. Пробы из коллекции А. Ф. Хаплина и В. Ф. Проскурнина (1986 г.), и М. А. Степуниной и В. Ф. Проскурнина (2013 г.).

**Микроэлементный состав образований беспаятнинского  
и северотаймырского комплексов (в ppm)**

Номер пробы  Микро элементы	203045	203045/2	203045/3	203045/4	203045/5	203043/12	203043/13	203047/11
Li	20	26,4	15,7	13,3	17,2	43,4	71,6	31
Be	3,98	3,68	3,11	3,91	4,31	1,85	1,78	2,96
F	1960	1740	1220	933	1070	1620	1620	216
Sc	18,1	17,2	11	5,5	4,64	21,4	22,3	16,6
V	144	137	94,4	66,3	72,8	173	211	141
Cr	47,2	46,6	38,3	13,5	14,9	495	403	75,4
Co	25,2	23,7	15,1	8	7,31	43,9	38,9	23
Ni	35	27,3	23,1	8,98	6,75	234	120	64,7
Cu	65	31,6	34,6	8,46	9,34	70,3	101	32,2
Zn	95,7	79	65,8	38	48	89,4	97	65,3
Ga	11,1	5,59	18,3	19,4	13,3	21,9	12,9	17,7
Ge	1,99	1,8	1,87	1,58	1,87	1,7	1,82	1,42
As	2,93	2,78	2,1	1,63	1,82	2,42	3,33	9,39
Se	4,08	3,52	3,97	2,11	2,66	3,04	3,48	2,2
Rb	172	158	140	128	151	84,6	70,6	171
Sr	1320	1100	1230	1240	1120	1020	1210	636
Y	25,1	23	25,1	21	27,7	20,3	21	22,6
Zr	239	211	217	283	359	159	123	225
Nb	14,6	13,9	16,1	18,6	29,2	11,6	9,69	15,8
Mo	1,34	0,96	1,27	0,78	0,87	<0,6	<0,6	1,51
Pd	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Ag	0,099	0,063	0,049	0,047	0,024	0,13	0,22	0,048
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,16	<0,1	0,33
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	2,18	1,89	1,67	1,8	1,67	1,28	1,12	2,06
Sb	0,25	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,14	0,29	0,63
Cs	5,77	5,07	2,47	1,34	2,13	1,97	1,81	4,26
Ba	2540	2200	2630	2240	2200	2320	2610	1800
La	93,8	89,9	109	90,6	135	82,8	95,1	85
Ce	179	169	199	176	254	155	170	154
Pr	19,7	19,5	22,2	17,9	26,5	16,7	18,7	17,4
Nd	77,9	72,5	77,3	63,4	88,7	61,7	71,2	58
Sm	14,1	13	13,7	10,3	13,7	10,1	11,8	10,6
Eu	3,34	3,17	3,21	2,48	3,21	2,49	2,81	2,45
Gd	10,1	9,58	10,5	7,92	11,3	7,92	8,24	7,9
Tb	1,06	1,08	1,14	0,84	1,18	0,82	0,88	0,9
Dy	6,08	5,42	5,61	4,24	5,72	4,21	4,78	4,4
Ho	0,89	0,84	0,94	0,74	0,96	0,81	0,86	0,86
Er	2,4	2,23	2,51	1,97	2,8	2,17	2,29	2,23

Микроэлементы \ Номер пробы	203045	203045/2	203045/3	203045/4	203045/5	203043/12	203043/13	203047/11
Tm	0,32	0,31	0,37	0,29	0,45	0,3	0,32	0,29
Yb	2,07	1,89	1,94	1,78	2,5	1,85	1,74	1,8
Lu	0,3	0,29	0,3	0,3	0,33	0,29	0,3	0,3
Hf	6,2	5,71	6,16	7,28	8,64	4,05	3,6	6,27
Ta	0,72	0,66	0,8	0,86	1,39	0,53	0,47	0,7
W	0,99	0,82	0,64	<0,5	0,86	<0,5	1,68	0,73
Pt	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
Au	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hg	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	<0,015	0,033
Tl	0,86	0,83	0,81	0,7	0,72	0,67	0,79	1,32
Pb	33,9	43	35,8	25,2	20,4	38,4	131	33,1
Bi	0,22	0,18	0,21	0,14	0,14	0,15	0,24	0,13
Th	19,2	19,8	22,3	28,3	36,7	21,4	20,7	16,4
U	5,13	5,06	4,82	3,47	6,73	4,14	4,46	2,8

Примечание. Беспамятнинский комплекс: 203045 – монцогаббро, 203045/2 – монцонит, 203045/3, 203045/4 – сиенит, монцодиорит, 203045/5 – граносиенит. Северотаймырский комплекс: 203043/12, 203043/13, 203047/11 – лампрофиры мончикит-камptonитового ряда, р. Оленья. Пробы из коллекции М. А. Степуниной и В. Ф. Проскурнина (2013 г.).

лампрофирах северотаймырского комплекса, наряду с отчетливым участием в первичном плавлении оливина и клинопироксена, аномалия тантала и ниобия находится на уровне более дифференцированных монцонитов беспамятнинского комплекса. Это свидетельствует об однородности источника магмагенерации и, главное, отражает присутствие надсубдукционной компоненты в процессе магнообразования.

Отчетливо проявлена дифференциация, хотя и выражена она не резко, в основном – в отношении когерентных элементов. Лампрофиры северотаймырского комплекса являются заключительной фазой формирования ассоциации в целом. Антидромная последовательность внедрения серии свидетельствует, видимо, о постепенном истощении области магмогенерации при сохранении источника энергии (причины магматизма). Такой причиной может быть слаб океанической коры, глубоко погруженный в мантию в ходе субдукции и последующей коллизии и вызвавший клинопироксенизацию неистощенной мантии, обогащение ее некогерентными, главным образом – крупноионными элементами и летучими компонентами, что привело к нарушению равновесия и частичному плавлению обогащенного субстрата. Эта серия магматитов, особенно в комплексе с магматитами буйнинского комплекса, являются наиболее интересными объектами для детального петрологического изучения.

Калий-аргоновые датировки [160] по монофракциям биотита, амфибола свидетельствуют об их поздне триасовом и раннеюрском возрасте (156–

215 млн лет). Уран-свинцовым методом для монцодиоритов ранней фазы (пр. 203045) получен конкордантный возраст  $240,6 \pm 2,8$  млн лет, монцонитов средней фазы (203045/3) –  $235,9 \pm 2,8$  млн лет, граносиенитов поздней фазы (203045/4) –  $233 \pm 1$  млн лет, соответствующих границе ладинского и карнийского веков. На основании полученных данных возраст образований беспамятнинского комплекса принят средне-позднетриасовым.

**Северотаймырский комплекс лампрофировый гипабиссальный ( $\chi T_{3st}$ )** выделяется впервые. Ранее [305ф, 160] он объединял все интрузивные тела пестрого состава, включая кольцевые штоки монцонит-граносиенитового состава беспамятнинского комплекса. Северотаймырский комплекс объединяет дайки лампрофиров камптонит-мончикитового ряда. В Легенде к Госгеолкарте-1000/3 [128] лампрофиры включались в состав беспамятнинского монцонит-граносиенитового комплекса. Наибольшее распространение даек зафиксировано на р. Оленья, где они прорывают гранитоиды оленьинского комплекса. Дайки лампрофиров приурочены к разломам северо-западного простирания. Их мощность варьирует от 20 до 60 см. В каньоне р. Зееберга две согласные дайки лампрофиров прорывают терригенные отложения мининской свиты. Мощность даек – 0,5–1,5 м. На рудопроявлении Жильное, в верховьях р. Чукча, дайка лампрофиров мощностью 40 см прорывает углеродистые известняки и сланцы продольнинской толщи. Особенностью дайки является сильная степень ее карбонатизации.

Лампрофиры состоят из основной массы полевошпатового состава и порфировкrapленников биотита, титанавгита, реже оливина и роговой обманки, в количестве от 20 до 60 %. Андезин-лабрадор образует мелкие лейстовидные вкrapленники, сосюритизированные, карбонатизированные. Акцессорные минералы – апатит, титанит, циркон, магнетит, гематит, халькопирит, пирит.

По вещественному составу лампрофиры (табл. 28) относятся к группе высокощелочных мелабазальтов и близки к породам ряда камптонит-мончикита. Их отличает высокая степень меланократовости и наличие в составе субщелочных темноцветных минералов. На диаграмме химических составов TAS лампрофиры северотаймырского комплекса попадают в поле щелочных габброидов и монцонитов. Тип щелочности преимущественно калиевый, реже калиево-натриевый. Коэффициент агпаитности  $< 1$ , породы миаскитового ряда.

Микроэлементный состав отражен в табл. 27.

Из двух даек лампрофиров (одна с руч. Олений, где она прорывает гранитпорфиры оленьинского комплекса (обр. 203043/12) и другая – с руч. Зелёный из зоны Главного Таймырского разлома (обр. 203047/11) были выделены цирконы по стандартной методике и проанализированы на приборе SHRIMP-II в ЦЛ ВСЕГЕИ.

Уран-свинцовым методом в пробе 203043/12 по двум зернам циркона (Дополнение № 3 к Легенде., 2014) был получен позднепермский возраст лампрофиров, по одному зерну среднетриасовый ( $242 \pm 6,5$  Ma) и одному – позднепермский ( $223,4 \pm 6,2$  Ma). Позднепермский и среднетриасовый возраст цирконов объясняется их захватом из гранитоидов оленьинского и беспамятнинского комплексов. В пробе 203047/11 был получен конкордантный возраст  $231 \pm 2$  млн лет.

## Химический состав лампрофиров северотаймырского комплекса (в масс. %)

Район	Руч. Светлый	Река Куропаточья	Руч. Северный	Река Оленья			
				2173А/14	203043/12	203043/13	203047/11
Номер пробы	2142А/7	3606/3	2142А/7а	2173А/14	203043/12	203043/13	203047/11
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	48,4	58,1	47,94	45,24	47,42	43,98	48,08
TiO <sub>2</sub>	1,4	0,68	1,2	0,97	1,02	1,03	1,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,54	15,18	11,64	12,92	13,3	14,1	14,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	2,65	4,7	5,33	4,05	4,08	3,78
FeO	3,84	3,73	3,69	4,43	4,31	4,54	1,72
MnO	0,14	0,18	0,16	0,14	0,145	0,153	3,87
MgO	9,54	3,97	9,63	12,8	11,69	10,12	0,081
CaO	8,09	4,96	8,94	8,95	9,93	10,23	9,68
Na <sub>2</sub> O	1,58	3,18	1,62	5,18	1,71	2,27	0,98
K <sub>2</sub> O	5,38	5,68	5,06	3,23	3,43	2,96	5,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,14	9,48	1,32	0,52	0,5	0,6	0,91
ппп	5,87	1,28	3,63	2,89	1,62	4,75	9,92
∑	99,65	100,07	99,53	99,6	99,6	99,4	99,8
H <sub>2</sub> O	2,37	0,23	0,6	0,43	–	–	–

Примечание. 1, 3, 4 – щелочные габброиды; 2 – монзонит; 5, 6 – монцогаббро, 7 – лампрофир; 1–7 – коллекция В. Ф. Проскурнина [305ф].

Возраст северотаймырского комплекса принят как поздне триасовый на основании прорывания дайками лампрофиров позднепермских гранитоидов оленьинского комплекса, их секущим северо-западным положением по отношению к северо-восточному простиранию складчатости Таймыра и датировками в двух образцах в интервале 223–231 млн лет.

### *Южно-Быррангский геологический район*

#### **Озеротаймырская геологическая площадь**

Позднепалеозойско-раннемезозойские интрузивные образования Озеротаймырской геологической площади сформированы в два этапа – позднепермско-раннетриасовый и средне-поздетриасовый.

#### **ПОЗДНЕПЕРМСКО-РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Последовательный ряд позднепермско-раннетриасовых интрузивных комплексов рассматриваемой территории следующий: тарисеймитаринский трахидолеритовый (позднепермский), раннетриасовые быррангский долерито-

вый, левлинский пикродолеритовый, боотанкагский пикрит-габбродолеритовый.

**Тарисеймитаринский комплекс трахидолеритовый гипабиссальный** ( $\tau\beta P_3t$ ). Комплекс выделен Н. Н. Нагайцевой в бассейне р. Тарисейми-Тари. Интрузии этого комплекса сосредоточены в пределах двух гряд хр. Бырранга – Главной и Северной (бассейн нижнего течения р. Угольная). На указанной территории они слагают до 15 % общего объема пермско-раннетриасовых интрузивных образований.

Интрузии трахидолеритов чаще всего представлены несколькими (2–4) параллельными силлами, выдержанными по простиранию (до 25 км), редко (р. Фадью-куда) единичными дайками длиной до 7 км. Мощность тел колеблется от 7 до 60 м, в среднем составляя 20–25 м. Вмещающими являются терригенные отложения среднекаменноугольно-раннепермского возраста на территории гряды Главная и средне-позднепермские в бассейне р. Угольная (гряда Северная).

Силлы трахидолеритов секутся интрузиями других комплексов. Трахидолериты характеризуются долеритовой или порфиroidной (плагиопорфиroidные разности) структурой. Они состоят (%) из плагиоклаза ( $An_{35-60}$ , 45–55), титанистого авгита (18–22), оливина  $Fa_{45-55}$  (4–17), титаномagnetита (5–12), апатита (до 1). Средний химический состав их, рассчитанный из 12 анализов [280ф] следующий (%):  $SiO_2$  – 49,55,  $TiO_2$  – 2,37,  $Al_2O_3$  – 14,06,  $Fe_2O_3$  – 3,35,  $FeO$  – 9,72,  $CaO$  – 8,38,  $MgO$  – 4,95,  $MnO$  – 0,17,  $K_2O$  – 1,41,  $Na_2O$  – 3,28,  $P_2O_5$  – 0,37, ппп – 3,45,  $\Sigma$  = 100,15,  $H_2O$  – 0,45. По соотношению основных петрохимических параметров трахидолериты относятся к умереннощелочному ряду основных пород, а по соотношению щелочей ( $Na_2O/K_2O$  = 2,5–2,8) – к калиево-натриевому их типу. Они насыщены кремнекислотой, относятся к мезократовым ( $f$  = 20), умеренноглиноземистым ( $al'$  = 0,7). Для них характерны значительные содержания окислов титана (1,8–3,8 %), железа (до 15 %) и фосфора (0,3–0,64 %) и невысокие – магния (до 5 %). В нормативном составе их нередко присутствует нефелин.

По сравнению с кларками основных пород трахидолериты обеднены медью, никелем, хромом ( $Kk$  = 0,5–0,6), свинцом и цинком ( $Kk$  = 0,6–0,7), но обогащены барием ( $Kk$  = 5). Близки к кларковым содержания кобальта и ванадия.

Трахидолериты тарисеймитаринского комплекса сходны по составу с трахибазальтами шайтанской (сырадасайской) свиты и, видимо, близки к ним по возрасту. Так же, как трахибазальты, трахидолериты характеризуются обратной намагниченностью. По составу и положению в разрезе они сопоставляются с интрузиями ергалахского комплекса Норильского горнопромышленного района.

**Быррангский комплекс долеритовый гипабиссальный** ( $\beta T_b$ ). Интрузии быррангского комплекса широко распространены на всей рассматриваемой площади хр. Бырранга, слагают до 70 % общего объема интрузивных образований. Долериты образуют многоярусные (до 20, в среднем 8–10) постройки однородных силлов мощностью от 1–2 до 40 м (в среднем 10–15 м), протяженность которых достигает 20–50 км и более. Вмещают их терригенные отложения от среднего карбона до верхней перми. Единичные силлы до-

леритов встречены также среди нижнетриасовых вулканогенных образований не выше нижнебетлингской подсвиты. В сложении однородных силлов участвует ряд разновидностей долеритов – безоливиновые долериты и лейкодолериты, оливинсодержащие долериты, оливиновые долериты, оливиновые меланодолериты, сформированных в антидромном порядке [280ф]. Наиболее широко развиты оливинсодержащие и оливиновые долериты.

Долериты характеризуются долеритовой, микродолеритовой и пойкилофитовой структурами. Они содержат в переменном количестве плагиоклаз ( $An_{55-60}$  40–65 %) и оливин  $Fa_{30-40}$  (0–20 %), а также пироксен – энстатит-диопсид (24–28 %), магнетит (до 5 %), вторичные минералы (1–11 %).

Химический состав долеритов быррангского комплекса приведен в табл. 29.

Таблица 29

**Химический состав долеритов быррангского комплекса (в масс. %)**

Оксиды	Безоливиновые долериты	Оливинсодержащие долериты	Оливиновые долериты	Оливиновые меланодолериты
SiO <sub>2</sub>	50,88	48,74	49,40	48,73
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,32	0,95	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,31	15,31	15,55	13,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,39	1,90	1,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,025	0,04	0,10
FeO	9,64	9,23	8,53	8,82
MnO	0,17	0,16	0,16	0,17
MgO	7,02	7,47	8,59	11,48
CaO	9,60	10,61	10,04	10,10
Na <sub>2</sub> O	2,54	2,60	2,19	2,44
K <sub>2</sub> O	1,13	0,74	0,54	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,18	0,20	0,19
ппп	2,00	1,94	1,41	1,64
∑	100,07	99,73	100,17	100,16
H <sub>2</sub> O	0,39	0,37	0,32	0,45
Количество анализов	5	10	11	4

Примечание. По данным [45]. Силикатные анализы выполнены в лаборатории ПГО «Севморгеология».

Долериты относятся к калиево-натриевому типу основных пород нормальной щелочности. Они умеренно насыщены кремнекислотой, мезо- или меланократовые ( $f = 19-23$ , в среднем 20), низко- и умеренноглиноземистые ( $al' = 0,6-0,78; 0,75$ ). Для них характерны умереннонизкие содержания окислов титана (0,5–1,5 %) и железа (9–11 %). В нормативном составе присутствует гиперстен.

В ряде пород – от оливиновых меланодолеритов к безоливиновым долеритам и лейкодолеритам – уменьшается содержание окислов магния (11,48–

7,02 %) и хрома (0,1–0,02 %) и незначительно увеличиваются содержания окислов кремния (48,7–50,88 %), титана (0,86–1,1 %), алюминия (13,6–15,5 %) и щелочей (2–3,7 %); главным образом калия (0,6–1,1 %) при неизменном количестве окислов железа. С поведением магния и хрома прямо коррелируется поведение никеля (0,056–0,009 %) и кобальта (0,4–0,1 %). Противоположные тенденции имеют барий (0,004–0,001 %) и цинк (0,0007–0,0044 %). Эволюционный тренд в общем соответствует боуэновскому. Микроэлементный состав долеритов приведен в табл. 30.

Т а б л и ц а 30

**Микроэлементный состав долеритов бырангского комплекса (в %)**

Микроэлементы	Безоливиновые долериты	Оливинсодержащие долериты	Оливиновые долериты	Оливиновые меланодолериты
Cu	0,0086	0,0098	0,0092	0,0085
Ni	0,0090	0,0144	0,0177	0,0563
Cr	0,0130	0,0370	0,0610	0,13
Co	0,0053	0,0047	0,0055	0,0085
V	0,033	0,032	0,037	0,038
Pb	0,00083	0,0	0,00072	0,00013
Zn	0,0072	0,0074	0,0065	0,0043
Ba	0,103	0,094	0,056	0,040
Количество анализов	25	104	80	28

П р и м е ч а н и е. По данным [280ф]. Спектральные полуколичественные анализы выполнены в лаборатории ИГО «Севморгеология».

Долериты отличаются от трахидолеритов пониженными содержаниями щелочей, титана, железа, фосфора, бария, но повышенными – магния, хрома, никеля, кобальта и ванадия.

**Левлинский комплекс пикродолеритовый гипабиссальный** ( $\omega\beta T_d$ ) объединяет интрузии, сложенные преимущественно (>50 %) пикритовыми габбродолеритами. Они полого секут интрузии тарисеймитаринского и бырангского комплексов и в свою очередь пересекаются интрузиями боотангского и верхнетаймырского комплексов. Вмещающими являются терригенные отложения от среднего карбона до верхней перми. В узких (до 1–3 м) экзоконтактных зонах они превращены в роговики.

На рассматриваемой территории интрузии левлинского комплекса, так же, как и тарисеймитаринского, сосредоточены в пределах двух гряд хр. Быранга – Главная и Северная, образуя Левлинскую зону вдоль гряды Главная и Угольнореченский ареал на территории Северной гряды.

На территории Левлинской зоны максимальное количество интрузий левлинского комплекса (до 20 % общего объема пермско-триасовых интрузивных образований) установлено на водоразделе рек Левля и Фадьюкуда в ее среднем течении в пределах Верхнедыбакатаринской брахисинклинали. Наиболее значительным из них является Левлинский массив (первоначально не-

удачно названный Верхнедьябакатаринским [270ф, 239ф], приуроченный к внутренней части названной брахисинклинали. Массив является лополитом брахисинклинальной формы с размахом крыльев 8–12 км и длиной по оси до 30 км. Мощность тела колеблется от 40 м в юго-западной центриклинали замыкания до 100 м на крыльях. Вмещают его терригенные отложения соколинской свиты. В строении массива залегают (снизу вверх): плагиоверлиты и пикритовые габбродолериты (50–70 % общей мощностью), оливиновые габбродолериты и габбродолериты.

По периферии Левлинского массива встречены дайки пикритовых габбродолеритов мощностью 7–10 м, располагающиеся вдоль и поперек его простирания. Юго-западная часть массива нарушена двумя встречными сбросами, залеченными дайками габбродолеритов верхнетаймырского комплекса, по которым килевая его часть смещена вниз на 40–50 м).

Левлинский массив сопровождается ореолом однородных интрузивных тел (силлов-сателлитов) мощностью до 15 м и протяженностью по простиранию 7–15 км. Всего в ореоле массива насчитывается до 5–6 сателлитов, сложенных пикритовыми габбродолеритами. Один из них встречен в соколинской свите (выше основного массива), остальные размещаются в отложениях быррангской и турузовской свит.

Далее на восток вдоль зоны прерывистая цепь, включающая от 1–2 до 2–4 параллельных силлов пикритовых габбродолеритов мощностью от 6–10 до 20–25 м и протяженностью от 3 до 15 км и прослежена до западного берега залива Нестора Кулика. Единичные силлы пикритовых габбродолеритов установлены и на восточном побережье залива. Интрузии локализируются в замковых и склоновых частях продольных структур разного знака. В северной части Левлинской зоны вмещающими являются отложения быррангской и соколинской свит нижней перми. В южной части зоны тела пикритовых габбродолеритов обнаружены среди отложений байкурской (юго-западная оконечность оз. Левинсон-Лессинга) и черной (р. Нганасанская вблизи восточной центриклинали замыкания лавовой мульды Ледянинской брахисинклинали) свит средней–верхней перми.

Угольнореченский ареал шириной до 14 км и длиной до 60 км расположен в бассейне нижнего течения р. Угольная. Он приурочен к северной части Южнобыррангского синклинория. По берегам реки обнаружены две полосы выходов интрузий левлинского комплекса, включающих от двух до четырех параллельных тел мощностью от 10 до 45 м и протяженностью от 3 до 20 км.

На правом берегу реки выходы интрузий пикритовых габбродолеритов, приуроченных к северному крылу Угольнореченской брахиантиклинали, прослежены вдоль реки и южного берега оз. Энгельгардт до р. Ниж. Таймыра на расстояние 35 км. Интрузии полого (до 5°) секут отложения байкурской и черной свит.

На левобережье р. Угольная, в бассейне ее северных притоков – рек Чистая и Галечная размещение интрузий контролируют две сопряженные структуры разного знака (Крестинская брахиантиклиналь и Черная синклинали). Рамой служат терригенные отложения байкурской и черной свит, вмещающие силлы трахидолеритов и долеритов соответственно тарисеймитаринского и быррангского комплексов.

Плагиоверлиты и пикритовые габбродолериты характеризуются порфири-видной и габброофитовой структурами, обусловленными присутствием крупных идиоморфных вкрапленников (кумулятов) оливина в основной пироксен-плагиоклазовой массе с габброофитовыми соотношениями минералов.

Пикритовые габбродолериты преобладающих интрузий однородного строения имеют следующий минеральный состав (%): оливин ( $Fe_{80}$ ) (35–40) в виде идиоморфных вкрапленников размером до 1,5 мм и мелких (до 0,4 мм) фенокристов в основной массе, сложенной плагиоклазом  $An_{66-70}$  (30–31) в виде таблиц и мелких лейст и энстатит-диопсидом ( $En_{50}Wo_{42}Fs_8$ ), слагающим ксеноморфные зерна (22–24). В подчиненном количестве в основной массе присутствуют ромбический пироксен – бронзит, образующий кайму вокруг зерен клинопироксена либо самостоятельные таблитчатые кристаллы (1–4), биотит (2–5) и рудные минералы, представленные хромитом и магнетитом (до 1,7), а также сульфидами платиноидно-медно-никелевой формации (от аксессуарной примеси до 5, редко 10).

Плагиоверлиты Левлинского дифференцированного массива отличаются повышенным количеством (%) оливина  $Fe_{81-83}$  (45–50), но пониженным содержанием плагиоклаза  $An_{65-70}$  (22–24) и пироксена  $Fs_{7-9}$  (15–19).

Оливиновые габбродолериты массива сложены оливином  $Fe_{80}$  (11–17), плагиоклазом  $An_{56-63}$  (44–50), клинопироксеном  $Fs_{10-11}$  (24–27), ромбическим пироксеном  $Fs_{21-23}$  (1–4), биотитом (3–5) и рудными минералами (2–4).

Габбродолериты состоят (%) из плагиоклаза (анортита, 45–57), клинопироксена (8–24), роговой обманки (9–35) и рудных минералов (1–9). Структура пород габброофитовая с элементами пойкилоофитовой. Автометаморфические преобразования выражаются в частичной сосюритизации и в замещении пироксенов роговой обманкой. Химический состав пород интрузий левлинского комплекса приведен в табл. 31.

Породы интрузий левлинского комплекса принадлежат к ряду образований нормальной щелочности калиево-натриевого типа, низкотитанистых.

Пикритовые габбродолериты характеризуются умеренно низкими содержаниями (%) кремнекислоты (42–45), глинозема (7–11), щелочей (1,3–1,9) и окиси кальция (5,6–10). Отличительными особенностями являются высокие концентрации окислов магния (18–26) и хрома (0,26–0,44). Количество окиси магния вдвое превышает содержание окислов железа, что указывает на принадлежность их к низкотитанистому типу пикритов. Среднее содержание микроэлементов в пикритовых габбродолеритах, вычисленное из 50 спектральных анализов, выполненных в лаборатории ПГО «Севморгеология», следующее (%): Cu – 0,00097, Ni – 0,1034, Cr – 0,212, Co – 0,011, V – 0,024, Pb – 0,00015, Zn – 0,0055, Ba – 0,056. Они близки к кларковым в ультраосновных породах.

Судя по химическому и геохимическому составам пикритовых габбродолеритов левлинского комплекса, исходный расплав соответствует ультраосновным пикробазальтам.

Аналогом рассматриваемых интрузий Таймыра являются интрузии фокинского типа в Норильском районе.

Химический состав образований левлинского комплекса (в масс. %)

Левлинская зона						Угольнореченский ареал	
Содержание окислов / микроэлементы / коэффициенты	Верхнедыбакатаринская интрузия			Средневзвешенный состав интрузий	Пикритовые габродолериты однородных тел (среднее из 12 ан.)	Пикритовые габродолериты однородных интрузий	
	плагииверлиты (среднее из 3 ан.)	оливиновые габродолериты (среднее из 2 ан.)	габродолериты				
SiO <sub>2</sub>	42,89	48,89	49,57	44,62	44,12	44,05	45,75
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,67	0,95	0,52	0,58	0,75	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,80	13,24	14,44	9,55	9,70	8,6	10,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	1,89	1,90	2,29	2,49	1,46	2,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,356	0,125	0,10	0,28	0,31	0,44	0,34
FeO	8,61	7,55	8,01	8,33	8,33	10,49	8,53
MnO	0,15	0,12	0,13	0,14	0,17	0,16	0,14
MgO	26,01	14,01	8,89	21,9	21,07	24,05	18,58
CaO	5,90	10,58	10,06	7,24	7,48	9,7	8,34
Na <sub>2</sub> O	0,88	1,72	2,03	1,16	1,30	1,04	1,33
K <sub>2</sub> O	0,37	0,50	0,95	0,45	0,51	0,4	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,11	0,06	0,12	0,15	0,17
SO <sub>3</sub>	0,09	0,08	0,08	0,09	0,04	–	–
ппп	4,32	1,72	2,94	3,66	4,27	4,5	3,07
∑	100,32	100,48	100,17	100,33	100,48	100,28	100,31
H <sub>2</sub> O	0,34	0,12	0,64	0,32	0,57	0,02	0,02
S	0,11	0,18	0,25	0,14	0,13	–	–
Ni	0,12	0,08	0,015	0,10	0,11	0,18	–
Co	0,01	0,007	0,003	0,008	0,009	0,017	–
Cu	0,012	0,009	0,006	0,01	0,13	0,01	–
CO <sub>2</sub>	0,41	–	–	–	0,75	–	–
F	0,003	–	–	–	0,023	–	–
Кф	29	41	52	34	34	33	34

Примечание. По данным [270ф; 239ф; 291ф]. Силикатные, количественный спектральный анализы выполнены в лаборатории ИГО «Севморгеология».

В ряде пород дифференцированных интрузий (Левлинский массив) от плагииверлитов к габродолеритам закономерно увеличиваются содержания (%): кремнекислоты (41–49,6), глинозема (7,8–14,4) и уменьшаются концентрации окислов магния (26–8,89) и хрома (0,356–0,1) при неизменном количестве суммарного железа. Эволюционный тренд соответствует «боуэновскому». Изменение никеля прямо коррелируется с поведением магния и хрома. Средневзвешенный состав приближается к среднему составу пикритовых габродолеритов однородных тел.

**Боотанкагский комплекс оливинит-пикрит-габродолеритовый плутонический ( $\omega$ - $v\beta T, bt$ )** включает дифференцированные интрузии гипербазит-

базитового состава с медно-никелевым оруденением, по ряду признаков сходные с известными никеленосными массивами Норильского горно-промышленного района. Для них характерна тесная пространственная ассоциация с интрузиями левлинского комплекса. Интрузии боотанкагского комплекса прорывают магматические образования тарисеймитаринского, бырангского и левлинского комплексов и в свою очередь секутся дайками более молодых верхнетаймырского и дябакатаринского комплексов. Интрузии (хонолиты, лополиты и редко дайки) обычно расслоены на две зоны (субультраосновную и основную) с расслоением более высокого порядка. В их сложенности, кроме субультраосновных разновидностей пород (плагиопикритов, плагиоверлитов и пикритовых габбродолеритов) и габбродолеритов непременно участвуют такситовые и такситовидные габбродолериты. Для них характерны поздние- и постмагматические гидротермально-метасоматические преобразования.

Интрузии приурочены к узлам пересечения дизъюнктивных зон северо-восточного и северо-западного простираний. Вмещающими служат краевые, приосевые или склоновые участки структур разного знака.

Большая часть из известных интрузий этого комплекса сосредоточена на территории гряды Главная в пределах Левлинской зоны пикритового магматизма. На этой территории к боотанкагскому комплексу относятся Боотанкагский массив, интрузии руч. Габбровый, оз. Энтузиастов, руч. Спокойный, а также Горноозерский гипотетический массив.

В пределах гряды Северная на рассматриваемой территории выявлен массив руч. Травяной, приуроченный к Угольнореченскому ареалу пикритового магматизма, который принадлежит к Топографической зоне.

Боотанкагский массив находится на правом берегу р. Бол. Боотанкага, в 22 км выше ее устья. Он приурочен к южному крылу Среднебоотанкагской брахиантиклинали, сложенной терригенными отложениями фалабигайской в ядре и турузовской на крыле свит, на участке пересечения продольного Боотанкагского и поперечного Левлинского разломов.

Массив представляет собой многоярусную постройку, включающую четыре кулисообразно сменяющих друг друга по латерали автономных тела (предположительно хонолиты с асимметричными бортами), размещающихся в разных частях стратиграфического разреза. Интрузии полого секут вмещающие отложения. Длинные оси их располагаются под острым углом к основному направлению складчатых структур.

Наиболее значительной является интрузия Юго-Западная, линзовидной в плане формы, длиной 4,5–5 км при ширине 0,2–0,5 км, закартированная на водоразделе рек Бол. Боотанкага и Тарисейми-Тари. По данным магнитометрии, она продолжается в юго-западном направлении. Вмещают интрузию отложения средней части турузовской свиты. Видимая часть интрузивного тела погружается в юго-восточном направлении под углом 20–30°. Буровыми скважинами (Б-1, 2, 3) интрузия прослежена до глубины 400 м [274ф]. Мощность ее колеблется от 120 до 200 м.

К северо-востоку от этой интрузии вблизи русла р. Бол. Боотанкага закартированы два интрузивных тела языкообразной формы, являющиеся двумя центральными ветвями массива.

Ближайшая к Юго-Западной ветви наиболее полно представленная интрузия руч. Лагерный шириной 700 м и мощностью до 238 м приурочена к нижней части турузовской свиты. Она погружается в юго-восточном направлении под углом 25–30°. По падению на расстояние 500 м интрузия вскрыта скважинами  $\frac{Б-8а}{129}$  и  $\frac{Б-12}{348}$  под четвертичными отложениями долины р. Бол. Боотанкага.

В 300 м севернее предыдущей находится в значительной степени эродированная интрузия руч. Северный шириной 500 м и мощностью не более 100 м. Вмещают ее отложения основания турузовской свиты. Интрузия погружается на юго-восток под углом 25–30°. По магнитометрическим данным она фиксируется на протяжении 1,5 км (по падению) под четвертичными образованиями долины реки Бол. Боотанкага.

В строении трех перечисленных интрузий наблюдается определенное сходство. В сложении интрузий по данным [280ф, 239ф, 291ф, 118, 83] выделяются следующие горизонты (снизу вверх): 1) эндоконтактовые долериты (1–3 м); 2) такситовые габбродолериты троктолитового и оливинового типов и пикритовые габбродолериты (14–70 м); 3) оливиновые габбродолериты, перемежающиеся с троктолитовыми и оливинсодержащими габбродолеритами (70–120 м); 4) кварцсодержащие безоливиновые габбродолериты и габбродиориты, а также амфиболовые феррогаббродолериты (15–45 м); 5) верхние такситовые габбродолериты оливинового типа (0–5 м); 6) верхние эндоконтактовые габбродолериты (1–2 м).

Северная ветвь Боотанкагского массива, представленная интрузией руч. Рудный, находится в 2 км северо-западнее предыдущей. Вмещают ее терригенные отложения верхней части фалабигайской свиты. В плане интрузия имеет вытянутую форму. По фрагментарным обнажениям она прослежена на 700 м при ширине не более 50 м. Азимут падения –  $160^\circ \angle 60^\circ$  (на 20–30° круче угла падения вмещающих пород).

В западном направлении вдоль ручья интрузия выклинивается, а в восточном расширяясь погружается под четвертичные отложения. Видимая часть интрузивного тела мощностью 15–20 м сложена такситовидными пикритовыми габбродолеритами, содержащими богатую (до 30%) сульфидную вкрапленность платиноидно-медноникелевой формации. В нижнем экзоконтакте интрузии установлена залежь сульфидных руд мощностью 1,5 м, по магнитометрическим данным прослеженная на 200 м по простиранию и на 18 м по падению. Предполагается, что интрузивное тело, обнаруженное на левом берегу р. Бол. Боотанкага в устье руч. Ветвистый, сложенное как пикритовыми габбродолеритами, так и габбродолеритами от оливиновых до кварцсодержащих, является восточным флангом интрузии руч. Рудный.

В экзоконтактах интрузий Боотанкагского массива широко развиты кварцполевошпатовые гранофировые гибридно-метасоматические породы, кордиритовые роговики. В верхнем экзоконтакте юго-западной ветви установлены флогопититы – своеобразные магнезиальные скарны флогопитовой фации. Флогопититы слагают внутреннюю (ближайшую к интрузивному контакту) зону шириной от 0,2 до 6 м. По направлению от контакта они сменяются ро-

говиками с новообразованиями биотита. Общая ширина экзоконтактового ореола достигает 15–18 м.

Инtruзия руч. Габбровый находится на левобережье р. Фадьюкуда в ее среднем течении. Свое название она получила по одноименному ручью, притоку р. Фадьюкуда, где вскрывается наиболее полный ее разрез. Инtruзия приурочена к южному борту краевой юго-западной части Верхнедябакатаринской брахисинклинали и располагается в краевой части поля развития сателлитов Левлинского массива.

В современном эрозионном срезе обнажается прибортовая часть инtruзии северо-восточного простирания сложной ступенчатой формы, длиной 7,5 км и мощностью  $\approx 100$  м. Она полого сечет пограничные слои турузовской и быррангской свит и разделяющий их силл порфировидных трахидолеритов тарисеймитаринского комплекса. Простирание тела (СВ 45–70°) отклоняется от простирания вмещающих пород (55–60°) на 5–10°. Инtruзия погружается в северо-западном направлении под углом 55–60° (на 15–20° круче угла падения вмещающих пород).

В строении инtruзивного тела выделяются четыре горизонта.

1. Нижний горизонт эвтакситового строения мощностью 5–40 м, протяженностью 3,5 км развит в западной части инtruзивного тела. Он сложен ритмично чередующимися плагиоверлитами, пикритовыми и троктолитовыми габбродолеритами и такситовыми габбродолеритами троктолитового типа в основании. В строении горизонта выделяются 2–3 ритма вышеуказанных пород мощностью 6–16 м каждый. Высокооливиновые породы (плагиоверлиты, пикритовые габбродолериты) слагают от 1/7 до 2/3 мощности ритмов. Среди них нередко присутствуют небольшой мощности (до 1 м) линзы габбродолеритов и лейкогаббродолеритов. Отмечены также маломощные (0,2 м) дайки оливиновых габбродолеритов, прорывающих пикритовые габбродолериты. В разрезе инtruзии руч. Габбровый в верхней части горизонта встречается пачка эвтакситов общей мощностью 1–2,5 м, которая состоит из 3–7 микроритмов пикритовых, такситовых и оливиновых габбродолеритов мощностью 0,15–0,25 м каждый.

2. Второй горизонт (20–25 м) сложен оливиновыми либо оливин-биотитовыми габбродолеритами. Область его распространения в основном совпадает с областью развития нижележащего горизонта. Оливиновые габбродолериты содержат иногда линзы троктолитовых и оливинсодержащих габбродолеритов.

3. Третий горизонт (40–80 м) имеет повсеместное распространение в пределах инtruзивного тела. Он сложен оливинсодержащими габбродолеритами, содержащими местами линзы и прослои оливиновых и кварцсодержащих габбродолеритов.

4. Верхний горизонт (10–25 м) в восточной части инtruзии (к востоку от руч. Габбровый) слагают (снизу вверх):

а) крупнозернистые кварцсодержащие габбродолериты и габбродиориты, иногда пегматоидные и ильменитсодержащие феррогаббродолериты. Вблизи руч. Габбровый, наряду с ними, отмечены: б) верхние такситовые габбродолериты троктолитового типа (1–3 м); в) верхние эндоконтактовые долериты (до 2 м).

Западнее руч. Габбровский в составе горизонта принимают участие гидротермально-метасоматические породы. Линза гидротермально-метасоматических измененных, с ксенолитами вмещающих пород, образований прослежена западнее руч. Габбровский на расстояние 700 м. В ее сложении участвуют незакономерно перемежающиеся кварц-полевошпатовые гранофиры и гранофировые метагаббродолериты и габбродолериты, а также лейкогаббродолериты и существенно амфиболовые (роговообманковые) метасоматиты с реликтами роговообманковых метагаббродолеритов. В верхней части линзы отмечены существенно хлоритовые и актинолитовые породы.

Интрузия оз. Энтузиастов находится в 2 км северо-западнее озера в верховьях руч. Обрывистый, притоке р. Звериная. Она локализована в южном крыле Зверинской брахиантиклинали, сложенной терригенными отложениями соколинской свиты. Интрузия обнажена на площади  $3 \times 5$  км. В плане она имеет линзовидную форму. Простираение интрузии (СВ  $55-60^\circ$ ) отклоняется от простираения вмещающих пород (СВ  $70^\circ$ ) на  $10-15^\circ$ . Интрузия погружается в юго-восточном направлении под углом  $40^\circ$  (на  $30^\circ$  круче угла падения вмещающих пород). Мощность интрузии – 120–150 м.

В основании интрузии в юго-западной ее части установлены (снизу вверх): 1) эндоконтактовые долериты (1 м); 2) такситовые габбродолериты пикритового типа с включениями пикритовых габбродолеритов, оливинитов и лейкогаббро (8–10 м); и 3) плагиоверлиты видимой мощностью 5 м. Такситы и плагиоверлиты содержат сингенетичную вкрапленность сульфидов платиноидно-медноникелевой формации.

Верхняя основная часть интрузии (100–130 м) в юго-западной ее части сложена габбродолеритами от оливиновых до кварцсодержащих, а также амфиболовыми феррогаббродолеритами. В северо-восточной части интрузии эти породы в значительной степени изменены, участками превращены в пренит-амфиболовые (роговая обманка, актинолит) метасоматиты. Породы разбиты трещинами, залеченными эпидот-карбонатными жилами с эпигенетической сульфидной вкрапленностью халькопирит-галенит-сфалеритового состава.

В нижнем экзоконтакте юго-западной части интрузии присутствуют эруптивные брекчии, содержащие вкрапленность сульфидов халькопирит-пирротин-пиритового состава, что может указывать на присутствие погребенного массива.

В верхнем экзоконтакте интрузии встречены гибридно-метасоматические образования, по минеральному и химическому составам отвечающие гранодиоритам натриевого типа.

Интрузия руч. Спокойный выявлена на восточном берегу залива Нестора Кулика среди терригенных отложений байкурской свиты, азимут падения которых ЮВ  $165^\circ \angle 14^\circ$ . Интрузия обнажается в береговом обрыве ручья на площади  $8 \times 12$  км и по простираению не прослеживается. Простираение тела СВ  $80-85^\circ$ , отклоняется от простираения вмещающих пород на  $5-10^\circ$ . Интрузия (дайка) погружается в том же направлении, что и вмещающие породы, но на  $50^\circ$  круче, чем они.

В строении дайки (от лежачего блока к висячему) участвуют: 1) мелкозернистые такситовидные долериты троктолитового типа с закалочной структу-

рой спинифекс (1 м); 2) эпидотизированные и карбонатизированные пикритовые габбродолериты, пронизанные субпараллельными жилами сидеритового состава, ориентированными вдоль нижнего контакта (1,5 м); 3) неизмененные пикритовые габбродолериты (3 м); 4) оливиновые габбродолериты со шширами пегматоидных габбродолеритов (видимой мощностью 6 м). Алевриты байкурской свиты в зоне нижнего контакта шириной 1,5–2 м ороговикованы.

Горноозерский массив находится на левобережье р. Левля в 2 км к юго-западу от оз. Горное. Он локализован в ядре синклиальной структуры, выполненной угленосно-терригенными отложениями соколинской свиты и контролируется Левлинским разломом. На этом участке площадью  $2 \times 8$  км обнаружено несколько (2–3) тел конической(?) формы, внутренние части которых диаметром до 1,5 км выполнены эруптивными брекчиями, на 60–70 % сложенными обломками ороговикованных вмещающих пород. В резко подчиненном количестве (до 5–10 %) встречаются обломки пикритовых и троктолитовых габбродолеритов. Обломки пород сцементированы альбитизированным микродолеритом. Внешние конические слои мощностью 15–20 м сложены такситовыми и оливиновыми габбродолеритами с сульфидной вкрапленностью платиноидно-медноникелевой формации.

По-видимому, обнаруженные конические тела являются надстройками погребенного массива, о чем косвенно свидетельствуют вторичные ореолы рассеяния с высококонтрастными аномалиями Cu, Ni, Co, Zn, Ag и гидрогеохимические аномалии тех же элементов, выявленные в процессе проведенных детальных литохимических работ в пределах горноозерского участка.

Массив руч. Травяной размером  $3 \times 15$  км находится на правобережье р. Галечная в юго-западной части Угольнореченского ареала пикритовых интрузий левлинского комплекса. Массив приурочен к двум сопряженным структурам разного знака, осложняющим северное крыло Чернойярской синклинали. Рамой служат терригенные отложения чернойярской свиты, вмещающие силлы долеритов и трахидолеритов бырангского и тарисеймитаринского комплексов.

Массив состоит из двух частей. Северное лополитообразное тело брахисинклиальной формы, имеет асимметричный поперечный профиль. Углы падения интрузивных пород по направлению к оси структуры меняются от  $45\text{--}50^\circ$  на южном крыле синклинали до  $25\text{--}35^\circ$  на северном. Они на  $5\text{--}10^\circ$  меньше углов падения вмещающих отложений. Простираение интрузивного тела отклоняется от простираения вмещающих пород к северу на  $5\text{--}10^\circ$ . Интрузия полого сечет все перечисленные образования рамы.

В строении интрузии общей мощностью 120–160 м отчетливо выделяются следующие горизонты (снизу вверх): 1) плагиопикриты (плагиооливиниты), связанные переходами с пикритовыми габбродолеритами; 2) оливиновые габбродолериты и 3) кварцсодержащие габбродолериты и габбродиориты, разделенные местами слоями ороговикованных вмещающих пород.

Нижний горизонт плагиопикритов–пикритовых габбродолеритов в плане образует внешнюю зону интрузивного тела. Мощность его в северном пологозалегающем борту интрузива достигает 45–50 м и не превышает 20–25 м в южном его крыле. Плагиопикриты содержат местами шширо- и линзообраз-

ные включения гигантозернистых пегматоидных лейкогаббродолеритов размером до 0,5 м.

Среднюю зону образует горизонт (60–90 м) оливиновых габбродолеритов, чередующихся в нижней части горизонта с троктолитовыми габбродолеритами.

Верхний горизонт, представленный кварцсодержащими габбродолеритами и габбродиоритами видимой мощностью 12–15 м, проявлен только в северном борту интрузивного тела. В южном крыле он эродирован.

В верховьях руч. Травяной в основании интрузии обнаружен нижний краевой горизонт мощностью 6 м. В его сложении участвуют мелкозернистые эндоконтактовые оливиновые долериты (1 м) и такситовые габбродолериты пикритового типа, представленные оливинсодержащими габбродолеритами со структурой спинифекс, содержащими включения оливинитов и линзы ильменитсодержащих лейкогаббродолеритов (5 м). В нижнем экзоконтакте интрузии шириной 3–5 м аргиллиты черной свиты превращены в роговики, содержащие прожилки (до 0,25 м) магнетита.

Южная часть массива приурочена к сводовой части антиклинальной структуры. В сложении интрузии видимой мощностью 20–25 м участвуют плагиопикриты, пикритовые и оливиновые габбродолериты.

Высокооливиновые породы (плагиопикриты, плагиоверлиты и пикритовые габбродолериты) характеризуются панидиоморфнозернистой в сочетании с порфиroidной и пойкилитовой структурами.

Плагиопикриты, участвующие в сложении массива руч. Травяной, состоят (%) из идиоморфных кристаллов оливина-хризотила  $Fa_{14-17}$  (60–70), плагиоклаза  $An_{65-70}$  (13–20), энстатит-диоксида  $Fs_6$  (5–14), бронзита (1–2), флогопита (1–2), кристаллов хромита и магнетита (до 1,7), сульфидов платиноидно-медно-никелевой формации (до 1,15) и карбонатно-хлоритового мезостазиса (до 5).

Плагиоверлиты (интрузии руч. Габбровый и оз. Энтузиастов) сложены (%) оливин  $Fa_{14-19}$  (45–50), клинопироксеном–диопсид–авгитом  $Fs_{8-10}$  (20–25), плагиоклазом  $An_{62-70}$  (20–25), бронзитом (2–5), роговой обманкой (2–3), биотитом (1–3), магнетитом и хромшпинелидами титаномангнетит-герцинитового ряда, содержащими 13 %  $TiO_2$  и 9,33 %  $Cr_2O_3$  (1–1,7) и сульфидами платиноидно-медно-никелевой формации (от 1 до 12).

Пикритовые габбродолериты имеют следующий состав (%): оливин  $Fa_{20-32}$  (30–35), авгит  $Fs_{12-18}$ , содержащий 0,64 %  $Cr_2O_3$  (25–30), плагиоклаз  $An_{56-62}$  (20–30), а также бронзит (5–7), роговая обманка и биотит (2–3), магнетит (1), сульфиды платиноидно-медно-никелевой формации (от 1–3 до 10–12, иногда до 30 в интрузии руч. Рудный Боотанкагского массива).

Троктолитовые габбродолериты характеризуются панидиоморфнозернистой структурой. В их сложении участвуют (%): плагиоклаз  $An_{60-70}$  (40–45), оливин  $Fa_{17-20}$  (25–30), авгит  $Fs_{14-23}$  (15–20), гиперстен (2,5), биотит (2–3).

Оливиновые габбродолериты с габбро-офитовой структурой содержат (%): плагиоклаз  $An_{60-62}$  (45–50), авгит  $Fs_{18-20}$  (25–30), оливин  $Fa_{30-35}$  (10–15), роговую обманку (2–3), биотит (от 5–6 до 8–10 в интрузии руч. Габбровый).

Оливин- и кварцсодержащие габбродолериты с габбро-офитовой структурой состоят (%) из плагиоклаза  $An_{50-55}$  (40–45), авгита (35–40), оливина (5–7)

либо кварца (5–7), бурой роговой обманки (5–6), иногда биотита (до 5–7). Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, кальцитом (до 5).

Пегматоидные феррогаббродолериты верхних горизонтов интрузий руч. Габбровский, оз. Энтузиастов и юго-западной ветви Боотанкагского массива состоят (%) из авгита и ферроавгита (40–45), плагиоклаза  $An_{40-62}$  (40–45), бурой роговой обманки (5–10), магнетита и ильменита (до 5–8).

Пегматоидные лейкогаббродолериты, образующие включения в нижнем горизонте интрузии руч. Травяной, содержат (%) плагиоклаз  $An_{56-61}$  (55–60), авгит  $Fs_{9-15}$  (25–30), кварц (1–2), рудные минералы (2–3), карбонатно-слюдисто-хлоритовый мезостазис (2–12).

Габбродиориты верхнего горизонта интрузии руч. Травяной, характеризующиеся гипидиоморфнозернистой, офитовой структурой, сложены (%) плагиоклазом  $An_{42-55}$  (50–55), авгитом  $Fs_{15-20}$  (20–25), оливином  $Fa_{40}$  (5–6), микропегматитовыми сростками кварца (3–5) и калиевого полевого шпата (5–6), биотитом (3–6), титаномagnetитом (3–5).

Такситовые габбродолериты отличаются неоднородным строением и атакситовой текстурой. Среди них выделяются три типа атакситов – пикритовые, троктолитовые и оливиновые.

Такситовые габбродолериты пикритового типа, сходные по химическому составу с пикритовыми габбродолеритами, встречены в нижнем такситовом горизонте интрузии руч. Травяной и оз. Энтузиастов. Породы содержат включения оливинитов (до 25 %), иногда пикритовых габбродолеритов и лейкогаббродолеритов в основной оливинсодержащей плагиоклаз-пироксеновой массе с характерной структурой спинифекс. Оливиниты сложены крупными, как правило, идиоморфными кристаллами оливина  $Fa_{9-14}$ , иногда (интрузия оз. Энтузиастов) серпентинизированными. В такситовых габбродолеритах оз. Энтузиастов наряду с автолитами присутствуют ксенолиты ороговикованных вмещающих аргиллитов, а также ксенолиты фассаит-оливиновых скарнов, привнесенные, по-видимому, с глубины.

Такситовые габбродолериты троктолитового типа, по составу отвечающие троктолитовым габбродолеритам средних горизонтов интрузий, широко развиты в нижнем такситовом горизонте Боотанкагского массива (интрузии руч. Лагерный и Юго-Западная). Они присутствуют также в нижнем и верхнем горизонтах интрузии руч. Габбровский.

В основной массе пород, представленной оливиновыми габбродолеритами, присутствуют включения: 1) пикритовых габбродолеритов различного размера от 1 мм до 0,3 м (от 20–30 % общего объема пород), нередко (интрузии Боотанкагского массива), содержащих до 10 % сравнительно крупных кристаллов шпинели – высокоглиноземистого (до 70 %  $Al_2O_3$ ) герцинита с 0,14 %  $Cr_2O_3$ ; в подчиненном количестве (до 8 %) присутствуют включения; 2) оливинитов, сложенных мелкими (доли мм) ксеноморфными зернами оливина  $Fa_{14-16}$  и шпинелевых оливинитов, содержащих до 10 % мелких зерен высокоглиноземистого герцинита (ороговикованные оливиниты I генерации) и 3) включения, сложенные мелкими зернами только шпинели.

Такситовые габбродолериты оливинового типа, по химическому составу соответствующие оливиновым габбродолеритам средних горизонтов интрузий, встречены в нижнем и верхнем горизонтах интрузий Юго-Западная и

Химический состав пород боотанкакского комплекса (в%)

	Компоненты	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O	S	Ni	Co	Cu	Кф	Количество анализов
Боотанкакский массив	Такситовые габбродолериты троктолитового типа	44,2	0,7	13,7	4,52	8,7	0,05	0,17	13,1	9,35	1,54	0,45	0,18	3,2	100	2,6	1,2	0,16	0,013	0,05/0,24	50	10
	Такситовые габбродолериты оливинового типа	43,1	1	15,6	4,73	8,21	0,04	0,15	11,1	10,6	1,66	1,08	0,16	2,8	100	1	1,4	0,13	0,015	0,11/1,2	55	4
	Пикритовые габбродолериты интрузии руч. Рудный	40,8	0,6	11	3,43	8,26	–	0,18	19,9	6,96	1,33	0,62	0,08	7,6	100,8	6	0,6	0,13/0,42	0,008/0,08	0,14/0,58	38	3
	Пикритовые габбродолериты интрузии руч. Лагерный	43,1	0,7	10,2	2,89	10,2	–	0,19	19,6	7,83	1,24	0,34	0,1	2,9	100,1	2,9	0,2	0,13	0,015	0,15	40	9
	Троктолитовые габбродолериты	47	0,7	16,8	2,64	8,4	0,03	0,17	10	9,9	1,75	0,07	0,1	2,8	100	1,8	0	0,047	0,005	0,035	50	23
	Оливиновые габбродолериты	44,5	0,5	15,2	1,8	8,35	0,03	0,13	15,5	10,3	1,56	0,34	0,12	1,7	100,5	0,2	0,2	0,07	0,007	0,03	42	7
	Оливинсодержащие габбродолериты	49,2	1	15	1,94	6,5	0,024	0,19	7,86	10,2	2,45	0,87	0,17	3,2	99,7	1,8	0	0,011	0,003	0,023	52	7
	Феррогаббро-долериты	47,7	1,6	14,3	3,56	10,5	0,015	0,21	4,88	8,73	3,24	0,91	0,21	2,7	100,5	0,7	0,3	0,024	0,004	0,011	73	2
	Кварцсодержащие габбродолериты	51,1	1,2	15,1	3,48	7,2	0,01	0,13	7,11	10,7	3,01	0,75	0,22	0,5	100,6	0,9	0,1	0,01	0,003	0,02	60	3
	Средневзвешенный состав	47,3	0,8	15,3	3,43	8,6	0,03	0,16	10,4	9,62	2,16	0,67	0,15								54	
Массив руч. Габровский	Такситовый габбродолерит пикритового типа	43,1	0,7	15	2,2	8,47	0,05	0,18	13,9	7,51	1,67	1,38	0,15	3,5	99,86	0,4	0,2	0,106/0,12	0,013	0,175/0,35	43	5
	Плагиопикрит	40,4	0,5	6,79	5,89	9,09	0,21	0,21	24,4	5,48	0,77	0,26	0,19	6,4	100,4	0,5	0,2	0,15	0,01	0,08	38	2
	Плагиопикрит	42,7	0,8	9,24	4,47	9,75	0,15	0,21	19,4	7,24	1,14	0,55	0,11	4,4	100,3	0,5	0,4	0,114/0,16	0,012	0,08/0,54	42	4
	Пикритовый габбродолерит	45,5	0,8	13,7	2,97	8,83	0,07	0,17	14,3	9,09	1,55	0,82	0,15	2,8	100,8	0,4	0,2	0,09	0,008	0,12	45	1
	Оливиновый габбродолерит	47,8	0,7	17,5	1,54	9,05	0,05	0,16	8,64	10,2	2,13	0,86	0,15	1,9	100,4	0,2	0,3	0,043	0,005	0,052	55	4
	Оливинсодержащий габбродолерит	48,9	1	16,3	1,66	9,05	0,05	0,24	6,91	10,6	2,76	0,67	0,16	1,9	100,1	0,2	0,2	0,02	0,004	0,32	60	3
	Кварцсодержащий габбродолерит	48	3,7	12,5	2,35	14,3	0,013	0,44	4,06	8,47	3,32	0,9	0,26	1,8	100	0,2	0,4	0,017	0,003	0,02	80	1
	Габбродиорит	50,3	0,9	15,5	1,72	9,24	0,013	0,18	6,31	8,75	3,21	0,74	0,12	3	99,93	0,3	0,1	0,003	0,004	0,013	70	1
Средневзвешенный состав	46	1,1	15,7	2,81	9,27	0,06	0,23	10	10,4	2,24	0,72	0,16	1,7	100,6	0,3	0,3	0,046	0,006	0,058	54		
Интрузия руч. Энгузиастов	Такситовый габбродолерит	44,8	1,2	10,1	15,07	15,1	0,12	0,21	16,2	7,31	1,74	0,48	0,12	2,5	100,2	0,4	0,4	–	–	–	40	2
	Пикритовый габбродолерит	42,7	1,3	6,97	2,38	10,7	0,13	0,18	23,5	5,75	1,23	0,37	0,19	5,4	100,4	0,8	0	0,11	0,031	0,09	36	1
	Феррогаббродолерит	48,4	2,2	14,3	2,38	10,7	0,015	0,23	5,42	7,66	2,93	1,27	0,26	3,3	99,96	0,4	0,1	–	–	–	76	1
Интрузия руч. Спокойный	Такситовый габбродолерит	47,3	1,1	10,5	2,95	9,68	–	0,19	15,5	10,9	1,53	0,6	0,04	0,5	100,3	1,4	0,2	–	–	–	46	–
	Пикритовый габбродолерит	42,1	1	12	3,82	8,35	–	0,2	19,4	11,1	1,4	0,34	0,05	0,5	99,4	1,2	0,2	–	–	–	38	–
Массив руч. Травяной	Такситовый габбродолерит пикритового типа	46,2	1,3	10,4	1,66	9,49	0,12	0,16	17,5	7,97	1,65	0,64	0,13	3	100,3	0,3	0,1	0,07/0,2	0,008	0,040/0,2	38	3
	Плагиопикрит	40,3	0,4	5,63	3,08	8,39	0,21	0,15	31,5	4,33	0,51	0,18	0,06	6,1	100,2	0,5	–	0,3	0,015	0,009	27	3
	Плагиопикрит	43,1	0,5	6,99	1,42	9,88	0,15	0,16	28,2	6,08	0,88	0,33	0,07	2,6	100,4	0,3	–	0,15	0,009	0,035	29	1
	Пикритовый габбродолерит	46,1	0,6	9,7	3,07	8,2	0,15	0,14	22,3	7,29	1,47	0,63	0,08	0,5	99,98	0,2	–	0,13	0,008	0,01	34	1
	Оливиновый габбродолерит	48,5	0,6	16,4	0,98	5,14	0,12	0,1	10,2	15,3	1,43	0,25	0,06	1,2	100,2	0,2	–	0,025	0,005	0,02	40	4
	Кварцсодержащий габбродолерит	51,6	1,4	14	2,49	8	0,08	0,1	6,05	10	2,29	1,06	0,24	2,6	99,99	–	–	0,014	0,006	0,015	60	1
	Габбродиорит	54,1	1,6	13,9	2,95	7,9	–	0,16	4,16	7,81	3,23	1,7	0,16	2,6	100,2	0,5	–	0,005	0,003	0,01	72	2
Средневзвешенный состав интрузии	47,2	0,6	12,9	1,76	6,43	0,12	0,14	14,1	11,8	2,75	0,44	0,13	2,6	99,58	–	–	0,07	0,006	0,015	41		

Примечание. Кф – коэффициент фракционирования. Силикатные, количественный спектральный анализы выполнены в лаборатории ПГО «Севморгеология». По материалам (Ленькин, 1982ф; Архипова, 1986ф; Салманов, 1992ф).

руч. Лагерный Боотанкагского массива. Они содержат до 20 % включений пикритовых габбродолеритов и не более 5 % остальных. Основная связующая масса пород представлена рудоносными лейкогаббродолеритами.

С такситовыми габбродолеритами нижних горизонтов связано сульфидное оруденение платиноидно-медно-никелевой формации, вкрапленное в атакситах пикритового (до 5 %) и троктолитового (до 10–15 %) типов и прожилково-вкрапленное в атакситах оливинового типа (до 20–30 %).

С такситовыми габбродолеритами верхних горизонтов связано малосульфидное оруденение платиноидного типа.

В табл. 32 приведены средние и отдельные химические составы пород интрузий боотанкагского комплекса. По соотношению основных петрохимических параметров, породы интрузий относятся к ряду образований нормальной щелочности калиево-натриевого и натриевого типов.

Высокооливиновые породы (плаггиопикриты, плаггиоверлиты и пикритовые габбродолериты) породы отличаются от пикритовых габбродолеритов левлинского комплекса пониженными содержаниями кремнекислоты (40–43 %) и окислов хрома (0,15–0,21 %). По соотношению железа и магния, магния и хрома, степени окисленности железа и другим параметрам, имеющим диагностическое значение, рассматриваемые породы сходны с обогащенными оливином породами дифференцированных интрузий как Нижне-, так и Верхнеталнахской интрузий Норильского района.

Троктолитовые габбродолериты характеризуются умеренно низкими содержаниями кремнекислоты (44–45 %), приблизительно равными содержаниями глинозема и окиси магния (14–15 %) и низкими – окислов железа (10–11 %).

Оливиновые габбродолериты отличаются от подобных пород недифференцированных интрузий повышенными содержаниями глинозема (16,4–17,5 %), а иногда и окиси кальция (до 15,3 %) и низкими (10–11 %) содержаниями окислов железа. По своему составу они близки к оливиновым габбродолеритам рудоносных интрузий Норильского района.

Оливин- и кварцсодержащим габбро свойственны обычные для траппов умеренные содержания (%) кремнекислоты (48–51), глинозема (13–15), окислов кальция (9–11), магния (6–8), железа (10–12) и щелочей.

Пегматоидные феррогаббродолериты отличаются пониженными содержаниями (%) глинозема (до 12,4), но повышенными содержаниями окислов титана (до 3,68), железа (до 16,6) при низких содержаниях окиси магния (4–5) и натриевым типом щелочности.

Габбродиориты характеризуются наиболее высокими содержаниями (%) кремнезема (до 54) и щелочей (4,93) калиево-натриевого типа при низких содержаниях окиси магния (4,16).

Для интрузий рассматриваемого комплекса характерны постепенное увеличение содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  от обогащенных оливином пород до габбродолеритов и противоположный характер поведения  $\text{MgO}$ ,  $\text{Sr}_2\text{O}_3$ . Отличительной особенностью рассматриваемых интрузий (объединяющих их с промышленно-рудоносными интрузиями Норильского района) является неоднозначный характер поведения окислов железа, калия, кальция и алюминия на разных этапах становления массивов. На раннем этапе от высокооли-

виновых пород к оливиновым габбродолеритам тренд дифференциации ( $MgFe^2Fe^3K \leftrightarrow CaAlSiNa$ ) соответствует Норильскому рудно-анортозитовому, по данным [83]. На позднем этапе он ( $MgAlCa \leftrightarrow SiFe^2Fe^3NaTi$ ) близок к скаергаардскому. При этом отмечаются две тенденции изменения элементов: железо-натриевая и кремнекислотная. Крайними представителями первой являются обогащенные титаном (до 3,68 %  $TiO_2$ ) пегматоидные габбродолериты, содержащие до 16,6 % окислов железа ( $Kf = 80$ ) натриевого типа, вторая приводит к образованию габбродиоритов.

Среди дифференцированных интрузий комплекса выделяются два типа образований. К первому относится массив руч. Травяной. Характерными особенностями массива являются: а) повышенная магнезиальность высокооливиновых пород (28–31 %  $MgO$ ) и крайне низкие содержания железа в них ( $Kf = 25$ –38); б) высокие содержания окиси кальция (15,3 %) в оливиновых габбродолеритах и 3) преобладание кремнекислотной тенденции изменения на позднем этапе становления массива. Судя по средневзвешенному составу интрузий, исходный расплав соответствовал пикробазальту коматиитовому. По петрохимическим параметрам интрузия руч. Травяной близка к Нижнениорильской и Нижнеталнахской интрузиям норильского комплекса.

Интрузии Боотанкагского массива, руч. Габбровый и др. в пределах гряды Главная принадлежат ко второму типу. Они отличаются повышенными содержаниями окислов железа (до 16,6 %) в плагиоверлитах и пикритовых габбродолеритах, очень высокими содержаниями глинозема (до 17,5 %) в оливиновых габбродолеритах с сочетанием двух тенденций изменения состава на позднем этапе. Судя по средневзвешенному составу, исходный расплав соответствует оливиновому базальту повышенной глиноземистости. Интрузии Боотанкагского массива, руч. Габбровый и др. наиболее близки к промышленно рудоносным интрузиям норильского-талнахского типа норильского комплекса.

С. С. Неручевым [83] определен состав газовой ( $CH_4 \rightarrow CO_2 \rightarrow N_2$ ) и жидкой фаз ( $Cl \rightarrow HCO_3 \rightarrow Na$ ) магморудонесущих флюидов интрузий Боотанкагского массива и руч. Габбровый. Соотношение изотопов свинца ( $^{206}Pb/^{204}Pb$ ) составляет менее 18,5, преобладает тяжелая сера ( $\delta^{34}S = +10,6$ –11,0), характерен некомпенсированный тип распределения редкоземельных элементов с европейским максимумом.

Интрузии боотанкагского комплекса принадлежат к одному и тому же формационному типу, что и Норильские рудоносные. По мнению Д. А. Додина [83], образование интрузий боотанкагского комплекса укладывается в модель формирования рудоносных интрузий Норильско-Талнахского комплекса. Однако этап отликвированных руд проявлен слабо. Отсутствуют также богатые кубанитовые и халькопиритовые руды внутрирудного этапа.

## СРЕДНЕ-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Последовательный ряд средне-позднетриасовых интрузивных комплексов рассматриваемой территории включает: дюмталейский комплекс умеренно-щелочной шрисгеймит-феррогаббродиоритовый, верхнетаймырский габбро-долеритовый, дябакатаринский шрисгеймит-анкарамит-габбродолеритовый.

Позднетриасовые комплексы представлены: фадьюкудинским нефелиновых сиенитов, озеротаймырским карбонатных и инъекционных тектонитов (корových карбонатитов), чичаговским лампроитовым.

**Дюмталейский комплекс шрисгеймит-феррогаббро-диоритовый плутонический** ( $\epsilon\omega-vT_{2-3dm}$ ). Петротипом комплекса является расслоенная интрузия р. Дюмталей, обнаруженная в пределах южного обрамления Таймырской складчатой зоны (лист S-46) при проведении геологосъемочных и поисковых работ Заполярной комплексной ГРЭ Норильского ГМК [119, 261ф, 260ф]. Интрузия локализована в восточном крыле Митырининской брахисинклинали, сложенной вулканогенными образованиями ( $P_3-T_1$ ) и углеродисто-терригенными отложениями верхней перми. Интрузия прослежена серией поисковых (ТП-43, 52, 53, 40) и структурно-поисковых (ЛП-1,3) скважин. В физических полях она выражена высокоинтенсивными гравиметрическими и магнитными аномалиями. Протяженность интрузии во вскрытой ее части – 54 км при ширине 3–4 км и мощности 598–644 м. Интрузия погружается под углом  $25^\circ$  к центриклинальному замыканию складки и полого сечет вмещающие терригенные и вулканогенные образования. Возраст интрузии – 233–220 млн лет [119].

В строении интрузии выделяются следующие горизонты (снизу).

1. Такситовидные и контактовые габбродолериты (до 25 м).
2. Шрисгеймиты (керсутитовые плагиоверлиты), плагиоверлиты, пикрогаббродолериты, плагиопироксениты, в том числе оливин-керсутитовые (анкармиты), мелагабброоливиновые, редко троктолиты (17–66 м).
3. Феррогаббро и габбро, габбропегматиты, редко габбронориты и лейкогаббро (241–494 м).
4. Диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, иногда габбро-анортозиты (23–141 м).

По химическому составу породы относятся к умереннощелочной серии преимущественно натриевого типа. Интрузия сопровождается ореолами контактово-метаморфических и метасоматических пород как в нижнем, так и в верхнем экзоконтактах. Формирование интрузии происходило в мезоабиссальных условиях, о чем свидетельствует значительный объем габбро в ее составе.

С Дюмталейской интрузией ассоциируют густовкрапленные и массивные титаномагнетитовые руды, сингенетичные феррогаббро, и (более поздние) арсенидно-сульфидные вкрапленные руды платиноидно-медноникелевой формации с промышленными содержаниями полезных компонентов, приуроченные ко второму горизонту.

К Дюмталейскому комплексу на рассматриваемой территории относится интрузия руч. Олений (правый приток р. Фадьюкуда), вскрытая скважинами ТП-13 и ТП-20 (частично). В геофизических полях она выражена локальной магнитной аномалией овальной формы. Интрузия локализована на нижнем крыле Средне-Боотанкагской антиклинали, в терригенных отложениях турузовской свиты, вмещающей многочисленные sillлы долеритов быррангского комплекса. Интрузия погружается в юго-восточном направлении под углом  $10-30^\circ$  и полого сечет вмещающие осадочные породы и долериты.

Химический состав пород интрузии руч. Олений джомгалейского комплекса (в %)

Скв. ТП-13*	Глубина отбора проб, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	H <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S
Верхняя зона (18-87,3 м)	Габро оливиновое титаномагнетитовое	35,87	2,89	13,30	9,59	7,50	11,09	7,78	0,16	0,16	1,38	0,12	9,42	1,3		0,69
	Феррогаббро титаномагнетитовое	41,40	1,97	15,50	7,97	5,67	9,85	3,94	0,15	0,29	3,25	0,5	9,24	0,68		0,59
	Габбро оливинсодержащее титаномагнетитовое	38,90	3,65	11,07	11,89	10,48	9,07	8,56	0,22	0,31	2,30	0,2	1,98	0,67	0,001	0,67
Нижняя зона	Лейкогаббро оливиновое	41,03	2,39	16,27	6,79	7,24	10,33	6,46	0,19	0,48	2,62	0,19	5,58	0,27		0,56
	Пикрогаббродолерит (171-187 м)	40,49	1,76	10,44	6,98	7,98	11,69	15,15	0,18	0,22	1,50	0,26	3,59	0,27		0,65
	Оливиновое мелагаббро (220-230 м)	41,54	1,99	10,49	7,02	6,27	11,50	10,80	0,17	0,39	1,94	0,31	6,63	0,61		0,57
Нижняя зона	Плагиопироксенит оливин-керсутитовый (анкармит)	41,79	1,85	10,84	10,83	2,33	13,44	12,52	0,17	0,37	1,49	0,18	3,68	0,43		0,47
	Такситовидный габбродолерит (388-392 м)	42,79	2,12	14,53	6,79	6,11	12,22	7,47	0,16	0,33	3,06	0,19	3,54	0,31		0,77

\*По данным [260ф].

Скважиной ТП-13 вскрыта, по-видимому, краевая часть интрузии, состоящая из отдельных фрагментов, разделенных прослоями и пачками ороговикованных и метасоматически измененных вмещающих осадочных пород и долеритов. В строении верхнего тела, вскрытого в интервале 18–87 м, участвуют оливиновые и оливинсодержащие габбро, лейкогаббро оливиновые и феррогаббро титаномагнетитовые. Подобные породы наиболее характерны для нижней трети габбровой зоны (горизонт 3) Дюмталейской интрузии (Комарова и др., 1999). Тела, вскрытые в интервалах 171–187 м и 220–232 м, сложены пикрогаббродолеритами, плагиопироксенитами оливин-керсутитовыми (анкарамитами) и оливиновыми мелагаббродолеритами. Подобные породы присутствуют во втором горизонте Дюмталейской интрузии.

Породы, вскрытые в интервале 388–392 м, судя по химическому составу, идентичны такситовидным габбродолеритам нижнего горизонта (1) Дюмталейской интрузии. Химический состав пород приведен в табл. 33.

По химическому составу породы интрузии руч. Олений принадлежат к умереннощелочной серии натриевого типа и, так же как подобные образования Дюмталейской интрузии, обогащены титаном и железом.

С породами интрузии руч. Олений связано титаномагнетитовое оруденение (до 15%), сингенетичное породам верхней зоны и убогое более позднее сульфидное оруденение (до 5,62%).

**Верхнетаимырский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta T_{2-3}vt$ ). Интрузии комплекса широко развиты на территории хр. Бырранга в пределах гряды Северная и примыкающей к ней низменности, а также в средней и северной частях гряды Главная. Они сложены умереннощелочными породами ряда габбродолерит-кварцсодержащий габбродолерит или магнетитовый феррогаббродолерит-габбродиорит-монцодиорит.

Наиболее характерной формой тел являются дайки, группирующиеся нередко в линейные и роевые ареалы. В пределах гряды Главная отдельные дайковые ареалы роевого типа насчитывают до 20–30 сближенных тел мощностью от 1 до 40 м и длиной от 1 до 15 км.

Дайки прорывают смятые в складки терригенные отложения от нижнего карбона до верхней перми и секут интрузии от тарисеймитаринского ( $P_3$ ) до боотанкагского ( $T_1$ ) комплексов.

Реже встречаются (вблизи лавовых полей и внутри них) силлы и пологосекущие залежи мощностью от 5 до 40 м и длиной до 10 км. Единичные силлы габбродолеритов встречены в мамоновой свите.

Преобладают интрузии однородного строения, сложенные габбродолеритами или кварцсодержащими габбродолеритами и слабо дифференцированные от габбродолеритов до кварцсодержащих габбродолеритов либо до феррогаббродолеритов. Реже встречаются интрузии, дифференцированные от габбродолеритов до монцодиоритов (интрузии в устье р. Останцовая, ручьях Пологий и Лунный).

Наиболее распространенные габбродолериты характеризуются габброфитовой структурой и состоят (%) из плагиоклаза  $An_{50-40}$  (40–50), диопсид-авгита и ферроавгита (16–35) и (или) бурой роговой обманки (2–32), магнетита (3–12). В переменных количествах присутствуют кварц (0–6), биотит (0–8),

оливин (0–3). В породе постоянно присутствуют пирит (1–3), апатит, титанит. Вторичные минералы – эпидот, актинолит, хлорит, альбит.

Монцодиориты отличаются гипидиоморфнозернистой структурой, повышенным количеством (до 65 %) андезин-олигоклаза, присутствием калиевого полевого шпата (до 10 %). Пироксен в них полностью замещен роговой обманкой.

Средний химический состав габбродолеритов, вычисленный из 35 силикатных анализов, выполненных в лаборатории НПО «Севморгеология» [280ф] следующий (масс. %):  $\text{SiO}_2$  – 47,29,  $\text{TiO}_2$  – 2,07,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,82,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,95,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0,014,  $\text{FeO}$  – 9,43,  $\text{CaO}$  – 10,66,  $\text{MgO}$  – 6,28,  $\text{MnO}$  – 0,21,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,85,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,85,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,29,  $\text{SO}_3$  – 0,02, ппп – 2,58,  $\Sigma$  – 100,17,  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,36,  $\text{CO}_2$  – 0,81, F – 0,02, S – 0,21.

По основным параметрам габбродолериты относятся к умереннощелочной серии пород. Они представляют собой мезо-меланократовые ( $f = 18$ –24), низкоглиноземистые ( $al = 0,6$ –0,7), высокожелезистые ( $Kф = 65$ –76), высокотитанистые ( $\text{TiO}_2 = 1,5$ –4,17%), разновидности основных пород натриевого, реже калиево-натриевого типа. Коэффициент окисленности железа – 0,44.

В группе габбродолеритов незначительно проявлен феннеровский тренд дифференциации.

Химический состав монцодиоритов отличается повышенными содержаниями кремнекислоты (52,3–54,1%), глинозема (14,5–16,3%) и щелочей (6,5–7,0%).

Средние содержания микроэлементов, вычисленные из 269 полуколичественных анализов габбродолеритов, выполненных в лаборатории ПГО «Севморгеология» [280ф], следующие (%): медь – 0,0143, никель – 0,0141, хром – 0,0157, кобальт – 0,0045, цинк – 0,086, ванадий – 0,041, свинец – 0,0045, барий – 0,134.

Геохимическая специализация слабая халькофильно-сидерофильная  $\text{Ni}_{1,7}\text{Co}_{1,5}\text{V}_{1,3}\text{Cu}_{1,5}\text{Zn}_{1,1}\text{Pb}_{0,75}$ . Ниже кларка содержания хрома и бария ( $Kк = 0,5$ –0,6).

В экзоконтактах интрузий верхнетаймырского комплекса установлены биотит-кварц-полевошпатовые роговики и сопровождающие их гидротермально-метасоматические образования (скарны, эпидозиты, существенно амфиболовые и карбонатные метасоматиты), а также гидротермальные жилы кварц-сидеритового состава.

К полнодифференцированным интрузиям (ручьи Пологий, Лунный) приурочено вкрапленное оруденение пирит-пирротин-халькопиритового состава, а в экзоконтакте интрузий в устье р. Останцовая обнаружены магнетитовые жилы.

Габбродолериты верхнетаймырского комплекса по петрохимической характеристике сходны с умереннощелочными высокожелезистыми и титанистыми базальтами верхних горизонтов бетлингской свиты.

От долеритов бырангского комплекса они отличаются повышенными содержаниями щелочей, титана, железа, свинца, бария, в меньшей мере цинка и меди и пониженными количествами магния, никеля и хрома.

Интрузии верхнетаймырского комплекса сопоставляются с интрузиями туринского комплекса Норильского района [259ф].

**Дябакатаринский комплекс пикрит-шрисгеймит-анкарамит-габбродолеритовый гипабиссальный ( $\omega$ - $vT_{2-3d}$ )** введен в Легенду Н. Н. Нагайцевой в 2007 г. Ранее рассматривался совместно с боотанкагским комплексом. Впервые описан Н. Н. Нагайцевой, А. И. Архиповой и др., [280ф; 239ф]. Петротип расположен в бассейне р. Дябака-Тари. Дябакатаринский комплекс представлен ассоциацией интрузивных тел, сложенных типоморфным рядом умереннощелочных пород: керсутитовый пикритовый габбродолерит–шрисгеймитовый габбродолерит–анкарамит–оливиновый титанавгитовый габбродолерит–керсутитовый безоливиновый габбродолерит. С интрузиями этого комплекса связано оруденение медно-никелевой формации.

Интрузии комплекса приурочены к зоне, прослеживающейся вдоль южной границы Горного Таймыра от р. Фадьюкуда до залива Ямубайкура оз. Таймыр, на расстояние более 120 км. В геофизическом отношении эта зона отличается повышенными значениями, а также локальными аномалиями поля силы тяжести. В пределах зоны известны отдельные интрузивные тела и интрузивные ареалы (Дябакатаринский, р. Неправильная и др.). Характерно возрастание доли субультраосновных пород (по сравнению с основными), участвующих в сложении как отдельных интрузий, так и интрузивных ареалов в целом, вдоль зоны в восточном направлении от р. Фадьюкуда к оз. Таймыр.

В пределах рассматриваемой территории к дябакатаринскому комплексу относятся интрузивные ареалы Дябакатаринский и р. Неправильная.

Наиболее меланократовыми являются интрузии ареала р. Неправильная. Ареал включает серию сближенных дайкообразных тел, вскрывающихся в среднем течении реки. В плане ареал имеет форму дуги размером  $2 \times 7$  км, удлинённой в субширотном направлении, выпуклая сторона которой обращена к северу. Интрузии как линейного, так и центрального типа приурочены к блоку карбонатных инъективитов между двумя продольными региональными разломами, осложняющими приосевую часть и южное крыло Нганасанской брахисинклинали, выполненной вулканогенными образованиями. Ареал имеет асимметричное строение. Внешнюю (северную) зону его образует интрузив трехкратного внедрения («дайка в дайке») мощностью 36 м, вскрывающийся в русле р. Неправильная. Судя по геофизическим данным, он прослеживается от реки в западном направлении на расстояние 3–3,5 км. Простираение (СВ  $80^\circ$ ) южного субвертикально контакта сложной интрузии совпадает с общим простираением тела, оконтуренного линейной магнитной аномалией. Северный контакт его с вмещающими породами не обнажен. Наиболее мощная интрузия ( $>29$  м) I фазы сложена (снизу вверх) амфиболовыми (керсутит 5–15%) пикритовыми габбродолеритами, рудными плагиоверлитами (плагиоклаз 8–9,5%, сульфиды 20%), оливиновыми и безоливиновыми габбродолеритами. Соотношения между мощностями пород равны 4:3:1:1. Интрузия II фазы мощностью 7,4 м приурочена к средней части первой. Она сложена рудными (до 30% сульфидов) плагиоверлитами, которые в зонах эндоконтактов сменяются пикритовыми порфириритами. Внутри этой интрузии находится маломощное (2 м) тело мелкозернистых рудных (до 40% сульфидов) плагиоверлитов, которое относится к III фазе.

Внутреннюю зону дугообразного ареала образует интрузия шрисгеймитовых (оливин 35%, керсутит до 40%, плагиоклаз 15–20%) габбродолеритов и

анкарамитов. Отдельные их выходы объединены общим контуром магнитной аномалии, прослеживающейся к западу от р. Неправильная на расстояние 5,5 км. Мощность интрузии на р. Неправильная – не менее 40 м. Падение ЮВ  $150^\circ$ , угол  $70^\circ$ .

К южной части ареала приурочены две интрузивные постройки центрального типа, оконтуренные изометричными магнитными аномалиями диаметром 1–1,5 км. Из них лучше изучена восточная, частично вскрывающаяся в долине р. Неправильная. Ядро (размер  $0,7 \times 1,0$  км) ее составляют 2–3 маломощные (1–2,5 м) дайки типа конических слоев с центростремительным падением под углом  $75\text{--}56^\circ$ , сложенные тонкокристаллическими брекчиевидными породами с фенокристаллами керсутита (до 10%). Вмещают их эпидотизированные габбродолериты. Внешнюю кайму постройки шириной 100–150 м образуют три сближенных интрузивных тела, секущих (угол падения  $50\text{--}60^\circ$ ) карбонатные образования. Ближайшая к ядру интрузия мощностью 10 м сложена меланократовыми, плагиопорфировидными, роговообманковыми (керсутитовыми) габбродолеритами со шлирами и линзами крупнозернистых магнетитовых лейкогаббродолеритов. Две другие, мощностью 8 и 25 м, дифференцированы от керсутитовых пикритовых до керсутитовых безоливиновых габбродолеритов. Последние слагают не более 1/5 общего объема тел. Эндоконтактовые разновидности их представлены брекчиевидными оливинкерсутитовыми порфиритами.

Дябакатаринский ареал площадью  $50 \text{ км}^2$  объединяет до девяти сближенных даек, радиально расходящихся от центра в нижнем течении р. Тарисейми-Тари.

Мощность тел колеблется от 6 до 60 м, длина достигает 12 км. В сложении тел восточной части ареала преобладают субультраосновные разновидности пород, а в западной его части – габбродолериты. Вмещающими являются смятые в складки терригенные отложения среднего карбона–нижней перми. Дайки дябакатаринского комплекса пересекают развитые на этой территории интрузии быррангского, левлинского и боотанкагского комплексов.

Наиболее значительной является интрузия р. Дябака-Тари, выполняющая продольную трещину растяжения. Мощность ее – 40–60 м, длина 12 км, простирание СВ  $30\text{--}40^\circ$ , падение ЮВ  $60^\circ$ . В пересечении р. Дябака-Тари она характеризуется асимметричным строением и состоит из следующих горизонтов (%) (от лежачего к висячему): 1) анкарамитов (титанистый авгит, 50–55), плагиоклаз (анортит, 20–25), оливин, керсутит, биотит–воданит (по 5–10) мощностью 0,4–10 м; 2) оливиновых (10–12%) титанавгитовых габбродолеритов, в верхней части трахитоидных (40 м); 3) керсутитовых безоливиновых габбродолеритов (10–12 м).

Восточное (фронтальное) окончание интрузии вблизи р. Тарисейми-Тари сложено в основном анкарамитам, которые вблизи контактов симметрично обрамляются шрисгеймитовыми и керсутитовыми пикритовыми габбродолеритами. В строении западной части тела преобладают титанавгитовые габбродолериты.

Экзоконтактовые зоны интрузий Дябакатаринского ареала мощностью 0,15 до 5 м сложены биотитовыми роговиками и гибридно-метасоматическими гранофирами с крупными фенокристаллами биотита–воданита и кер-

сутита. Последние в виде линз, пластов и дайкообразных тел инъективного происхождения встречаются и вне видимой связи с конкретными интрузиями.

Отличительной особенностью минерального состава пород дябакатаринского комплекса является присутствие в них минералов, указывающих на повышенную щелочность, титанистость и железистость, таких как титанистый авгит, железистый оливин, гидроксилсодержащие керсутит, воданит. Химический состав пород дябакатаринского комплекса приведен в табл. 34.

Породы комплекса по соотношению основных петрохимических параметров относятся к умереннощелочному ряду образований. Их отличительные признаки (кроме уровня щелочности) – повышенные железистость ( $Kf = 50-80$ ), титанистость (1,42–3,34 %) и преимущественно натриевый ( $Na_2O/K_2O \geq 4$ ) тип пород. В нормативном составе пород нередко присутствует нефелин.

В генетическом ряду пород от пикритовых к амфиболовым габбродолеритам увеличиваются содержания глинозема (от 5–8,5 до 17 %), окислов титана (1,42–3,34 %) и щелочей, особенно натрия (1,06–3,38 %) и уменьшаются окиси магния (от 18,4 до 4,81 %). Неоднозначный характер поведения имеют окислы железа, кальция и кремния. Содержания окислов железа симметрично увеличиваются, а концентрации двух других уменьшаются – от анкарармитов к ранним и поздним продуктам кристаллизации.

Тренд дифференциации ( $MgFe^2Fe^3 \leftrightarrow SiCaAlTiNa$ ) на раннем этапе (в ряду пикритовый габбродолерит-анкарармит) в общем соответствует норильскому («боуэновскому», толеитовому) а на позднем ( $MgSiCa \leftrightarrow AlFeNaTi$ ) отличается от скаергаардского поведением алюминия. По характеру дифференциации и основным петрохимическим особенностям слагающих пород (железистость, титанистость) интрузии дябакатаринского комплекса сходны с никеленосными интрузиями Печенгского синклинория.

Судя по средневзвешенным составам интрузий, исходный расплав соответствует умереннощелочному оливиновому базальту. Широкое развитие магматических гидроксилсодержащих минералов (амфибол, биотит) в породах свидетельствует о его повышенной водонасыщенности.

**Фадьюкудинский комплекс щелочных нефелиновых сиенитов плутонический** ( $E\zeta T_3f$ ) выделен С. А. Гулиным и Ю. Е. Погребницким [45]. Он объединяет наиболее молодые из магматических образований хр. Бырранга, проявляющихся в виде даек, штоков, иногда пластовых залежей и жил, контролируемых сколовыми трещинами близ крупных разломов, следующих вдоль южного склона Главной гряды хр. Бырранга.

На рассматриваемой территории к этому комплексу относятся три штокообразных тела диаметром от 0,4 до 1,5 км, сосредоточенные в юго-западной части листа. Одно из них находится на правом берегу р. Фадьюкуда в долине руч. Лунный, другое – на водоразделе рек Фадьюкуда и Дябака-Тари в их среднем течении. Третье тело расположено на правобережье р. Левля в ее среднем течении. Вмещают интрузии терригенные отложения от нижнего карбона до нижней перми, а также каменноугольно-девонские карбонатные породы, слагающие ядра протыкания, выжимаемые по тем же разломам, к которым приурочены интрузии. С интрузиями этого комплекса ассоциируют метасоматические и инъекционные карбонатные тела.

Химический состав образований дябакатаринского комплекса (%)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	40,3	30,97	42,11	41,78	40,75	45,28	45,31	44,97	41,27	35,18	41,29	44,26
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,31	1,67	3,07	2,33	1,75	2,17	2,46	3,13	3,34	1,76	2,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,06	6,05	8,96	13,83	10,74	9,92	9,29	12,44	16,87	17,00	12,61	11,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				4,46		2,92	4,47	4,24	4,02	7,76		4,00
FeO	6,47	32,23	16,1	11,32	16,89	9,57	10,27	11,38	12,09	13,4	16,26	10,77
MnO	0,22	0,17	0,18	0,16	0,19	0,18	0,2	0,11	0,26	0,23	0,2	0,18
MgO	18,41	14,73	14,92	14,00	14,07	13,01	10,7	8,82	5,22	4,81	15,2	9,71
CaO	8,5	7,23	9,72	6,97	9,17	12,82	12,45	10,44	10,21	9,43	9,1	11,41
Nb <sub>2</sub> O	1,45	0,89	2,06	2,66	1,9	1,84	1,84	2,4	3,26	2,2	1,86	2,22
K <sub>2</sub> O	0,35	0,15	0,33	1,92	0,46	0,5	0,76	0,82	0,47	0,38	0,41	0,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,07	0,17	0,39	0,26	0,24	0,27	0,64	0,22	0,22	0,2	0,37
шпш	4,2	6,00	3,43	1,51	2,7	1,84	2,33	1,54	3,59	5,79	–	2,42
Σ	99,62	99,93	100,04	100,51	99,46	99,87	100,33	99,96	100,12	100,00	99,79	100,01
H <sub>2</sub> O	0,43	0,52	0,83	0,33	0,22	0,2	0,4	0,54	0,42	0,5	0,52	0,41
S	1,15	8,4	1,16	0,64	0,62	–	–	–	1,03	5,26	–	–
Ni	0,08	0,42	0,074/0,13	0,048/0,13	0,14	0,026/0,21	0,013	0,015	0,019	0,2–0,8/0,6	–	–
Co	0,02	0,039/0,058	0,015	0,007	0,013	0,004/0,011	0,003	0,0025	0,0056	0,021	–	–
Cu	0,01	0,033/0,12	0,021	0,03	0,111	0,025/0,14	0,014	0,011	0,045	0,37–2,00/1,03	–	–
Kф	47	69	52	50	56	49	58	64	75	81	51	60

Примечание. Ареал р. Неправильная. Интрузия внешней зоны ареала (1–3) 1, 3 – керсуитовый пикритовый габродолерит, 2 – рудный плагиоверлит. Интрузия внутренней зоны 4 – шристеймитовый габродолерит. Дябакатаринский ареал, дайка р. Дябака-Гари (5–10) 5 – шристеймитовый габродолерит, 6, 7 – анкармит, 8 – оловянный титанитовый габродолерит, 9 – керсуитовый безоловиновый феррогабродолерит, 10 – рудный феррогабродолерит, 11 – среднезвешенный состав интрузий ареала р. Неправильная, 12 – среднезвешенный состав интрузии р. Дябака-Гари [280ф].

Нефелиновые сиениты – это массивные средне- и крупнозернистые породы, иногда порфиroidные. Минеральный состав их непостоянен. Наиболее часто встречаются следующие содержания минералов (%): нефелин (вместе с продуктами замещения) – 35–40, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 30–35, калиевый полевой шпат – 5–10, эгирин-авгит – 5–10; спорадически присутствуют эвдиалит, апатит, лепидомелан, титаномагнетит (до 15 %). Вторичные минералы представлены флогопитом, натролитом, анальцимом, шахматным альбитом, скаполитом, флюоритом, кварцем, иногда пренитом. Структура гипидиоморфнозернистая. Химический состав нефелиновых сиенитов обычно отличается повышенными содержаниями глинозема и окиси натрия (среднее, %):  $\text{SiO}_2$  – 51,3,  $\text{TiO}_2$  – 0,01,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 26,12,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,62,  $\text{FeO}$  – 1,79,  $\text{MnO}$  – 0,02,  $\text{MgO}$  – 0,12,  $\text{CaO}$  – 2,97,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 9,92,  $\text{K}_2\text{O}$  – 4,47,  $\text{ppp}$  = 3,59,  $\Sigma$  = 100,24.

**Озеротаймырский комплекс карбонатных инъекционных тектонитов** (кТ<sub>3от</sub>) объединяет инъекционные карбонатные породы различного генезиса. На Центральном Таймыре в 1964 г. Ю. Е. Погребицким, Н. К. Шануренко, С. А. Гулиным и др. [156, 71] было показано, что под контролем разломов формируются метасоматические и инъекционные карбонатные тела (сходные с протрузиями), для которых характерны устойчивые минеральные парагенезисы, структурные и текстурные признаки и широкие ореолы метасоматических преобразований вмещающих пород высокотемпературными (>300 °С) щелочно-углекислотными растворами, несущими фтор, хлор и редкие металлы. Описываемые образования были закартированы на территории листа S-47 от р. Фадьюкуда до п-ова Туруза-Мола на оз. Таймыр. По результатам среднемасштабных геологосъемочных работ конца 1980-х годов на Центральном Таймыре [291ф] «карбонатиты» закартированы как «нерасчлененные среднедевонские–нижнекаменноугольные образования (D<sub>2</sub>–C<sub>1</sub>) неясного происхождения. При изучении стронциевых и кислородных изотопных характеристик карбонатных образований Верхнелевлинского и Останцовского массивов Центрального Таймыра Г. В. Брехов и Ю. П. Шергина пришли к выводу о первично осадочном происхождении рассматриваемых карбонатных тел, сформировавшихся, по их мнению, без какого-либо участия эндогенных флюидов. При проведении мелкомасштабных геологосъемочных и ревизионно-поисковых работ на территории Восточного Таймыра в 2006–2007 гг. и Центральном Таймыре в 2010 г. [168] ареалы развития карбонатитовых тел, сопровождающиеся золотосодержащим медно-полиметаллически-сульфидным и флюорит-баритовым оруденением, выделены в группу специфических коровых карбонатитов-кульдимитов средне-позднетриасового возраста, представленных флюидно-эксплозивными карбонатными брекчиями, интрузивными, приповерхностными (лавообразными) и рудоносными жильно-прожилковыми телами.

Новообразованные карбонатные породы слагают массивы округлой формы внутри зон интенсивного карбонатного метасоматоза, сложнопостроенные дайково-жильные штокверки, локализованные в виде наклонных труб и линз (до 0,5 × 2,0 км), отдельных мелких штоков и секущих пластовых залежей мощностью 5–10 м и протяженностью до 5 км, а также кольцевых жил диаметром первые десятки метров.

Карбонатные инъекционные тела контролируются теми же разломами, что и субщелочные монзониты, сиениты и граносиениты дикарабигайского и фадьюкудинского комплексов. Карбонатные образования распространены шире последних. Они сложены кальцитом, доломитом, анкеритом, баствезитом, пиритом, длинностолбчатым кварцем (футлярные кристаллы), альбитом, флогопитом и апатитом. Количество силикатных минералов (до 15 %) резко подчинено карбонатным. Кроме того, присутствуют флюорит, барит, магнетит и гематит. Для пород, слагающих инъективные тела, характерна грубая полосчатая флюидальная текстура, подчеркнутая послойной концентрацией флюорита и гематита. Вмещающими для них являются смятые в складки карбонатные отложения раннекаменноугольного, девонского возраста, терригенные пермские отложения, долериты и базальты раннего триаса.

При формировании штокверковых тел среди палеозойских карбонатных пород гигантские отторженцы известняков, достигающие нескольких десятков метров, сохраняют осадочный облик и содержат ископаемую фауну девона, реже карбона. На р. Фадьюкуда среди глыб девонских известняков встречаются отторженцы известняков лудловского яруса силура.

Метасоматические карбонатные породы, образованные по долеритам, содержат вкрапленники кальцита, барита и флюорита. В долеритах и базальтах формируется густая сеть шлиров (2–7 см), сложенных альбитом, ортоклазом, кварцем, флогопитом, роговой обманкой, кальцитом, пиритом. Ширина ореола измененных пород достигает десятков метров.

Тектоническая приуроченность к средне-позднетриасовой активизации, интрузиям умереннощелочного–щелочного ряда этого возраста (дикарабигайский) позволяет датировать их этим же возрастом. U-Pb возраст озеротаймырского комплекса определялся по цирконам из двух образцов сульфидизированных «карбонатитов» с Восточного Таймыра (образцы 76016/1 и 76016/2). В одном из образцов был получен конкордантный возраст  $238 \pm 6$  млн лет [168].

**Чичаговский комплекс лампроитовый гипабиссальный** ( $\Lambda T_3^c$ ) впервые выделен А. П. Романовым в 1985 г. на севере гор Бырранга западнее р. Пясины. На территории листа S-47 к этому комплексу относится дайка лампроитов, впервые обнаруженная В. В. Захаровым в правом борту р. Короткая [58]. Дайка северо-западного простирания мощностью 0,5–2 м и длиной 1 км прорывает доломиты нижнего силура. Контактные изменения незначительны и проявлены в виде слабой хлоритизации доломитов в околоконтактной зоне шириной до 0,5 м. Контакты дайки ровные, падение крутое (субвертикальное).

Породы, слагающие дайку, зеленовато- и темно-серые средне-, мелкозернистые, с лампрофировой структурой [58]. Они содержат (%) слюду (низкотитанистый флогопит, 45), роговую обманку (25), клинопироксен (12,5), рудные минералы (1,0), карбонат (0,5). Основная масса состоит из девитрифицированного стекла с микролитами пироксена, амфибола, слюды и хлорита.

Вероятная принадлежность пород дайки к лампроитам впервые была высказана А. П. Романовым [181] на основании особенностей их химического состава по данным В. В. Захарова [58]. Более позднее определение химического состава [137] определило их принадлежность к лампроитовой серии. Химический состав лампроитов коротковской дайки приведен в табл. 35. По-

роды соответствуют щелочным–ультраосновным породам калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,09\text{--}0,25$ ). Они характеризуются высокими содержаниями (%) окислов магния (15,68–19,92), калия (3,46–4,24) и фосфора (0,58) при низком количестве глинозема (8–12).

Таблица 35

**Химический состав лампроитов чичаговского комплекса  
(дайка р. Короткая, в %)**

Номер пробы	1	2	3
$\text{SiO}_2$	41,98	40,99	41,53
$\text{TiO}_2$	0,82	0,78	0,75
$\text{Al}_2\text{O}_3$	9,76	8,36	12,03
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,7	2,66	2,78
$\text{FeO}$	5,61	4,75	5,71
$\text{MnO}$	0,12	0,11	0,15
$\text{MgO}$	19,92	15,68	16,41
$\text{CaO}$	5,28	12,29	8,45
$\text{Na}_2\text{O}$	0,39	0,51	0,86
$\text{K}_2\text{O}$	4,24	4,24	3,46
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,58	0,53	0,58
ппп	7,06	7,48	6,91
Сумма	98,46	98,38	99,62
$S_{\text{общ}}$	0,2	0,36	–

Примечание. Анализы 1, 2 взяты из [55], анализ 3 взят из [58].

Породам свойственны повышенные содержания кобальта, хрома, никеля, бария, циркония, фосфора, лития, характерные для лампроитовых серий.

---

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Полицикличность тектоно-магматического развития рассматриваемого региона обусловила многоэтапность становления метаморфических и гидротермально-метасоматических образований, которые наиболее широко развиты в пределах Карского геологического района. Проблемы генезиса и возраста метаморфических и гидротермально-метасоматических изменений являются наиболее дискуссионными и до сих пор не имеют общепринятых трактовок. Наиболее спорный вопрос о связи метаморфических процессов в Мининско-Большевицком геологическом районе с двуслюдяными гранитоидами.

Одни исследователи – О. О. Баклунд, [11]; А. М. Даминова, [78]; Ю. Б. Погребницкий, [155]; С. А. Гулин [69], Т. Г. Говардовская, В. В. Беззубцев [16], А. А. Макарьев [2013ф] – все высокотемпературные метаморфические изменения связывают с контактовым или регионально-контактовым метаморфизмом, возраст которого определяется в соответствии с возрастом формирования гранитоидов Таймыра. Выделяется позднепалеозойский Таймырский батолит с реликтивными ксенолитами роговиков.

Большая часть геологов (М. Г. Равич, П. А. Чайка, [174]; О. Г. Шулятин, [232]; А. И. Забияка, [94]; Л. В. Махлаев, И. И. Коробова [133]; Ю. И. Захаров [97]; В. А. Верниковский, [28, 29]; С. Б. Киреев [305ф], Проскурнин [160]), считает, что протерозойские образования характеризуются многоактной ареной широкого развития процессов регионального метаморфизма и только с позднепалеозойским и раннемезозойским магматизмом связаны контактовые роговики. Гидротермально-метасоматические изменения подчинены процессам метаморфизма и магматизма (плутоногенного и вулканогенного).

При описании регионально-метаморфических образований использована классификация фаций метаморфизма, разработанная Н. Л. Добрецовым с соавторами [82], для контактово-метаморфических – В. В. Ревердатто [175], для гидротермально-метасоматических формаций – Е. В. Плющевым с соавторами [152], приведенные в соответствии с Петрографическим кодексом [151].

По геолого-структурным и петрографо-минералогическим особенностям, связям с определенными магматическими комплексами в пределах рассматриваемого листа намечаются метаморфические и гидротермально-метасоматические комплексы позднепротерозойского и среднекаменноугольно-триасового тектоно-магматических циклов, разделяемых вендско-среднепалео-

зойской платформенной паузой. Метаморфиты и метасоматиты первого цикла развиты в пределах позднепротерозойского Шренк-Фаддеевского геологического района; второго – в Карском и Южно-Бырангском геологических районах.

Кроме того, выделяется своеобразный тип метаморфизма – глиеж (горелики), связанный с термальным изменением меловых пород при подземном возгорании пластов бурого угля вплоть до настоящего времени.

## **ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

В соответствии с тектоно-магматическими этапами выделяются два метаморфических и гидротермальных цикла, соответствующих завершающим стадиям определенных тектоно-магматических этапов: раннепозднерифейский (860–740 млн лет) монофациальный дислокационно-метаморфический зеленосланцевый; позднепозднерифейско-ранневендский (740–560 млн лет) динамотермальный зональный, динамотермальный зеленосланцевый и контактово-метаморфический.

*Раннепозднерифейские монофациальные дислокационно-метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения* характерны для сланцевой толщи раннего–среднего рифея(?) и ледяного гранитоидного комплекса позднего рифея. Породы сланцевой толщи относятся к полиметаморфическим. Структурно-текстурные особенности пород, несмотря на отсутствие первичных типоморфных метаморфических минералов, говорят о том, что они относятся к кристаллическим сланцам и мраморам, степень метаморфизма которых достигала эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации. Вторичный зеленокаменный метаморфизм с площадными тектоногенными позднерифейскими (после 860 млн лет) процессами альбитизации, мусковитизации, хлоритизации, эпидотизации практически нацело уничтожили первичные структуры пород. Для гранитоидов ледяного комплекса характерен повсеместный катаклаз и новообразования мусковита, альбита, микроклина и хлорита при полной утрате первичных темноцветных минералов.

*Позднепозднерифейские динамотермальные метаморфические и гидротермально-метасоматические образования* характеризуются различными типами регионального динамотермального метаморфизма на Мамонтовско-Лаптевской и Колосовско-Дорожнинской геологических площадях и сопровождаются своими гидротермально-метасоматическими минеральными новообразованиями. В пределах последней площади отмечаются также контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения в связи с щелочными габброидами буйнинского комплекса.

*В пределах Мамонтовско-Лаптевской геологической площади* Шренк-Фаддеевского геологического района выделяются образования с метаморфическими изменениями: зеленосланцевой фации с серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфациями в вулканогенно-плутонических породах.

Метаморфические породы серицит-хлоритовой субфации в вулканогенно-плутонических породах развиты в междуречье Малиновского–Гагара, а также в верховьях руч. Быстрый, левого притока р. Чукча. Отложения, преобразованные в условиях биотит-хлоритовой субфации, распространены на левобережье р. Ниж. Таймыра в районе о. Фомина. Зеленосланцевый метаморфизм в вулканитах модинской толщи, гранитоидах малиновского и габброидах верхнемалиновского комплексов характеризуется процессами катаклаза новообразованиями кварца, цоизита, актинолита, хлорита, мусковита, альбита, эпидота, серпентина, карбоната. В вулканитах борзовской толщи развиты преимущественно новообразования эпидота, хлорита, серицита. Для вулканитов характерно сохранение первичных вулканокластических структур и текстур. Гидротермально-метасоматические процессы выражены в широком развитии региональной тектоногенной пропилит-березитовой формации [160, 169]. Сильно-полнопроявленные зоны березитизации – Малиновская, Гагаринская, Быстринская – образуют золотоносные рудные зоны, приуроченные к одноименным зонам разломов. Протяженность зон березитизации составляет 8–15 км, мощность достигает 300–400 м. Обычно они объединяют в себе серию колчеданных рудных тел линзовидной, линзовидно-слоистой формы мощностью от первых метров до сотен метров и протяженностью до 0,5–1 км. Карбонатно-кварцевые жилы, представляющие собой полнопроявленную фацию березитов, в пределах колчеданных тел имеют четковидную и линзовидную формы. Мощность их варьирует от 0,2 до 1,5 м при протяженности первые сотни метров. Рудная минерализация березитов представлена главным образом пиритом (20–30%), реже арсенопиритом.

*В пределах Колосовско-Дорожнинской площади* Шренк-Фаддеевского геологического района к метаморфическим образованиям цеолитовой фации отнесены вулканогенно-терригенные образования становской толщи, светлинской, посадочной свит и карбонаты колосовской свиты, скальнинской толщи позднего рифея, развитые в полосе от верховьев р. Шренк к его устью и на правобережье р. Траутфеттер. В вулканитах распространен парагенезис пренит+хлорит+/-эпидот. Условия температуры и давления отвечают раннему диагенезу и низкотемпературному метаморфизму (Добрецов, 1972).

На контакте с позднерифейскими интрузиями умереннощелочных долеритов устьешренковского и щелочногабброидно-сиенитовых буйнинского комплексов развита главным образом мраморизованная карбонатная формация. Мощность зон мраморизации зависит от размера интрузивов и исчисляется первыми метрами–десятками метров. С наиболее крупными интрузиями отмечается диопсид-форстерит-скаполитовая известково-роговиковая формация (массивы рек Буйная, Григорьева). Мощность зон высокотемпературных изменений – первые метры.

В экзоконтакте Буйнинского массива щелочных габброидов (I фаза) и сиенитов (II фаза) с позднерифейскими доломитами колосовской свиты установлены известковистые скарны андрадитового состава, располагающиеся вдоль контакта интрузивного тела в зоне видимой шириной 2–3 м. Магматические породы в эндоконтакте представлены берондритами первой фазы внедрения массива.

В гранатовых скарнах андрадит ( $\text{Ca}_{2,6}(\text{Mg}_{0,47}\text{Fe}^{3+}_{1,44}\text{Al}_{0,41})_{2,32}(\text{SiO}_4)_3$ ), содержащий 0,14 %  $\text{TiO}_2$  и 0,18 %  $\text{MnO}$ , слагает основной объем породы. Он отмечается в виде зернистых агрегатов бурого, иногда красновато-бурого цвета. В подчиненном количестве (по 5–7 %) присутствуют клинопироксен – геденбергит в виде мелких призматических кристаллов и ксеноморфные выделения кальцита. Акцессорные минералы представлены апатитом.

Андрадитовые скарны разбиты трещинами, включают прожилки, выполненные флогопит-хлоритовой ассоциацией высокомагнезиальных минералов, слагающих до 25–30 % объема породы.

Флогопит ( $\text{Mg}_{2,47}\text{Fe}_{0,2}\text{Al}_{1,5}\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{OH}$ ) слабо титанистый (0,95 %  $\text{TiO}_2$ ), по составу идентичный флогопиту магнезиальных скарнов (23,34 %  $\text{MgO}$ , 3,39 %  $\text{FeO}$ , 10,12 %  $\text{K}_2\text{O}$ ), образует линзовидные и четковидные прожилковые скопления сравнительно крупных бесцветных пластинок, содержащих включения (реликты) зерен андрадита и микрокристаллы магнетита.

Хлорит – высокомагнезиальный (26–27,5 %  $\text{MgO}$  и до 3,81 %  $\text{FeO}$ ), ортохлорит  $\text{Mg}_4\text{Fe}_{0,32}\text{Al}_2\text{Si}_{3,5}\text{O}_1$  выполняет тонкие трещины в гранате, местами замещает зерна граната, развивается по флогопиту, слагает извилистые прожилки (нередко с флогопитовой оторочкой по краям), содержащие реликты зерен граната и скопления микрокристаллов магнетита.

Как известно, андрадитовые скарны характеризуют заключительный этап известковистого скарнообразования в нейтральных либо слабокислых условиях. Формирование наложенной флогопит-хлоритовой ассоциации, возможно, связано с внедрением щелочных кальсилитовых сиенитов второй фазы массива, полярных по отношению к указанным эпимагматическим образованиям.

## СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ТРИАСОВЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В соответствии с тектоно-магматическими этапами выделяются пять метаморфических и гидротермальных циклов, соответствующих становлению магматических комплексов:

- средне-позднекаменноугольный динамотермальный зональный андалузит-силлиманитовой фациальной серии;
- ранне-среднепермский динамотермальный локальный и контактово-метаморфический (колмейцевский метаморфический);
- позднепермский контактово-метаморфический (оленьинский метаморфический),
- позднепермско-раннетриасовый контактово-метаморфический (трапповый метаморфический);
- средне-позднетриасовый контактово-метаморфический (беспмятнинский, фадьюкудинский, озеротаймырский комплексы малых интрузий).

*Средне-позднекаменноугольный динамотермальный зональный метаморфический комплекс андалузит-силлиманитовой фациальной серии* характерен преимущественно для Мининско-Колмейцевской геологической

площади и, в меньшей мере, для Мамонтовско-Лаптевской в зоне Главного Таймырского разлома.

*Для Мининско-Коломейцевской площади Мининско-Большевикского геологического района* данного типа метаморфические образования наиболее широко развиты в терригенных флишоидных толщах (преимущественно по отложениям ленивенской серии условно вендского возраста). Зональный метаморфизм сопровождается метаморфо-метасоматическими гранитизационно-купольными гипо-, мезозонными рудоформирующими системами с метасланцевым типом региональных гидротермально-метасоматических формаций (по [152]).

Породы, измененные в условиях зеленосланцевой фации, широко распространены. Граница между серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфациями проведена по изограде биотита. Метаморфические породы серицит-хлоритовой субфации распространены на п-ове Штурманов, реках Мутная, Оленья, Страшная. Флишоидные отложения, преобразованные в условиях биотит-хлоритовой субфации, развиты на водоразделе руч. Светлый и рек Мутная и Оленья. Граница между образованиями фации зеленых сланцев и образованиями эпидот-амфиболитовой фации проводится по появлению парагенезиса роговая обманка + эпидот + гранат в кристаллических сланцах и плагиогнейсах. На территории изучаемого листа образования эпидот-амфиболитовой фации слагают два поля – первое от верховьев руч. Зелёный до верховьев р. Мутная и второе, расположенное на побережье Таймырской губы. Условия метаморфизма, вероятно, характеризовались температурами порядка 500–550 °С и давлениями около 3–5 кбар.

Отложения мининской вулканомиктовой толщи условно вендско-раннекембрийского возраста метаморфизованы преимущественно в условиях серицит-хлоритовой субфации.

В связи с зональным метаморфизмом установлена региональная гидротермально-метасоматическая зональность с проявлением рудоносной кремнещелочно-березит-бурошпатовой формации [245, 160, 169]. С ее крайними членами – жильно-кварцевыми образованиями со слабо проявленными березитовыми минеральными ассоциациями во вмещающих терригенных породах – отмечаются золоторудные проявления. Наиболее широко они развиты в Штурмановском потенциальном рудном районе, приурочиваясь к полям развития черносланцевых толщ (воскресенской толще). Полнопроявленные метасоматиты (гидротермалиты) представлены убого- и малосульфидными серицит-хлорит-карбонат-кварцевыми прожилковыми зонами и жилами мощностью 1–6 м. Протяженность жильно-прожилковых зон составляет первые километры.

*В пределах Мамонтовско-Лаптевской площади Шренк-Фаддеевского геологического района* образования амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации по карбонатно-терригенным отложениям слагают основное поле в районе горы Одинокая, зеленосланцевой – в верховьях руч. Быстрый. Первичными породами являются карбонатно-терригенные отложения позднего рифея продольнинской толщи с пачками и линзами углеродистых пиритизированных сланцев, доломитов и известняков. Пликативные структуры имеют северо-восточное простирание и характеризуются асимметричными, опроки-

нутыми на юго-восток складками с размахом крыльев 2–5 км, осложненными гофрировкой.

К образованиям амфиболитовой фации метаморфизма отнесены кристаллические сланцы и плагиогнейсы, а также тремолит-форстеритовые мраморы, слагающие гору Одинокая. Поле распространения образований этой фации ограничивается изоградой силлиманита и имеет размеры 2 × 7 км. Его простираие совпадает с простираием структур. С полями развития амфиболитовой фации связаны многочисленные мелкие тела гранитоидов ленивенско-толлевского комплекса размером от первых метров до десятков метров. Для пород амфиболитовой фации характерны следующие парагенезисы: биотит + мусковит + кордиерит + кварц; силлиманит + андалузит + кордиерит + мусковит + биотит + кварц + графит; андалузит + гранат + силлиманит + биотит + кордиерит + кварц + / –плагиоклаз, кианит. Кианит является более поздним. Для пород эпидот-амфиболитовой фации характерны следующие парагенезисы: кордиерит + биотит + плагиоклаз + кварц; кордиерит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц; гранат + биотит + плагиоклаз + кварц. Изредко присутствует андалузит. Зеленосланцевая фация определяется широким развитием серицита, биотита, перекристаллизованного кварца, хлорита.

Смена по латерали амфиболитовой фации метаморфизма зеленосланцевой происходит на протяжении 1–2 км, иногда 4 км. Кристаллические сланцы и гнейсы располагаются около интрузивных тел и силекситов. При последовательном удалении от интрузий намечается три типа региональной латеральной зональности [160, 163]: магматогенно-гидротермальная, метаморфогенная и гидротермально-метасоматическая (табл. 36). Все три связаны пространственно и отражают соотношения минеральных парагенезисов на всех

Таблица 36

**Магматогенно-метаморфогенно-гидротермальная региональная латеральная зональность (Чукчинско-Быстринский район)**

Зона	Ширина зоны, км	Породные и минеральные ассоциации, отражающие зональность		
		Магматогенно-гидротермальная	Метаморфогенная	Гидротермально-метасоматическая
I	0,5	Аплиты, пегматиты, пегматоидные граниты, полевошпатовые жилы, силикситы	Гранат-биотит-кварцевые, силлиманит-гранат-биотит-кварцевые кристаллические сланцы, тремолит-форстеритовые мраморы	Кварц, плагиоклазы, биотит (I), фибролит(?), турмалин, микроклин, роговая обманка, эпидот*, ортоклаз (II)*, биотит (II)*, пироксен, гранат
II	2,5–3	Олигоклаз-кварцевые, альбит-кварцевые жилы, прожилки	Биотит-кварцевые, андалузит-кордиерит-биотит-кварцевые сланцы; мраморы, тремолитовые и серпентинитовые мраморы	Биотит, мусковит, кварц, альбит, серицит*
III	3–3,5	Кварцевые, карбонатно-кварцевые жилы, прожилки	Хлорит-серицит-кварцевые, известковистые и углеродистые сланцы, доломиты	Кварц, мусковит, серицит, гидросерицит, хлорит, бурый шпат, сидерит, кальцит, альбит

\*Минералы – вторичные по отношению к площадному прокварцеванию, локальному диноматермальному метаморфизму, проявляющиеся в связи с контактово-метасоматическими образованиями пермских интрузий.

стадиях этих процессов. Метаморфогенная зональность, а также ранние члены магматогенно-гидротермальной формируются на магматической стадии становления заключительных фаз габбродиорит-гранитовой серии. Гидротермально-метасоматическая зональность отражает эволюцию послемагматических растворов по латерали на всех стадиях: ранней щелочной, кислотного выщелачивания и поздней щелочной.

**Ранне-среднепермский динамо-термальный локальный и контактово-метаморфический (коломейцевский метаморфический) комплекс.** Метаморфизм связан со становлением коломейцевского диорит-гранодиоритового батолита. Среди экзоконтактовых образований выделяются два типа контактово-метаморфических формаций: роговообманково-биотит-роговикова и фибролит-кордиерит-узловато-сланцевая. Первая характерна для экзоконтактовых зон с крутым падением контактов батолита (каньон рек Мутная, Зееберга), вторая формация типична для апикальных частей и сопровождается процессами диоритизации, мигматизации и образованием кристаллических сланцев. Последний факт является дополнительным свидетельством магматического замещения вмещающих пород. В результате изучения зон слабых гидротермально-метасоматических изменений во флишоидных терригенных образованиях докембрия в экзоконтакте Коломеевского батолита установлена латеральная зональность [159], которая характеризуется последовательной сменой фельдшпатолитовых минеральных ассоциаций в эндоконтакте гранитоидов на пропилитовые и березит-аргиллизитовые в экзоконтакте (табл. 37).

Таблица 37

**Латеральная гидротермально-метасоматическая зональность в экзоконтакте Коломеевского батолита**

Зона	Подзона	Ширина зоны	Эпигенетические минеральные парагенезисы	Субстрат
I. Фельдшпатолитовая	–	1–2 км	Q+KFsp+Ab+Mgn+Bi	Гранодиориты, кварцевые диориты
II. Пропилитовая	Амфибол-эпидитовая	до 300 м	Q+Hb+Py+Ep+Ab+Cr+Cc+Pirr+Mgn	Биотит-кварцевые сланцы, роговики
	Эпидот-хлоритовая	200–400 м	Q+Ep+Chl+Ab+Ser+Cc+Pirr+Pi	
III. Березит-аргиллизитовая	–	400–1500 м	Q+Chl+Ser+Hser+Ka+Sid+Cc+Pi	Метапесчаники, металевролиты, сланцы

Примечание. Ab – альбит; Hb – роговая обманка; Bi – биотит; Cc – кальцит; Chl – хлорит; Ep – эпидот; Hser – гидросерицит; Ka – каолинит; KFsp – калиевый полевой шпат; Py – пироксен; Mgn – магнетит; Q – кварц; Pirr – пирротин; Pi – пирит; Ser – серицит; Sid – сидерит.

Высокотемпературные зоны гидротермально-метасоматических образований с рассеянной эпигенетической и рудной минерализацией сменяются низкотемпературной, в которой на расстоянии 600–1500 м от гранитоидов закономерно появляются золотоносные карбонатно-кварцевые жильно-прожилковые зоны.

Околотрещинная гидротермально-метасоматическая зональность выделяется в связи с полнопроявленными метасоматитами во II зоне и карбонатно-кварцевыми жилами в III зоне. В пропилитовой зоне проявлены кварц-амфиболовые, кварц-амфибол-эпидотовые и кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты, а в III зоне в зальбанде карбонатно-кварцевых жил формируются агрегаты магнезиальных хлоритов, карбонатов, реже гидросерицита, серицита, каолинита, хлорита, сидерита, альбита, пирита.

По мере удаления от гранитоидов общая петрохимическая направленность гидротермально-метасоматического процесса сводится к смене кремнещелочного метасоматоза в зоне фельдшпатитизации на железо-кальциево-магний в зоне пропилитизации и повышению роли щелочно-кислотного метасоматоза в зоне березит-аргиллизитовых изменений.

**Позднепермский контактово-метаморфический (оленьинский) метаморфизм.** Умереннощелочные гранитоиды оленьинского позднепермского комплекса сопровождаются формированием кордиерит-роговообманково-роговиковой формации. Наиболее крупные ореолы до 600 м отмечаются возле массивов площадью около 100 км<sup>2</sup>. Обычные изменения в экзоконтакте не превышают высокотемпературных зон мусковит-роговиковой фации. В регионально-метаморфизованных отложениях типичны диафорические изменения, выраженные интенсивным замещением («кружевным») серицитом и хлоритом кордиерита и биотита. Изограды кордиерита, граната регионально-метаморфизма в районе руч. Зелёный пересекаются контуром штока руч. Волчий и его роговиковым ореолом.

Штоки оленьинских гранитоидов сопровождаются фельдшпатолит-грейзеновой региональной метасоматической формацией, приуроченной к внутренним частям массивов. Грейзены не являются полнопроявленными, в большинстве своем представлены флюорит-пирит-серицит-кварцевыми прожилками, образующими густую сеть штокверкового типа, и относятся к переходной к березитам фации. В составе флюидных включений из кварца штокверков (по данным водных вытяжек) характерно преобладание анионов HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, являющихся типоморфной особенностью всех гидротермалитов, включая золоторудные, связанных с дейтерогенными процессами перми и раннего мезозоя. Штокверки сопровождаются медно-молибден-порфировым оруденением.

**Позднепермско-раннетриасовый контактово-метаморфический (трапновыи) метаморфизм.** Позднепермско-раннетриасовые дайки габбродолеритов в Карском геологическом районе и силлы, дайки трахидолеритов и оливиновых долеритов в Быррангском характеризуются контактово-метаморфическими изменениями (первые мм–см). Они выражаются в слабом ороговиковании терригенных пород и мраморизации карбонатных.

Позднепермско-раннетриасовые интрузии основного и ультраосновного составов, развитые в Южно-Быррангском районе, сопровождаются контактово-метаморфическими преобразованиями, выражающимися, как правило, также в слабом (не более 1–3 м) ороговиковании вмещающих терригенных пород. Исключением являются никеленосные интрузии боотанкагского комплекса. В экзоконтактах интрузий этого комплекса широко развиты гибридно-метасоматические породы, кордиеритовые роговики, достигающие мощности

20–30 м. В верхнем экзоконтакте юго-западной ветви Боотанкагского массива установлены флогопититы – своеобразные магнезиальные скарны флогопитовой фации. Флогопититы слагают внутреннюю (ближайшую к интрузивному контакту) зону шириной от 0,2 до 5–6 м. По направлению от контакта они сменяются роговиками с новообразованиями биотита. Общая ширина экзоконтактового ореола достигает 15–18 м.

**Средне-позднетриасовый контактово-метаморфический метаморфизм.** Малые кольцевые интрузии габбро-монзонит-граносиенитового состава (беспмятнинский комплекс) характеризуются экзоконтактовыми зонами (возле штоков радиусом до 5 км<sup>2</sup>) мощностью в первые десятки метров. При прорыве интрузиями неизменных пород метаморфическая зональность отчетливо контрастна, достигая во внутренних частях амфибол-роговиковой фации. Типичны минеральные парагенезисы маложелезистого биотита, роговой обманки или актинолита, эпидота, изредка отмечаются кордиерит, калишпат, альбит. В самих интрузиях иногда широко развиты процессы анортоклазового порфиробластеза.

## ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЛИЕЖ

**Глиеж (горелики).** С угленосными меловыми отложениями связаны термально измененные породы, образовавшиеся в результате подземного возгорания пластов угля. Они приурочены в основном к полю распространения шренковской свиты, реже встречаются в других угленосных свитах. Впервые установлены при сплаве по р. Шренк Е. Н. Гулевым, В. Ф. Проскурниным, Д. Ю. Захаровым в 1981 г. [245ф] между устьями рек Ветка и Ломаная. Вблизи выходов пластов бурых углей мощностью до 9 м, перекрывающихся белыми каолининовыми глинами с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов, отмечаются развалы разнообразного цвета пород, представленных бутылочно-зеленой глазурью, пузырьчатыми шлакообразными породами, ноздреватыми темно-бурыми породами с флюидальной текстурой, похожими на вспенившуюся лаву, красными «кирпичами», спекшимися песчаниками и т. п. Данного типа образования можно спутать с туфами или туффитами вулканов средне-кислого состава, или трубками взрыва, или остатками плавлен по древнему Мангазейскому пути.

Стекловатые светло-зеленые горелики с участками шлака по кварцевым алевролитистым песчаникам с каолининовым цементом под микроскопом представлены массивной неравномерно пузырьистой кварц ( $\alpha$ -тридимит-кристобалит-халцедон-кремнезем)-цеолит-хлоритовой породой с микролепидогранобластовой структурой, реликтовой псаммито-алевритовой структурой. Редкие реликтовые обломки мелкопсаммитовой размерности представлены оплавленными округлыми обломками кварца; реликтовый обломочный материал алевритовой размерности, также имеющий, как правило, округлую оплавленную форму, представлен полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом, эпидотом, цирконом, амфиболом, муассанитом. Пузыри имеют

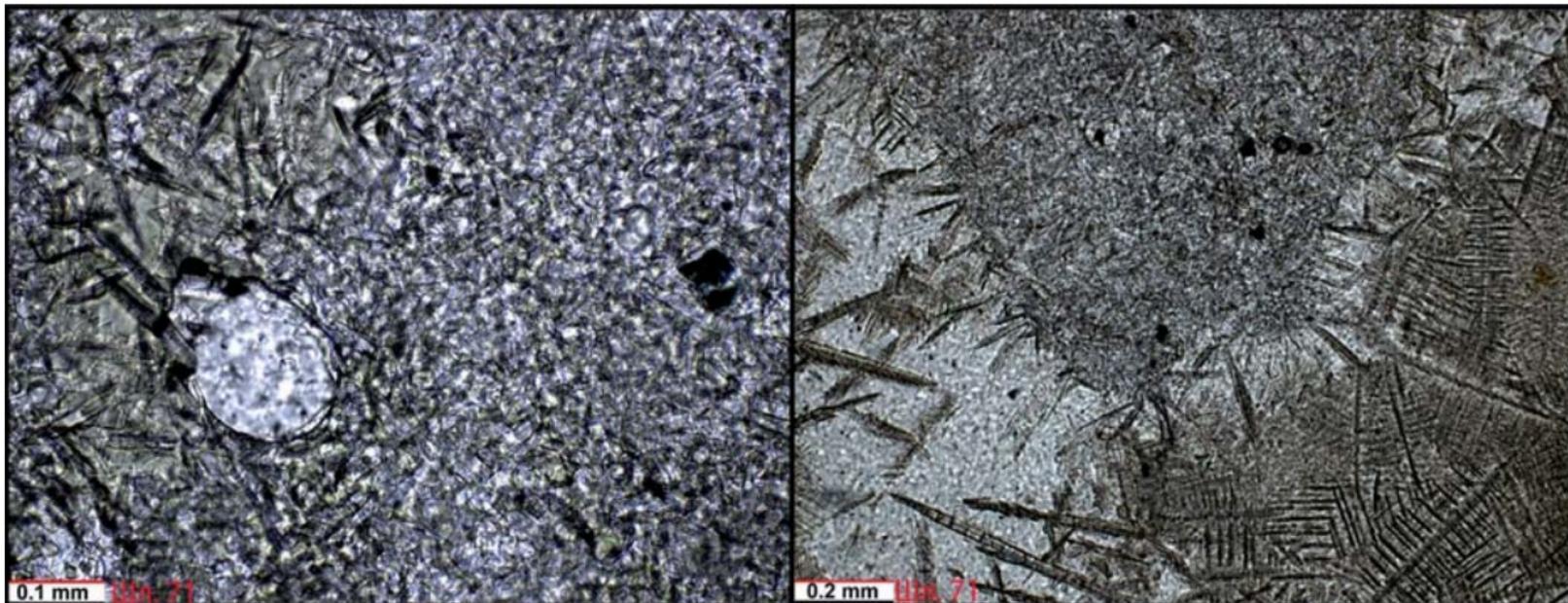


Рис. 13. Горелик с участками шлака (в скрещенных николях), бассейн р. Шренк. Петрографическое описание Н. П. Виноградовой (Шл. 71).

Вклейка. Заказ 81114017

округлую форму, заполнены кремнеземом или не заполнены минералами (были заполнены газом). Помимо пузырей в породе наблюдаются пустоты округлой, неправильной и прожилковидной формы, выполненные желтовато окрашенным, слабо двупреломляющим прохлоритом (хлоритом) или аморфным кремнеземом, ассоциирующими с выделениями более поздних цеолитов массивной, игольчатой, радиально-лучистой или скелетной форм (рис. 13). В породе наблюдаются также мелкие зерна непонятных акцессорных(?) минералов (муллит?), возможно присутствие волластонита, кордиерита, местами отмечается обохренный мелкозернистый магнетит.

---

---

## ТЕКТОНИКА

Территория листа S-47 расположена на стыке двух планетарных элементов земной коры – Восточно-Сибирского кратона и гипотетического континента Арктида. Их сочленение приходится на Таймыро-Североземельскую складчатую область (ТССО), являющуюся составной частью Арктического (Новоземельско-Таймырско-Североземельского) раннекиммерийского складчато-надвигового аккреционно-коллизийного пояса [155, 76]. ТССО делится Главным Таймырским разломом на складчатое обрамление Северо-Карского блока Арктиды – Северотаймыро-Североземельскую раннегерцинскую складчатую систему (ССС) – и обрамление Восточно-Сибирского кратона – Таймырскую позднегерцинско-раннекиммерийскую складчатую систему (ТСС), Предтаймырский юрско-меловой передовой прогиб и Лено-Анабарский юрско-меловой краевой прогиб Сибирской платформы [165]. Таймырская складчатая система делится в свою очередь на Центрально-Таймырскую, Диксонско-Северобыррангскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую складчатые зоны [27, 169]. Таймырская складчатая система и Предтаймырский передовой прогиб представляют собой структуру, подобную Верхоянской складчатой системе и Предверхоянскому краевому прогибу, но более раннего заложения и широтного плана.

За время развития северного окончания Восточно-Сибирского кратона его контуры существенно преобразованы гренвильскими, байкальскими, раннепозднегерцинскими и раннекиммерийскими эпохами диастрофизма. Современная граница Сибирской платформы смещена к югу и приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву, отделяющему на современном этапе Сибирскую платформу от Таймыро-Североземельской эпиплатформенной складчатой области. Южнее Центрально-Таймырского шва отложения рифейско-фанерозойского покровного комплекса в целом сохранили типично платформенные условия залегания, резко отличаясь от северных – интенсивно дислоцированных.

В современном плане выделяются две крупнейшие одноранговые структуры земной коры, разделяемые Центрально-Таймырским швом: Сибирская платформа и Арктический раннекиммерийский складчатый пояс. На рассматриваемом листе они представлены фрагментами Лено-Анабарского краевого мегапрогиба Сибирской платформы и центральной частью Таймыро-Североземельской складчатой области с Предтаймырским прогибом. По юрско-меловому и кайнозойскому срезам одноранговой структурой Таймыро-

Североземельской складчатой области является Енисей-Хатангский региональный прогиб, объединяющий рассматриваемые части Предтаймырского и Лено-Анабарского мегапрогибов. По последним возрастам складчатости (герцинско-раннекиммерийским) и современным срезам вслед за Ю. И. Погребицким [155] в пределах Таймыро-Североземельской области выделяются Карское сводово-плутоническое поднятие (герцинский геоблок) и Быррангская складчато-надвиговая мегазона. Карский геоблок объединяет Северотаймыро-Североземельскую складчатую систему и Центрально-Таймырскую складчатую зону, которые в ходе герцинско-раннекиммерийского диастрофизма действовали в качестве единого обособленного блока земной коры. Быррангская складчато-надвиговая мегазона объединяет Диксоновско-Северобыррангскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую складчатые зоны, которые разделены Пограничным надвигом. По этому разлому образования Диксоновско-Северобыррангской складчатой зоны (аллохтонная пластина) надвинуты на автохтонную Озеротаймырско-Южнобыррангскую складчатую зону. В качестве наложенной структуры выделяется Шренк-Ленинградская юрско-меловая межгорная впадина, перекрывающая Центрально-Таймырскую складчатую зону и большую часть ее контакта с Быррангской складчатой мегазоной.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Представления о глубинном строении территории листа S-47 базируются на данных геофизической основы и результатах бурения скважин в Предтаймырском и Лено-Анабарском прогибах. Базу информационного обеспечения геофизической основы составляют данные площадных аэрогеофизических (аэромагнитных, аэрогамма-спектрометрических) и наземных гравиметрических съемок среднего и мелкого масштабов, хранящиеся в федеральных банках Гравимаг и Экобанк, а также материалы крупномасштабных съемок, имеющиеся в цифровой форме в региональных банках данных. Территория листа пересекается опорными региональными профилями ГСЗ-МОВЗ, отработанными в 1970–1980-х годах: оз. Тенгиз–море Лаптевых «Битум», Попигай–Шренк и Тарей–Олекминск («Алмаз») [3, 121, 211, 67, 85], которые в последние годы получили новую интерпретацию в КНИИГГиМС [263ф] и во ФГУП «ВСЕГЕИ» [266ф]. Для характеристики Северо-Карского геоблока учтены данные геотраверса по профилю ЗАР, проходящему в Карском море за пределами территории [135, 289ф], и результаты работ 2004–2007 гг. ОАО «Севморнефтегеофизика» [288ф]. Глубина изучения составляет 80 км с охватом всей мощности земной коры (42–45 км) и частично верхней мантии.

По плотности и скоростной характеристикам разрез земной коры четко делится на четыре толщи: «плитный» осадочный комплекс ( $\sigma = 2,1\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$ ,  $V_p = 3,2\text{--}5,2 \text{ км/с}$ ), верхняя кора (гранитный слой и складчатые эпиплатформенные образования) с глубинами от 1–5 до 10–15 км ( $\sigma = 2,6\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$ ,  $V_p = 5,2\text{--}6,5 \text{ км/с}$ ), нижняя кора (коромантийный и базальтовый слой) с глубинами от 10–15 до 40–45 км ( $\sigma = 2,8\text{--}3,1 \text{ г/см}^3$ ,  $V_p = 6,6\text{--}7,2 \text{ км/с}$ ), верхняя мантия ( $\sigma = 3,3 \text{ г/см}^3$ ,  $V_p = 8,0 \text{ км/с}$ ).

Крупные аномалии гравитационного поля связаны преимущественно с плотностными неоднородностями нижней коры, а основная масса магнитных неоднородностей сосредоточена в верхней коре. Осадочные толщи, представленные преимущественно среднемезозойско-кайнозойскими отложениями прогибов, слабо дифференцированы по плотности и скорости. Имеющиеся здесь неоднородности создают узколокальные малоамплитудные аномалии. Наличие магнитных неоднородностей в осадочной толще, преимущественно в ее нижней части, следует связывать с вулканогенно-плутоническими (трапповыми, горячих пятен) образованиями позднепермско-триасового возраста.

Сейсмические данные, результаты трансформаций потенциальных полей и их геологическая интерпретация позволяют провести районирование рассматриваемой территории листа S-47 по типам и мощности земной коры, которое в основном хорошо увязывается с опубликованными ранее мелкомасштабными схемами глубинного строения Восточной Сибири [67]. Лист S-47 охватывает частично Центрально-Таймырский, Южно-Таймырский геоблоки земной коры Таймырской складчато-надвиговой системы и Маймеча-Котуйский, Анабарский геоблоки севера Сибирской платформы. На границе первых двух и последнего геоблоков выделяется Енисей-Хатангская межблоковая зона потери корреляции (деструктивный тип земной коры), или Центрально-Таймырский конвергентный шов. Северо-Карский геоблок, южная часть которого попадает на рассматриваемый лист (севернее Главного Таймырского разлома), охарактеризован на суше только гравимагнитными данными.

В соответствии с современными геолого-тектоническими и структурно-формационными построениями [169] и геоблоковой делимостью по Л. И. Красному [124], в пределах рассматриваемого листа выделяются южная часть Карского геоблока (герцинского), Быррангская мегазона (раннекеммерийская, Центрально-Таймырский блок), северо-восточная часть Анабарского геоблока, северо-восточная часть Фадьюкудинского горячего пятна, разделяемого Центрально-Таймырским швом на Фадьюкудинско-Ладыгинскую к северу (Южно-Таймырский блок) и Котуйско-Гулинскую к югу от него (Маймеча-Котуйский блок).

Глубина залегания поверхности Мохоровичича в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области дифференцирована от 32 до 46 км, в Карском геоблоке – от 32 (в Карском море) до 44 км (континентальная часть), в Быррангской складчато-надвиговой мегазоне – от 44 до 46 км. Подошва земной коры на Сибирской платформе находится на глубинах 36–40 км, а в пределах Анабарского блока залегает на глубине 36–38 км. Максимальные градиенты приурочены к Центрально-Таймырскому шву: в Быррангской зоне – до 46 км, в Анабарском геоблоке – до 38 км.

*Карский герцинско-раннекеммерийский геоблок* представлен образованиями докембрия и нижнего–среднего палеозоя, сшитыми дейтерогенными позднепалеозойскими гранитоидами. Для позднепермско-раннетриасовых и средне-позднетриасовых дайковых поясов и кольцевых малых интрузий геоблок представлял собой жесткую структуру. По данным сейсмических исследований и моделирования гравимагнитных полей акватории Карского моря,

севернее листа S-47 [51] выше слоя верхней мантии выделяются нижнекоровый слой – видимо, гранулит-эклогитового и гранулит-базитового состава, верхнекоровый с гранито-гнейсовыми, зеленокаменными рифейскими(?) и складчатыми кембрийскими образованиями, которые, видимо, и выходят на листе S-47, и плитный слой, отсутствующий на рассматриваемом листе. В целом геоблок характеризуется северо-восточной ориентировкой линейных положительных аномалий DG интенсивностью до 10 мГал. Отрицательные аномалии приурочены к мезо-кайнозойским впадинам. В магнитном поле геоблоку отвечает область повышенных значений DT (50–700 нТл) с мозаичным чередованием аномалий небольших размеров (15–25 км). Наиболее контрастна в пределах геоблока граница Северотаймыро-Североземельской складчатой системы и Центрально-Таймырской складчатой зоны. Севернее Главного Таймырского разлома значения магнитного поля варьируют около 400–700 нТл, к югу падают до 0 и отрицательных значений.

*Быррангская складчато-надвиговая мегазона* (Центрально-Таймырский геоблок) [67] характеризуется наличием трех мегаслоев – гранитного, гранито-базальтового (промежуточного) и базальтового, причем наиболее мощным из них (до 18 км) является промежуточный мегаслой. Глубина залегания кровли кристаллического фундамента, по гравиметрическим данным, варьирует в пределах 6–8 км. Мегазона характеризуется в целом положительным гравиметрическим полем в пределах зон развития карбонатных пород и отрицательным – в пределах терригенных, и наоборот – для значений DT в магнитном поле. Наиболее контрастно в магнитном поле выделяется Ботлинская синклираль с трапповыми образованиями.

*Фадьюкудинско-Ладыгинская гравимагнитная кольцевая структура* (западная часть на листе S-47, Южно-Таймырский геоблок) отличается наличием коромантийного слоя мощностью до 7 км и отсутствием гранитного мегаслоя. Мощность гранито-базальтового (промежуточного) мегаслоя сокращена по сравнению с таковым Быррангской складчатой мегазоны и составляет 7–8 км. Мощность базальтового мегаслоя составляет 8–10 км. Для Южно-Таймырского геоблока, выраженного в современном срезе Предтаймырским прогибом, выклинивающимся вдоль Центрально-Таймырской гравиметрической линейной аномалии, характерны полукольцевые структуры, которые в районе бассейна р. Мойхетари, левого притока р. Логата, образуют региональное кольцевое отрицательное поле DG – Логатское (до –36 мГал), окаймляемое положительными аномалиями (2–10 мГал), являющееся в целом составной частью Фадьюкудинско-Ладыгинской кольцевой структуры. Гравиметрическая кольцевая структура осложнена линейными отрицательными магнитными аномалиями (от 100–600 до 1500 нТл) и кольцевой – на севере, в районе р. Логата. Магнитные аномалии Дептумалинско-Логатинская, Верхне-Логатинская, р. Новая, Средне-Дудыптинская связываются с погребенными ультрамафит-мафитовыми интрузивами [259ф].

*Котуйско-Гулинская полукольцевая структура* (Маймеча-Котуйский блок) характеризуется контрастной корой с наличием волновода в базальтовом слое и присутствием переходного коро-мантийного мегаслоя мощностью до 8–10 км. Поверхность кристаллического фундамента плавно погружается в северо-западном направлении от отметок –3,5 км на границе с Анабарским

геоблоком до глубин 7–11 км в осевой части Хатанга-Ленского перикратонного прогиба, а далее по направлению к Центрально-Таймырскому шву вновь воздымается до отметки –6 км. Мощность верхнекорового слабодислоцированного мегаслоя составляет на рассматриваемой территории от 3 до 8,5 км. В составе комплекса наиболее четко в магнитном поле проявляются отложения нижнего триаса, среди которых широко развиты интрузии (видимо, ультраосновного и основного состава), обусловившие появление многочисленных близповерхностных (глубины до 5 км) локальных магнитных максимумов в юго-восточной части территории листа. Расчетные глубины залеганий вулканогенных пород – 7–11 км, а отдельных магнитовозмущающих масс – от 2,4 до 7 км.

*Анабарский геоблок*, выходящий на самом юго-восточном крае листа, имеет двухслойное строение и слагается более чем 20-километровым базальтовым слоем и значительным по мощности гранитным. Архейско-протерозойские структурно-вещественные комплексы Анабарского геоблока выражены в магнитном поле типичными для Анабарского щита линейными контрастными аномалиями северо-западного простирания. Вследствие дифференциации магнитных полей по интенсивности и знаку аномалий выделяются выступы раннеархейского фундамента, сложенные преимущественно гранулитогнейсовыми ассоциациями со слабоконтрастными и отрицательными значениями  $DT$ , и линейная зона северо-западного простирания шириной 60–80 км положительных (до 1400 нТл) высококонтрастных аномалий, отвечающая, вероятно, поднеархейско-раннепротерозойской подвижной зоне.

*Центрально-Таймырский шов* (Енисей-Хатангская межблоковая зона) характеризуется деструктивным типом земной коры большой мощности (более 35 км) и наличием коро-мантийного слоя. Наиболее контрастно рассматриваемая зона выражена в поле силы тяжести, отвечая линейной положительной аномалией интенсивностью до 70 мГал, протягивающейся через всю территорию листа при ширине 25–50 км. В магнитном поле она проявлена менее контрастно – чередованием магнитных максимумов и минимумов. Гравитационные максимумы обусловлены относительно локальными положительными петрофизическими структурами (выступами) погружающейся поверхности плотных пород на глубинах 15–20 км. В поле остаточных магнитных аномалий (при высоте пересчета 3 км) зона характеризуется развитием контрастных параллельных линейных положительных аномалий, обусловленных, вероятно, внедрением тел основного состава. Аномальные линейные объекты северо-восточного простирания располагаются кулисообразно, разбиваясь поперечными дизъюнктивными структурами.

## СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР

Строение основных геоструктур региона рассматривается для современного геологического среза, характеризующегося двумя крупнейшими структурами: Таймыро-Североземельской складчатой областью и Енисей-Хатангским региональным прогибом. В разрезе геологических образований этих структур, выходящих на поверхность в пределах листа S-47, выделяется пять

структурных этажей: нижне-верхнерифейский гренвильский активной окраины Сибири (1650–860 млн лет), верхнерифейско-нижневендский океанско-коллизийный (860–555 млн лет), верхневендско-среднекаменноугольный эпиплатформенный (555–310 млн лет), среднекаменноугольно-триасовый дейтерогенный (310–200 млн лет), нижнеюрско-кайнозойский плитный (200–0 млн лет – незавершенный). Границы этажей характеризуются структурными и угловыми, реже стратиграфическими несогласиями.

### **Таймыро-Североземельская складчатая область**

Часть Новоземельско-Таймыро-Североземельского (Арктического) герцинско-раннекиммерийского складчатого пояса, попадающая в пределы рассматриваемого листа, относится к Таймыро-Североземельской складчатой области. Она объединяет в себе, по последним фазам складчатостей, герцинское (P<sub>3</sub>) Карское сводово-плутоническое поднятие и раннекиммерийскую (T<sub>2-3</sub>) Быррангскую складчато-надвиговую мегазону [155, 169], а также Шренк-Ленинградскую юрско-кайнозойскую депрессию, наложенную на складчатые структуры.

#### ***Карское сводово-плутоническое поднятие***

Карское позднепалеозойско-раннемезозойское сводово-плутоническое поднятие на рассматриваемой территории состоит из двух складчатых зон: Хутудинско-Большевистской (Северотаймыро-Североземельской складчатой системы) и Центрально-Таймырской (Таймырской складчатой системы). Первая рассматривается как пассивно-окраинная часть гипотетического континента Арктида, аккретировавшего на северный край Сибирского континента (вторая складчатая система) [169]. В ходе герцинского и киммерийского орогенеза абсолютные разнородные докембрийские террейны и их нижне-среднепалеозойский чехол действовали как единый жесткий блок земной коры, в который внедрялись позднепалеозойские и раннемезозойские интрузии, объединяемые в Карский тектоно-магматический комплекс. Юрско-кайнозойские структуры в пределах Карского сводово-плутонического поднятия представлены Шренк-Ленинградской депрессией.

**Хутудинско-Большевистская складчатая зона** в пределах листа S-47 является единственной представленной здесь частью Северотаймыро-Североземельской складчатой системы. Эта зона является наиболее древней краевой частью Северо-Карского массива, состоящей из ряда чешуеобразных блоков со сдвигово-надвиговыми соотношениями. Она ограничена на юге Главным Таймырским разломом. Хутудинско-Большевистская складчатая зона в общих чертах соответствует рифейско-нижнепалеозойскому флишоидному прогибу, заложенному на фундаменте Северо-Азиатского кратона и замкнувшемуся в результате байкальских (V<sub>1</sub>–V<sub>2</sub>, возможно в раннем кембрии) и каледонских (O<sub>2</sub>–O<sub>3</sub>) складчатых движений. На рассматриваемой площади располагаются складчатые подзоны Мининско-Коломейцевская, сложенная вендским(?) тектоническим пассивноокраинным комплексом, и Хутудинско-Коломейцевская с вендско-раннекембрийским(?) вулканомиктовым флише-

вым комплексом тылового предколлизийного прогиба. Сложность их строения определяется широко проявленным гранитоидным магматизмом в позднем палеозое и активизационным – в раннем мезозое. В пределах складчатой зоны условно выделяются три структурных этажа: вендский, вендско-раннекембрийский, среднекаменноугольно-триасовый.

**Вендский структурный этаж.** В его составе на рассматриваемой территории выделяется один Ленивенский структурно-вещественный комплекс (СВК).

Ленивенский СВК (псV) представлен черноцветно-сероцветной флишоидно-турбидитовой олигомиктовой серией мощностью до 1400 м (воскресенская, стерлеговская толщи). Возраст ленивенской терригенной серии условно принят вендским. Отложения серии характеризуют условия их формирования на континентальном склоне пассивной окраины Карского континента, который «дрейфовал» в венде в сторону Сибирского.

**Вендско-раннекембрийский структурный этаж** слагается Мининским СВК (тпV–Є<sub>1</sub>), представленным флишевой вулканомиктовой терригенной серией (мининская свита) предположительно вендско-раннекембрийского возраста мощностью до 1500 м. Он свидетельствует о размыве вулканогенных толщ и, в частности, контрастных базальт-риолитовых вулканических построек позднеколлизийной ранневендской лаптевской свиты Центрально-Таймырской зоны. Это позволяет говорить о поздневендско-раннекембрийском возрасте флишевых образований. По геодинамическому режиму вулканомиктовый флиш Таймыра отвечает внешней зоне вулканических поясов или тыловому предколлизийному прогибу в пределах Карского блока.

**Среднекаменноугольно-триасовый (С<sub>2</sub>–Т) дейтерогенный структурный этаж** в пределах Хутудинско-Большевицкой складчатой зоны включает только магматические образования. Все они объединены в Карский тектономагматический комплекс (дС<sub>2</sub>–Т<sub>3</sub>), разделяющийся на серии в соответствии с тектономагматическими этапами: раннегерцинскую гранитоидную (ленивенско-толлевский комплекс), позднегерцинскую гранодиорит-умереннощелочногранитовую (коломейцевско-оленьинская серия), раннетриасовую долеритовую (угрюминский комплекс) и раннекиммерийскую малых интрузий пестрого состава (беспамятнинский, северотаймырский комплексы) с сопутствующими им метаморфическими и гидротермально-метасоматическими образованиями. Карский тектономагматический комплекс характеризует дейтерогенно-плутонический режим, то есть повторную тектономагматическую активизацию складчатого основания или повторный этап коллизии.

**Ленивенско-толлевская средне-позднекаменноугольная серия**, отвечающая СВК, представлена двуслюдяными известково-щелочными гранитами S-типа. С ней связаны мощные структурно-метаморфические преобразования, сопровождающиеся региональным зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа. Подобного типа граниты и метаморфические образования связываются с раннеколлизийными процессами.

**Коломейцевско-оленьинская пермская серия**, представленная батолитами замещения гранодиоритового состава и штоками умереннощелочных гранитпорфиоров, отвечающих переходным J–A типам гранитов, отражает позднеколлизийные процессы.

В. А. Верниковский [27] с позднепалеозойским этапом становления гранитоидов связывает столкновение Карского микроконтинента и Центрально-Таймырской аккреционной зоны Таймыра. В. Ф. Проскурнин [169] считает, что это отражает повторно коллизионные процессы на данной территории, связанные с завершением формирования Урало-Монгольского складчатого пояса.

Для раннетриасовых (угрюминский габбродолеритовый комплекс) и средне-позднетриасовых (северотаймырский лампрофировый комплекс) дайковых поясов и кольцевых малых интрузий (беспмятининский монцитит-граносиенитовый комплекс) геоблок представлял собой жесткую структуру.

**Центрально-Таймырская складчатая зона** является наиболее сложной структурой Таймыра, состоящей из древних вещественных комплексов, отражающих геодинамику границы литосферных плит. С юга на всем своем протяжении она перекрыта с угловым и структурным несогласием верхневендско-кембрийскими отложениями. Выходящая на дневную поверхность докембрийская часть этой складчатой зоны выделяется как Шренк-Фаддеевский геологический район (тектонический комплекс). В. А. Верниковским [27] она рассматривается как аккреционная зона докембрия, сформированная в позднерифейско-вендское время в результате аккреции островных дуг и террейнов к Сибирскому континенту. В дополнение к последней точке зрения нами она рассматривается и как офиолитовая зона с реликтами древней океанической коры, картируемой в виде сутуры на границе с Северо-Карским массивом.

Центрально-Таймырская складчатая зона делится на две подзоны: Колосовско-Дорожнинскую (континентальной окраины Сибирского континента в рифее) и Мамонтовско-Лаптевскую (зона столкновения Карского и Сибирского континентов с реликтовой позднерифейской офиолитовой сутурой). Особняком в составе Центрально-Таймырской складчатой зоны стоит Шренковский выступ, который является фундаментом для образований первой из названных подзон.

**Нижне-верхнерифейский (RF<sub>1-3</sub>) структурный этаж** представлен обрамлением северо-восточного окончания Шренковского выступа, сложенным Сланцевско-Ледяным СВК (κRF<sub>1-3</sub>). Он состоит из метаморфических образований сланцевой толщи и ледяного гранитового комплекса. Сланцевая толща представляет собой диафториты по кристаллическим сланцам и мраморам. Сланцевая толща коррелируется с ранне-среднерифейскими вулканогенно-карбонатно-терригенными образованиями (октябрьско-ждановскими) активной окраины Сибири [47], развитыми на соседнем листе S-48. Их возраст оценивается в  $1869 \pm 56$  млн лет [98] или 880–940 млн лет. Толща прорвана линейно вытянутыми телами гранитов ледяного комплекса гранитовой формации. Вещественный состав последних и их возраст коррелируется с гранитоидами снежининского комплекса Восточного Таймыра из вулканоплутонической ассоциации андского типа [169]. Широко развитые процессы катаклаза и диафтореза связываются с аккреционными и коллизионными процессами в конце позднего рифея–венде.

**Верхнерифейско-нижневендский (RF<sub>3</sub>–V<sub>1</sub>) структурный этаж** в пределах Центрально-Таймырской складчатой зоны слагается образованиями Ко-

лосовско-Дорожнинской и Мамонтовско-Лаптевской подзон, принципиально различных по вещественному составу.

В *Колосовско-Дорожнинской подзоне* на рассматриваемой территории развит Становско-Посадочнинский ( $zRF_3$ ) позднерифейский терригенно-карбонатный (карбостромовый) тектонический комплекс, слагающий Колосовско-Светлинский синклиниорий, протягивающийся через всю площадь листа на расстояние более 180 км при ширине выходов до 43 км. Становско-Посадочнинский ТК представлен тремя СВК: Становско-Колосовским (1870–2650 м) с гравелито-доломито-алевролитовой молассовой (становская толща) и карбостромовой (колосовская свита) стратифицированными формациями; Светлинско-Скальнинским (1020–1575 м) с мелководной карбонатно-туффито-терригенной формацией (скальнинская толща) с рассеянным рифтогенезом, сопровождающимся трахибазальтовым вулканизмом (светлинская свита), а также трубками взрыва трахибазальтов, дайками и sillами умереннощелочных и щелочных габброидов; Посадочным (500–600 м) с конгломерато-песчаниковой верхнемолассовой формацией. Стратифицированные формации верхнего рифея смяты в линейные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев для наиболее крупных структур в 7–8 км. Складки осложнены значительным количеством разрывных нарушений, преимущественно взбросо-сдвигами. Общая мощность тектонического комплекса на исследуемой площади достигает 3390–4830 м. ТК в целом может соответствовать обстановке задугового окраинного бассейна с зонами рассеянного рифтогенеза.

Карбостромовая формация (колосовская свита) Таймыра по обилию в ее составе строматолитовых и микрофитолитовых доломитов и известняков является уникальным объектом Таймыра, наиболее изученным в стратиграфическом и возрастном плане. Тем не менее ее нижняя возрастная граница не была жестко определена. Свита датировалась от среднего до позднего рифея [99, 42, 140, 105] или только поздним рифеем [225, 17, 131]. Так же не определен был возраст ассоциирующихся с ней терригенных образований: нижележащих (становская толща) и вышележащих (посадочная толща). В настоящее время получен возраст по детритовым цирконам из базальной терригенной толщи (становской), свидетельствующий о размыве вулканоплутонической риолит-гранитовой ассоциации позднего рифея с возрастом 870–820 млн лет [170]. Свидетельством верхней границы ТК может быть изучение цирконов из светлинских трубок взрыва – не древнее 722 млн лет. Ранневендская датировка по трахибазальтам (светлинская свита) в 577 млн лет получена K-Ar методом [302]. Интервал формирования Становско-Посадочного комплекса определяется от 820 до 577 млн лет и требует дальнейшего уточнения, как и геодинамический режим его становления.

*Мамонтовско-Лаптевская подзона* в целом отвечает субдукционным обстановкам сближающихся плит формированием энсиматических, энсиалических дуг и их аккрецией к Сибирскому континенту. В ее пределах выделяются Малиновский энсиматический СВК и Борзовско-Лаптевский энсиалический ТК.

Малиновский офиолитовый СВК энсиматических островных дуг ( $эмRF_3$ ) развит на площади в виде Верхнемалиновской линейной зоны, отражающей

положение древней сутуры. В составе СВК характерны вулканиты толеитового ряда формации натриевых базальтов-риолитов (модинская толща мощностью более 1800–2200 м) и серия интрузивных формаций: метадуни-пироксенит-габбровая (верхнемалиновский комплекс) и диорит-плагиогранитовая М-типа (малиновский комплекс). Датировки, полученные для гранитоидов малиновского комплекса, колеблются в пределах 633–691 млн лет.

Борзовско-Лаптевский энциалически-островодужный ТК (элRF<sub>3</sub>) имеет на рассматриваемой территории сложный и неоднозначный состав в связи с мощным покровом четвертичных отложений и разрозненностью коренных выходов. Условно выделяются два СВК по аналогии с п-вом Челюскин: Чукчинско-Борзовский и Продольнинско-Лаптевский.

Чукчинско-Борзовский СВК объединяет вулканиты борзовской толщи и габбродиорит-гранитовую серию чукчинского комплекса. В известково-щелочных вулканитах андезитового ряда (1200–1300 м) все вышеперечисленные образования Малиновского СВК содержатся в обломках. Их характерной чертой являются повсеместно наложенный катаклаз и пропилитизация хлорит-эпидотовой и эпидот-актинолитовой фаций. Формирование борзовских вулканитов заканчивается внедрением умереннощелочных рогово-обманково-биотитовых катаклазированных гранитоидов габбродиорит-гранитовой формации (I-гранитоиды кордильерского типа) чукчинского комплекса. В целом они характеризуют андезитовую вулканическую дугу. Единичные определения возраста по цирконам методом термоионной эмиссии (ТИЭ), выполненные А. П. Чухониным, лежат в пределах  $675 \pm 40$  млн лет.

Выделяющийся в составе Борзовско-Лаптевского ТК Продольнинско-Лаптевский СВК (1410–1680 м) представлен карбонатно-терригенной углеродистой формацией (продольнинская толща) и контрастной базальт-риолитовой формацией вулканогенно-осадочного пояса межгорных впадин (лаптевская свита). Эти две свиты метаморфизованы в условиях не выше зеленосланцевой фации и образуют более простые структуры, чем более древние составляющие ТК. Петрографический состав обломочного материала лаптевской молассы близок к таковому в гравелитах и песчаниках флишоидных образований венда–нижнего кембрия (мининская толща) Северотаймыро-Североземельской складчатой системы. Формации Продольнинско-Лаптевского СВК характеризуют постколлизийную стадию (коллапса) на месте офиолитовой сутуры в верхах позднего рифея–низах венда. Возраст наиболее молодого конкордантного зерна кварцевых песчаников базальных горизонтов карбонатно-терригенной формации (руч. Верхний, к югу от Лодочниковского массива) составляет  $608 \pm 18$  млн лет (данные В. Ф. Проскурнина [292ф]); из образца метариолитов лаптевской свиты (9523/2), отобранного П. Г. Падериним из стратотипа свиты, был получен конкордантный возраст цирконов  $617 \pm 4$  млн лет [292ф]. Имеющиеся датировки свидетельствуют о позднерифейском возрасте формирования Борзовско-Лаптевского ТК.

**Поздневендско-среднекаменноугольный (V<sub>2</sub>–C<sub>2</sub>) эпиplatformный структурный этаж.** Описанные докембрийские образования с угловым несогласием перекрыты образованиями верхнего венда–нижнего кембрия. На рассматриваемом листе в пределах Центрально-Таймырской складчатой зоны структурный этаж представлен двумя СВК: Нижнеостанцовско-Степанов-

ским карбонатно-терригенно-углеродистым ( $xV_2-O_1$ ) и Астрономическо-Гольцовским углеродисто-сланцевым ( $гO_{1-3}$ ).

Основание первого комплекса составляет базальный горизонт (нижнеостанцовская свита) мощностью в первые десятки сантиметров. Карбонатные отложения образуют среднюю часть комплекса, а регрессивные черносланцевые (стефановская свита) – верхнюю. Общая мощность отложений СВК достигает 330–435 м. Этот ряд формаций характеризует прибрежно-континентальные условия трансгрессивного тектонического этапа осадконакопления мелководного эпиконтинентального моря и относится к единой Восточно-Сибирской хатакратонной области Юдомо-Оленёвской зоны [37].

Выше залегают отложения раннеордовикско-позднекарбонатового структурного яруса, представленные Астрономическо-Гольцовским углеродисто-сланцевым СВК ( $гO_{1-3}$ ). Он сформирован в целом в инундационных условиях внутриконтинентальных бассейнов (в глубоководных впадинах). Общая мощность выходов СВК составляет не более 200–250 м.

**Среднекаменноугольно-триасовый ( $C_2-T$ ) дейтерогенный структурный этаж** в пределах Центрально-Таймырской складчатой зоны представлен только интрузивными образованиями, приуроченными к зоне Главного Таймырского разлома. Здесь наиболее широко развиты мелкие интрузии Карского тектоно-магматического комплекса ( $дC_2-T_3$ ), состоящего из интрузий ранне-позднергерцинской гранодиорит-умереннощелочногранитовой серии, раннетриасовой долеритовой формации и раннекиммерийских малых интрузий пестрого состава. В пределах Колосовско-Дорожнинской складчатой подзоны отмечаются лишь изредко дайки долеритов раннего триаса и гранит-порфиры средне-позднего триаса.

### ***Бырангская складчатая мегазона***

Бырангская складчатая эпиплатформенная мегазона объединяет в своем составе Диксоновско-Северобырангскую позднегерцинско-раннекиммерийскую и Озеротаймырско-Южнобырангскую раннекиммерийскую складчато-надвиговые зоны, разделяемые Пограничным надвигом.

**Диксоновско-Северобырангская складчатая зона** с севера ограничена Пясино-Фаддеевским разломом, иногда характеризуется контактом структурно-несогласного перекрытия поздневендско-раннекембрийскими отложениями допоздневендских образований Центрально-Таймырской складчатой зоны. В пределах Диксоновско-Северобырангской складчатой зоны выделяются поздневендско-среднекаменноугольный и среднекаменноугольно-триасовый структурные этажи.

**Поздневендско-среднекаменноугольный ( $V_2-C_2$ ) структурный этаж** делится на две подзоны: Ленивенско-Клюевскую (переходную) и Тарейско-Бырангскую (карбонатную).

В Ленивенско-Клюевской (переходной) подзоне выделяются два СВК, сформированных в геодинамических обстановках внутренних частей континентов: Нижнеостанцовско-Грустнинский хатакратонный трансгрессивный ( $xV_2-O_1$ ) и Весенинско-Фаддеевский склона асимметричных прогибов

инундационно-регрессивный ( $\epsilon O_1-C_2$ ). Последний не расчленен из-за масштабности карты.

Нижнеостанцовско-Грустнинский СВК ( $xV_2-O_1$ ), близкий к Нижнеостанцовско-Степановскому СВК Центрально-Таймырской складчатой зоны, характеризуется карбонатно-терригенной серией формаций. Базальный горизонт (нижнеостанцовская свита) мощностью в первые метры – первые десятки метров составляет основание комплекса. Регрессивные терригенно-карбонатные (грустнинская толща) отложения слагают верхнюю часть. Для последней типичны текстуры высокодинамической среды осадконакопления с волнистой и косой слоистостью, знаками ряби, иероглифами оплывания, следами подводных размывов, седиментационными оползневыми деформациями. Общая мощность отложений СВК достигает 355 м. Серия формаций верхневендско-нижнеордовикского СВК характеризует прибрежно-континентальные условия трансгрессивного тектонического этапа осадконакопления мелководного эпиконтинентального моря и относится к единой Восточно-Сибирской хатакратонной области Юдомо-Оленекской зоны [37].

Весенинско-Фаддеевский СВК ( $\epsilon O_1-C_2$ ) сформирован в геодинамической обстановке внутрикратонных бассейнов склона асимметричных прогибов и включает в себя нижнюю (раннеордовикско-позднесилурийскую весенинско-мидендорфскую) инундационную часть (710–935 м) и верхнюю регрессивную (1580–2340 м) позднесилурийско-позднедевонскую пряминско-вольнинскую серию формаций мощностью 2290–3275 м. Общая мощность СВК в Левиненско-Клюевской подзоне достигает 2645–3630 м.

В *Тарейско-Быррангской подзоне* поздневендско-кембрийско-раннеордовикский уровень отсутствует. На рассматриваемой территории выделяется один Толлевско-Валентиновский СВК – раннеордовикско-среднекаменноугольный режима карбонатной платформы ( $\pi O_1-C_2$ ), который также делится на инундационную и регрессивную части. Инундационная раннеордовикско-позднесилурийская (толлевско-андреевская) стратифицированная серия характеризуется доломитово-известняковыми формациями, регрессивная позднесилурийско-среднекаменноугольная (бунгенско-вольнинская) – известняково-доломитовыми. Общая мощность СВК в Тарейско-Быррангской подзоне составила 3280–3810 м.

**Среднекаменноугольно-триасовый структурный этаж** приурочен к Тарейско-Быррангской (карбонатной) зоне и включает в себя среднекаменноугольно-среднепермский Коротковский СВК ( $\pi C_2-P_2$ ), который выходит на поверхность в ядрах линейных синклиналиных складок, и ряд раннетриасовых даек долеритов, а также единичную дайку лампроитов дейтерогенного позднепермско-триасового СВК.

Коротковский СВК представлен аргиллито-песчаниковой терригенной формацией (600–800 м), сформированной преимущественно в морских окраинно-шельфовых условиях в краевом прогибе герцинского заложения перед фронтом формирования Урало-Монгольского складчатого пояса. Она относится к удаленным морским фациям передового прогиба относительно угленосного Диксоновского района на западе Таймыра.

**Озёротаймырско-Южнобыррангская складчатая зона**, выделяемая южнее Пограничного разлома, характеризуется реликтами отложений дево-

на–среднего карбона ниже-среднепалеозойского структурного этажа Фалабигайской подзоны и среднекаменноугольно-триасовым этажом, выходы которого преобладают в пределах складчатой зоны.

*Первый эпиплатформенный этаж* слагается одним Дептумалинско-Фалабигайским среднедевонско-среднекаменноугольным СВК углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатного состава ( $aD_2-C_2$ ) мощностью более 4275–4675 м, сформированным в условиях внутриконтинентального рифта (авлакогена). По условиям образования он отвечает также осадочным бассейнам надрифтовых депрессий. Учитывая не вскрытые вендско-нижнепалеозойские отложения, Дептумалинско-Фалабигайский бассейн по масштабам и своей глубине значительно превосходил Пясинско-Фаддеевский «черносланцевый» прогиб.

*Среднекаменноугольно-триасовый ( $C_2-T$ ) дейтерогенный структурный этаж* подразделяется на три структурных яруса: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и ранне-позднетриасовый.

Среднекаменноугольно-позднепермский структурный ярус в Озёротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоне представлен Турузовско-Черноярским СВК краевого прогиба ( $кпC_2-P_3$ ). В нем можно выделить трансгрессивную аргиллито-песчаниково-алевролитовую среднекаменноугольно-позднепермскую и регрессивную песчаниково-алевролитовую угленосную позднепермскую стратифицированные серии общей мощностью 3450–3750 м. Предполагается, что этот СВК сформирован в коллизионной обстановке герцинского заложения перед фронтом формирования Урало-Монгольского складчатого пояса и Сибирской платформы в краевом прогибе последней.

Позднепермско-раннетриасовый структурный ярус представлен в Озёротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоне Зверинско-Бетлингским СВК ( $афP_3-T_1$ ), который слагается трахибазальт-трахидолеритовой (шайтанская свита, тарисеймитаринский трахидолеритовый комплекс) и пикрит-толеит-базальтово-долеритовой (шайтанская, зверинская, бетлингская свиты, быррангский долеритовый, бетлингский толеит-эруптивный, левлинский оливинит-верлит-троктолитовый, боотанкагский оливинит-троктолит-габбровый комплексы) сериями формаций. Стратифицированные образования базальтово-туфогенные выполняют грабен-сиклиналильные структуры субширотного простирания. Интрузивные образования в виде силлов и даек насыщают терригенные среднекаменноугольно-пермские толщи. Мощность стратифицированных образований составляет 2250–2820 м. Магматизм Зверинско-Бетлингского СВК связывается с трапповым этапом формирования амфиклизы.

Ранне-позднетриасовый структурный ярус представлен Фадьюкудинско-Мамоновским СВК ( $гтT_{1-3}$ ), объединяющим разнообразные магматические образования и вулканогенно-осадочные отложения. В составе СВК выделяются туфопесчаниковая (1000–1100 м) и пестроцветная вулканомиктовая алевролитопесчаниковая (до 300 м) формации (фадьюкудинская, мамонова свиты), которые приурочены к северо-западному краю Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуры. К этой же структуре приурочены интрузивы и дайки средне-позднетриасовых дюмпталейского шрисгеймит-феррогаббродолеритового, дябакатаринского пикрит-шрисгеймит-анкарамит-габбродолеритового, верхнетаймырского габбродолеритового комплексов. За-

вершается магматизм в Озёротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоне в поздне триасовое время формированием мелких штоков и тел фадьюкудинского комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов (площадью до 5 км<sup>2</sup>) и дайкообразных и брекчиевых тел озёротаймырских коровых карбонатитов. Фадьюкудинско-Мамоновский СВК по геодинамическим условиям образования отражает обстановку горячих точек и зон рассеянного рифтогенеза, континентальной молассы син- и постколлизийных тафрогенных межгорных впадин. Мощность стратифицированных образований СВК составляет 1300–1400 м.

Общая мощность позднепалеозойско-раннемезозойского дейтерогенного ТК достигает 7000–7970 м.

### ***Шренк-Ленинградская депрессия***

Шренк-Ленинградская депрессия, слагаемая юрско-кайнозойскими «рыхлыми» образованиями, образует единый структурный этаж, в составе которого выделяются три яруса: раннеюрско-раннемеловой, ранне-поздне меловой и палеоген-четвертичный.

*Раннеюрско-раннемеловой структурный ярус* представлен Кунарско-Шренковским трансгрессивным терригенным СВК ( $tJ_1-K_1$ ), слагаемый в свою очередь двумя фаціальными литостратиграфическими трансгрессивно-регрессивными сериями: кунарско-мухинско-шренковской (122–260 м) и кунарско-малиновско-шренковской (39–266 м). Первая характеризуется развитием морских отложений на инундационной стадии (мухинская свита) в южной части Шренк-Ленинградской депрессии, в т. ч. в горах Бырранга, вторая – континентальных отложений (малиновская свита) в северной части депрессии, включая акваторию Карского моря. Предкунарское время характеризуется широким развитием кор химического выветривания.

*Ранне-поздне меловой структурный ярус* представлен Траутфеттерским терригенно-угленосным СВК ( $pK_{1-2}$ ), слагаемый одноименной свитой (10–50 м). Он развит наиболее широко в пределах депрессии, контролируя в целом ее границы. Широко развиты формации бурых углей и каолинистых глин.

*Палеоген-четвертичный структурный ярус* представлен кайнозойским трансгрессивным терригенным СВК ( $tKz$ ), слагаемый на трансгрессивно-инундационной стадии палеоген-неогеновыми аллювиально-морскими отложениями общей мощностью более 16–31 м и ледниково-морскими отложениями на регрессивной стадии, достигающие в Шренк-Ленинградской депрессии мощности более 150 м. Предкаменское время характеризуется развитием кор выветривания.

Общая мощность юрско-кайнозойского тектонического комплекса в депрессии достигает 500 м.

### **Енисей-Хатангский региональный прогиб**

Енисей-Хатангский региональный прогиб в современном виде сформирован в течение юры, мела, кайнозоя (плитный комплекс) и является одноранговой структурой с Таймыро-Североземельской складчатой областью (щит

молодой платформы). Центрально-Таймырским швом, время начала формирования которого относится к апт–альбу, он делится на две крупные юрско-меловые структуры, заложившиеся на разном доюрском фундаменте: Предтаймырский передовой мегапрогиб на раннекиммерийском Таймырском основании и Лена-Анабарский краевой – на Сибирском. Кайнозойский структурный ярус объединяет эти прогибы в единую Енисей-Хатангскую структуру.

### ***Предтаймырский передовой мегапрогиб Таймырской складчатой системы***

В разрезе прогиба выделяются два структурных этажа: позднепалеозойско-раннемезозойский (фундамент), слагаемый образованиями, близкими к Озёротаймырско-Южнобыррангской складчатой системе, и юрско-меловой (плитный).

***Среднекаменноугольно-триасовый (С<sub>2</sub>–Т) дейтерогенный структурный этаж***, по геофизическим данным, относится к *Фадьюкудинско-Ладыгинской гравимагнитной кольцевой структуре* или Южно-Таймырскому геоблоку [67], где преобладают, видимо, Зверинско-Бетлингский позднепермско-раннетриасовый структурно-вещественный комплекс амфиклизы и Фадьюкудинско-Мамоновский ранне-позднетриасовый СВК обстановок горячих точек и зон рассеянного рифтогенеза, континентальной молассы тафрогенных межгорных впадин. Логатинской скважиной на северо-западном борту юрско-мелового прогиба вскрыты базальты бетлингской свиты раннего триаса, Балахнинской скважиной на юго-восточном крыле – нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения раннего–позднего триаса. Мощность позднепалеозойско-раннемезозойского структурного этажа превышает 8000 м.

***Юрско-меловой (J–K) плитный структурный этаж*** отражает тектонический этап стабилизации и формирования молодой плиты на доюрском складчатом основании. Предъюрское время характеризуется мощнейшими процессами корообразования и выветривания, на фоне которых закладывался юрско-раннемеловой Предтаймырский прогиб (Усть-Енисейский геологический район). В современном плане он разделяется на Турку-Логатинский прогиб (Пясинская геологическая площадь) и Балахнинский, Рассохинский мегавалы (Рассохинско-Балахнинская геологическая площадь).

*Турку-Логатинский прогиб* по подошве юры достигает 4300 м глубины, имеет ширину от 100 км на юго-западе до 60 км на северо-востоке листа и протягивается более чем на 250 км. В его составе по подошве долганской свиты выделяется ряд более мелких структур: Логатская, Туркинская впадины, Южно-Таймырская моноклиналь.

*Балахнинский и Рассохинский мегавалы* располагаются над осевой зоной Центрально-Таймырского шва (ЦТШ), отделяются друг от друга левосторонним сдвигом. Балахнинский мегавал протягивается на 200 км при его ширине 35–50 км (по границе ЦТШ), Рассохинский выходит своим северо-восточным окончанием на юго-западе листа. По данным сейсмопрофилирования, мегавалы имеют инверсионную структуру. Начало формирования поднятия, судя по размыву средне-позднеюрско-раннемеловых отложений, относится к кон-

цу неокома (позднему готериву), а завершение когда на поверхность были выведены на соседнем листе Кирыка-Тасское и Тулай-Кирыка-Тасское поднятия – к кайнозою. Поднятие осложнено сбросами СВ простирания, общая амплитуда поднятия превышает 4000 м. В составе Балахнинского мегавала буровыми работами установлены структуры более высоких порядков: Кубалахский, Балахнинский валы, Таридская впадина.

В составе Турку-Логатинского прогиба и Балахнинского, Рассохинского мегавалов выделяются образования двух структурных ярусов: юрско-неокомового и ранне-поздне мелового.

Юрско-неокомовый структурный ярус слагается в целом трансгрессивными Зимне-Яковлевским (3535–4300 м) и Балахнинско-Яковлевским (5280–5570 м) терригенными СВК ( $\tau J_1-K_1$ ). Мощность килевой части юрского прогиба за счет балахнинской свиты превышает бортовую Предтаймырскую более чем на 2000 м. Размыв при инверсии Балахнинского вала (по гольцовской, нижнехетской и суходудинской свитам) превышает 1100 м.

*Ранне-поздне меловой структурный ярус* представлен Долганско-Танамским регрессивным терригенным угленосным СВК ( $\rho K_{1-2}$ ), слагающим собственно Логатскую и Туркинскую (Таймырскую) впадины. Мощность стра-тифицированных образований СВК составляет 660–1430 м.

### ***Хатангско-Ленский перикратонный мегапрогиб Сибирской платформы***

В пределах листа выходит юрско-меловой структурный этаж Хатангско-Ленского перикратонного (краевого) мегапрогиба Сибирской платформы, подразделяемого на Жданихинский прогиб и Северо-Сибирскую монокли-наль. Строение более древних этажей характеризуется по геофизическим данным и корреляции с образованиями северной части Анабаро-Оленёкской антеклизы и ее сочленения с Тунгусской синеклизой. Фундаментом для юрско-меловых образований являются северо-западная часть Анабарского геоблока и северо-восточная – Гулинско-Котуйского горячего пятна Большеавамско-Котуйской межгеоблоковой зоны (между Анабарским и Курейско-Тунгусским геоблоками), выделенных в составе Сибирской платформы Н. С. Маличем и Е. В. Тугановой [129, 216].

Архейско-раннепротерозойский фундамент платформы (нижний структурный этаж) залегает на глубинах более 3,5–4 км. В составе чехла платформы выделяются четыре структурных этажа: рифейско-вендский, верхневендско-среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский и средне-поздне мезозойский. Два последних соответствуют этапам тектонической активизации и представляют собой наложенные структуры, которые относительно покровных образований рифея–среднего палеозоя имеют в целом регрессивно-эмерсивный характер. Рифей-среднепалеозойские тектонические комплексы, судя по строению листа S-48, могут быть представлены своей нижней частью – морскими терригенными (рифей) и карбонатными (венд-кембрий) рядами формаций с выходами на поверхность отложений только среднего кембрия. Верхняя ордовикско-девонская часть комплекса эродиро-

вана во время предсреднекарбоновой пенепленизации. Общая мощность покровного комплекса, по геофизическим данным, достигает близ северной границы платформы примерно 3000 м.

**Позднепалеозойско-раннемезозойский активизационный структурный этап** характеризуется двумя тектоническими комплексами, один из которых развит в пределах Анабарского геоблока, второй – в пределах Гулинско-Котуйской полукольцевой структуры Большеавамско-Котуйской межгеоблоковой зоны. Тектонические комплексы отделены от нижележащих стратиграфическим несогласием.

В составе тектонического комплекса в пределах Анабарского геоблока выделяются терригенный угленосный конгломерато-песчано-алевролитовый структурно-вещественный комплекс ( $C_2$ – $P_3$ ) и ряд формаций внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза ( $P_3$ – $T_1$ ). Породы полого (менее  $1^\circ$ ) погружаются к северу и нарушены малоамплитудными сбросами. К площадям развития данного тектонического комплекса тяготеют обычно (лист S-48, восточнее рассматриваемого) пластовые интрузии и дайки долерит-габбродолеритовой формации и интрузии габбродиорит-сиенитовой формации.

В составе тектонического комплекса Гулинско-Котуйской структуры можно ожидать, что нижний структурно-вещественный комплекс – терригенный угленосный конгломерато-песчано-алевролитовый ряд формаций ( $C_2$ – $P_3$ ), а средний–верхний представлен двумя магматическими сериями формаций: низкощелочной серией – толеит-базальтовой, долеритовой, троктолит-долеритовой формациями ( $P_3$ – $T_1$ ) и щелочной серией – меймечитовой, пикрит-меланефелинитовой, клинопироксенит-дунитовой, ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формациями ( $T_{2-3}$ ).

**Юрско-меловой структурный этап** («плитный комплекс») выделяется в пределах двух структур рассматриваемого листа: Жданихинского прогиба (Жданихинская геологическая площадь) и Северо-Сибирской моноклинали (Хетская геологическая площадь).

*Жданихинский прогиб* (1500–9000 м) северо-восточной ориентации является крупнейшей отрицательной структурой Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). В пределах листа S-47 его ширина достигает 90–100 км, длина – 200 км. По подошве юрских отложений, по сейсмическим данным, килевая часть прогиба достигает глубины 9 км, подошва собственно фундамента (акустического) располагается на глубине 12 км, повышаясь к северо-востоку до 10–9 км. Отложения Жданихинского прогиба вскрыты Массоновской скважиной 24 (прил. 2) до глубины 4350 м, не выйдя из гольчихинской свиты келловейско-берриасового возраста. Нижележащие толщи отождествляются с ниже-среднеюрскими отложениями, близкими к району Балахнинского мегавала (балахнинская и лайдинская, вымская, леонтьевская, мальшевская свиты), мощностью более 3770 м. Жданихинский прогиб характеризуется асимметричным строением с крутым северо-западным бортом, примыкающим к склону Балахнинского мегавала и осложненным зонами продольных дислокаций, и пологим моноклиналим юго-восточным бортом, переходящим условно на глубине около 1500 м в Северо-Сибирскую моноклинали. По подошве бегичевской свиты альб-сеномана в пределах тер-

ритории листа выделяется Лабазная впадина, являющаяся конседиментационной образованию Жданихинского прогиба.

*Северо-Сибирская моноклинал* занимает незначительную площадь на самом юго-востоке листа, где отложения юры и мела залегают почти горизонтально, характеризуются незначительной мощностью 1200–1500 м и отождествляются со свитами Хетской площади Хетско-Анабарского геологического района. Мощность юрских отложений сокращается от 1000 м до полного выклинивания.

Юрско-меловой этаж разделяется на два яруса: юрско-раннемеловой и ранне-позднемеловой. На поверхности вскрыт только последний, образующий Лабазную впадину.

*Юрско-раннемеловой ярус* слагается двумя терригенными трансгрессивными структурно-вещественными комплексами (СВК): Балахнинско-Яковлевским терригенным ( $T_1-K_1$ ) мощностью более 5560 м в Жданихинском прогибе и Точинско-Сангасалинским терригенным угленосным мощностью 716–1180 м в пределах Северо-Сибирской моноклинали. Мощности ниже-среднеюрских отложений в пределах Жданихинского прогиба и расположенного западнее Балахнинского мегавала близки, что свидетельствует об образовании этих структур в послеюрское–берриасовое время. Осевая часть собственно юрского прогиба была, видимо, приурочена к центральной части Балахнинского мегавала, продолжаясь в сторону Центрально-Таймырского прогиба. Максимальные мощности юрско-раннемеловых отложений приурочены к центральной «кратерной» части Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуры, заполненной в предъюрское время вулканогенно-осадочными терригенными отложениями триаса.

*Балахнинско-Яковлевский СВК* представлен песчано-алеврито-глинистой серией стратифицированных формаций. Трансгрессивные ранне-среднеюрские морские формации (от балахнинской до мальшевской свит) с максимумом трансгрессии (инундационный период) в позднеюрско-раннемеловое время (гольчихинская свита) составляют более 80 % разреза (мощность более 4160 м). Регрессивные континентально-морские отложения неокома с появлением бурых углей (малохетская, яковлевская свиты составляют не более 15 % (485–670 м). В связи с этим, в целом, Балахнинско-Яковлевский СВК относится к трансгрессивному терригенному морскому комплексу внутриконтинентальных осадочных бассейнов осевой части юрско-раннемелового прогиба.

*Точинско-Сангасалинский СВК* представлен глинисто-песчано-алевритовой серией стратифицированных формаций, которая характеризуется уменьшением общей мощности отложений более чем в пять раз, прибрежно-морским типом отложений и более мощным развитием углей в неокоме на регрессивной стадии. В целом СВК относится также к трансгрессивному комплексу внутриконтинентальных осадочных бассейнов прибортовой части юрско-раннемелового прогиба.

*Ранне-позднемеловой ярус* представлен одним Бегичевско-Крестьяноряхским песчано-алевритовым угленосным и янтареносным регрессивным СВК ( $P_{K1-2}$ ) мощностью 370–800 м. Накопление ниже-верхнемелового СВК происходило после частичного размыва позднеюрско-раннемеловых морских

отложений. При этом для меловых осадков наблюдается резкое выполаживание стратиграфических границ, увеличение площади Жданихинского прогиба и смещение его оси на юго-восток на расстояние более 30 км. В целом он относится к регрессивному СВК внутриконтинентальных осадочных бассейнов остаточных конседиментационных впадин.

### **Складчатые и разрывные структуры**

Пликативные и дизъюнктивные структуры листа S-47 подчинены двум крупнейшим структурам Новоземельско-Таймыро-Североземельскому складчатому поясу и Сибирской платформе, разделяемых Центрально-Таймырским конвергентным швом. К северу от последнего развиты структуры Таймыро-Североземельской складчатой области с юрско-меловым Предтаймырским передовым мегапрогибом; юго-восточнее, за Центрально-Таймырским швом простирается крупный Жданихинский прогиб, сменяющийся положительной структурой Северо-Сибирской моноклизы Сибирской платформы.

#### ***Центрально-Таймырский конвергентный шов (сутура)***

Рассматриваемая структура шириной 15–50 км выступает «межплитной» зоной (или георазделом, по Л. И. Красному), разделяющим две отмеченные выше геоструктуры. Различие плотностной границы налегающей с северо-запада зоны разуплотненных пород и подлежащих с юго-востока плотных пород, возможно, указывает на обдукционный контакт двух геоблоков – надвигаемой с севера Таймыро-Североземельской складчатой области как части современной Баренцево-Карской плиты и поддвигаемой под нее Сибирской платформы – и дает основания рассматривать эту зону в качестве сутурного шва. Об этом же свидетельствует асимметричный характер строения юрско-мелового чехла относительно Центрально-Таймырского шва: пологое залегание на северо-западе, максимум поднятия в его пределах и максимум прогибания юго-восточнее – в пределах синклинального ядра асимметричного Жданихинского прогиба. Наиболее контрастно рассматриваемая сутура северо-восточного простиранья выражена в поле силы тяжести, отвечая линейной положительной аномалии интенсивностью до 70 мГал, протягивающейся через всю территорию листа при ширине 25–50 км. Кроме того, она проявляется в геофизических полях цепью наиболее интенсивных для рассматриваемой площади максимумов поля силы тяжести, в магнитном поле она проявлена менее контрастно – чередованием магнитных максимумов и минимумов. Гравитационные максимумы обусловлены относительно локальными положительными петрофизическими структурами (выступами) погружающейся поверхности плотных пород на глубинах 15–20 км.

Формирование Центрально-Таймырской структуры связывается с активизацией обдукционно-дивергентных процессов в конце раннего мела, формирующих деструктивный тип коры (по А. С. Гринсону [67]), состоящий из фундамента Таймырской складчатой системы, досреднекаменноугольных терригенно-карбонатных соленосно-сульфатоносных отложений Фалабигай-

Нордвикской рифтогенной зоны, среднекаменноугольно-пермских терригенных отложений и верхнепермско-триасовых вулканогенных, интрузивных и терригенных образований раннекиммерийской Южно-Быррангской зоны, а также юрско-берриасских отложений. Центральнo-Таймырский шов пересекает Фадьюкудинско-Котуйскую кольцевую структуру средне-позднетриасового времени, разбивая ее на две составляющие: Фадьюкудинско-Ладыгинскую в пределах Таймырской складчатой системы с ультрамафит-мафит-салическим умереннощелочным магматизмом и Гулинско-Котуйскую с щелочноультрамафит-мафитовым. Развитие обдукционно-конвергентных движений вдоль шва сопровождалось линейными поднятиями (Балахнинским, Рассохинским), размывом среднеюрско-берриасских отложений, контролировалось глубинными разломами сдвига-надвигового характера, утонением коры и подъемом мантийного вещества, что вылилось в совмещение положительных полосовых магнитных и гравитационных аномалий высокой интенсивности. В поле остаточных магнитных аномалий (при высоте пересчета 3 км) структурный шов характеризуется развитием контрастных параллельных линейных положительных аномалий, обусловленных, вероятно, внедрением тел основного состава. Аномальные линейные объекты северо-восточного простирания располагаются кулисообразно, разбиваясь поперечными дизъюнктивными структурами взбросо-сдвиговой кинематики, напоминающими трансформные разломы с преобладанием левосторонних сдвигов северо-западного простирания. Наиболее крупный сдвиг на территории листа располагается между Балахнинским и Рассохинским мегавалами (поднятиями).

### ***Структуры Таймыро-Североземельской складчатой области и Предтаймырского передового меганпрогиба***

Таймыро-Североземельская складчатая область в соответствии с ведущими позднепалеозойско-раннемезозойскими складчато-надвиговыми движениями, разделяется на герцинское Карское сводово-плутоническое поднятие и раннекиммерийскую Быррангскую складчатую мегазону, отличающиеся своими особенностями пликативных и дизъюнктивных структур.

**Карское сводово-плутоническое поднятие** характеризуется наиболее напряженными складчатыми и разрывными структурами. Реликтами древнего Главного Таймырского разлома оно разделяется на две складчатые зоны: Хутудинско-Большевицкую и Центральнo-Таймырскую.

В **Хутудинско-Большевицкой складчатой зоне** Северотаймыро-Североземельской складчатой системы СВК повсеместно смяты в линейные сжатые складки, опрокинутые на юго-восток, которые обязаны своим образованием позднебайкальским и раннекаледонским коллизионным событиям. Разрывные нарушения того же возраста представлены субсеквентными (следующими непосредственно после) складчатости взбросами северо-западного падения, остальные разломы относятся к поздним наложенным. Существенная часть структуры складчатой зоны замещена позднепалеозойскими гранитоидами. Вся Хутудинско-Большевицкая складчатая зона, в качестве крае-

вой части Северо-Карского кратона, была надвинута в ходе позднегерцинского орогенеза на аккреционные образования Сибирского кратона (энсиалическую и энсиматическую дуги) по зоне Главного Таймырского разлома.

*Главный Таймырский разлом* (ГТР) представляет собой пологий надвиг с частично деформированной более поздними процессами плоскостью сместителя. Угол падения последнего оценивается предшественниками на отдельных интервалах в  $20^\circ$  [130]. Видимо, близкого типа интервал наблюдается в районе верховьев руч. Быстрый (левый приток р. Чукча), где флишеидные образования мининской толщи венда–нижнего кембрия(?) надвинуты на СВК Шренк-Фаддеевской зоны (продольнинская карбонатно-терригенная толща, офиолитовые образования). Главный Таймырский разлом является долгоживущей ослабленной зоной, магмоподводящим каналом для разновозрастных интрузий и неоднократно омолаживался впоследствии. В настоящее время в среднем течении р. Чукча один из его оперяющих разломов (Чукчинский) смещен к югу на 20 км (от собственно ГТР) и выражен в рельефе неотектоническим уступом, по которому на большинстве региональных карт ошибочно проводится граница между Северо-Карским блоком и собственно Таймырской складчатой системой. В бассейне руч. Зелёный в районе озер Астрономические Главный Таймырский разлом имеет субвертикальное залегание и омолаживается унаследованными движениями в поздней перми (дайки гранит-порфиры) и на границе среднего и позднего триаса (дайки лампрофиры).

*Центрально-Таймырская складчатая зона*, располагающаяся южнее Главного Таймырского разлома, имеет неоднородное строение. В ее северо-западной части протягивается полоса Мамонтовско-Лаптевской складчатой подзоны. Вследствие своего аккреционного происхождения она имеет фрагментарное строение – состоит из блоков различного размера и строения, разделенных многочисленными взбросо-сдвигами, ориентация которых варьирует в широких пределах. Стратифицированные части подзоны смяты в открытые наклонные линейные складки с осевыми плоскостями, восстающими на юго-восток. Линейные складки осложнены мельчайшей гофрировкой складок течения. В целом структура подзоны отвечает обстановке деформации гетерогенного блока сжатием по оси СЗ–ЮВ.

Особняком в структуре Центрально-Таймырской складчатой зоны выделяется блок ранне-позднерифейских пород (обрамление позднеархейского Шренковского выступа), выходящий на дневную поверхность в западной части листа. Он ограничен с севера Главным Таймырским, а с юга – Астрономическими надвигами, которые придают блоку клинообразную форму. Выступ поднят разломами над южной частью не менее чем на 2 км по вертикали. Нижне-среднерифейские(?) отложения, отнесенные к сланцевой толще, смяты в этом блоке в сжатые опрокинутые складки, осевые плоскости которых также восстают на юго-восток. В породах, слагающих описываемый блок, повсеместно проявлены процессы катаклаза, милонитизации и диафтореза зеленосланцевой фации.

Юго-восточная часть Центрально-Таймырской складчатой зоны выделяется в качестве Колосовско-Дорожнинской подзоны, в пределах которой на рассматриваемом листе выходит Колосовско-Светлинский позднерифейский

синклинорий. С северо-запада по Мамонтовско-Ярскому разлому на него надвинута Мамонтовско-Лаптевская складчатая подзона, а на юго-востоке он соседствует с поздневендско-кембрийскими образованиями Быррангской складчатой мегазоны по границе структурного несогласия (перекрытия) или по Пясинско-Фаддеевскому надвигу. Деформации в Колосовско-Светлинском синклинории менее интенсивны, чем в вышеописанных северных блоках. Отложения здесь смяты в открытые брахиформные и линейные складки. На территории листа S-47 в пределах синклинория выделяются две синклинали и две антиклинали. У восточного края рассматриваемой территории наблюдается крупный рамп, осложняющий синклиналь. Он разбит серией субсеквентных сдвигов. Остальные разломы сдвиговой кинематики относятся к поздним наложенным.

*Пясинско-Фаддеевский надвиг* на территории листа почти на всей своей протяженности перекрыт мезозойскими отложениями. Судя по соседним территориям, амплитуда вертикальных перемещений по нему составляет около 6 км. На местности надвиг представляет собой зону, состоящую из более мелких кулисообразных разноамплитудных надвигов и сдвигов, которые, часто пересекаясь, создают сложную чешуйчатую структуру. На рассматриваемой площади разлом приурочен к перегибу – контакту (структурному несогласию) между метаморфизованными допоздневендскими образованиями и поздневендско-среднепалеозойскими.

**Быррангская складчатая мегазона** располагается к югу от Пясинско-Фаддеевского надвига. Ее северная часть – Диксоновско-Северобыррангская складчатая зона представляет собой аллохтонный блок, надвинутый на южную (Озеротаймырско-Южнобыррангскую) часть по Пограничному надвигу. Амплитуда стратиграфического перекрытия по нему составляет не менее 5 км, а горизонтальное перемещение оценивается в 200 км [15].

*Диксоновско-Северобыррангская складчатая зона* содержит единый структурный парагенез дислокаций, отвечающий покровной пластине. Она смята в линейные складки от открытых до сжатых – угол между крыльями постепенно уменьшается от хинтерланда к форланду. Осевые плоскости складок также приобретают в этом направлении наклон (падение на СЗ). Складки осложнены серией субсеквентных второстепенных взбросов и надвигов. Неотъемлемой частью структурного парагенезиса являются сдвиги ЗСЗ простираения, которые развиты исключительно в аллохтоне и компенсируют латеральную неоднородность продвижения надвига, позволяя отдельным его сегментам опережать другие. Однако существуют и исключения из описанной общей структуры. Все они, вероятно, связаны с повышенной относительной жесткостью отдельных блоков, которые сминались меньше, чем окружающие горные породы. В результате недостаточного поперечного укорочения таких блоков за счет складчатости напряжения реализовались за счет образования рампов. Наиболее крупная из этих структур связана с выходами пряминской и приморской свит, имеющими аномальную ширину. Эти свиты, сложенные массивными доломитами, видимо, действовали как жесткий блок и сминались дисконформно (менее интенсивно) нижележащим отложениям, в результате чего те были надвинуты на них с юга по Ленинско-Клюевскому разлому в направлении, противоположном остальным взбросо-надвиговым

пластинам. В сочетании с Пясинско-Фаддеевским надвигом на севере рассматриваемый жесткий блок оказался в позиции рампа «вдавливания», обрамленным двумя взбросо-надвигами, восстающими по направлению к оси блока. С юга его граница осложнена второстепенным рампом «выдавливания», сложенным мощным блоком известняков поворотнинской свиты, который сорван и взброшен на юго-восток краем пряминско-приморского блока. В северо-восточном направлении пряминская и приморская свиты (вероятно, в результате постепенного латерального изменения литологического состава) теряют аномальную ширину выхода и начинают сминаться конформно остальным членам стратиграфической последовательности. Латеральная неоднородность структурного стиля разгружается серией субсеквентных поперечных сдвигов.

*Озеротаймырско-Южнобыррангская складчатая зона*, являясь южной автохтонной частью Быррангской складчатой мегазоны, деформирована в ходе раннекиммерийского орогенеза [155], на северо-западе ограничена (перекрывается) Пограничным надвигом, а на юго-востоке – юрско-меловым чехлом Предтаймырского передового прогиба, для которого она служит складчатым фундаментом, продолжаясь (по геофизическим данным) до Центрально-Таймырского шва. Предтаймырский прогиб по отношению к Быррангской складчатой мегазоне является наложенным. Общий структурный стиль Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоны постепенно меняется с северо-запада на юго-восток.

В центральной части складчатой зоны лежат крупные открытые синклинали – Ботлинская и Большебоотанкагская. В них выходят на поверхность наиболее молодые отложения среднекаменноугольно-триасового тектонического этажа (фадьюкудинская и мамонова свиты). Возможно, эти синклинали дополнительно опущены структурой грабена. Разлом по северному краю Ботлинской синклинали получил название Осевой.

Ботлинской синклиналию Озеротаймырско-Южнобыррангская зона по характеру дислокаций подразделяется на две подзоны: Северную и Южную. В Северной подзоне между Пограничным и Осевым разломами характерна реализация напряжений преимущественно через складчатые нарушения по сравнению с разрывными. Пермские отложения смяты здесь в закрытые линейные складки с субвертикальными осевыми плоскостями и параболическими замками. Простирание их шарниров выдержано в горизонтальной плоскости. В замках антиклиналей вскрываются отложения не древнее соколинской свиты. Крылья складок местами осложнены второстепенными перегибами. Разрывная тектоника проявлена только протягивающимся в центральной части подзоны узким рампом, субсеквентным по отношению к складчатости, и несколькими более поздними наложенными сдвигами.

В Южной складчатой подзоне зеркало складчатости начинается по сравнению с северо-западной частью, и в ядрах антиклиналей появляются сначала быррангская свита, а южнее – и турузовская с фалабигайской. В этой подзоне складки открытые, чаще брахиформные, чем линейные, обычно с субвертикальными осевыми плоскостями и шарнирами, существенно изгибающимися в горизонтальной плоскости. Главным элементом разрывной тектоники являются несколько второстепенных взбросо-надвигов (субсеквент-

ных по отношению к складчатости), восстающих на юго-юго-восток, осложненных близодновременными сдвигами. В ослабленные зоны – места сочленения или пересечения разломов – внедрились инъекционные карбонатиты средне-позднетриасового озеротаймырского комплекса. Ряд мелких разломов выполнен дайками дябакатаринского комплекса.

На западе Южной подзоны в районе р. Мамсере расположен обособленный складчатый блок, характеризующийся выходом на дневную поверхность девонских отложений Фалабигайской геологической площади (дептумалинская свита), однако на листе S-47 выходит лишь узкая полоска его выклинивающегося восточного окончания.

Далее на юго-восток под юрско-меловым чехлом о структуре складчатых палеозойских толщ можно судить лишь по геофизическим данным. Предполагается, что стиль складчатости там сходен с наблюдаемым на поверхности и складки постепенно выполаживаются по мере продвижения на юго-восток. По изменениям аномального магнитного поля от границы чехла предполагается постепенное воздымание зеркала складчатости, затем под областью выхода на поверхность долганской свиты, судя по резкой положительной магнитной аномалии, расположена грабен-синклиналь, сложенная базальтами бетлингской свиты. Южнее расположен небольшой блок более древних пород, а затем, после установленного по геофизическим данным сброса, начинается обширная область положительного аномального магнитного поля, свидетельствующая о погружении зеркала складчатости и появлении полого лежащих вулканитов бетлингской свиты, вскрытых скв. Лгт-361. Юго-восточной границей Быррангской складчатой мегазоны является Центрально-Таймырский шов.

По всей площади, занимаемой на листе S-47 Таймыро-Североземельской складчатой областью (исключая участки, скрытые под чехлом), наблюдаются сдвиги СЗ или ЗСЗ простираения, наложенные на структуры раннекиммерийского орогенеза (и более древние структуры). Предполагается, что они являются отголосками орогенных событий в Верхоянской складчатой системе.

*Предтаймырский передовой мегапрогиб*, по геофизическим данным и скважинам, имеет полого-складчатую структуру. На рассматриваемой территории в нем выделяются с северо-запада на юго-восток Турку-Логатинский прогиб и Балахнинско-Рассохинская положительная структура. В составе Турку-Логатского прогиба выделяются Верхне-Таймырская моноклираль и асимметричные Логатская и Туркинская впадины. Балахнинский мегавал состоит из Кубалахского и Балахнинского валов, разделенных Таридской впадиной.

В юрско-меловых отложениях, заполняющих Предтаймырский передовой мегапрогиб, по геофизическим данным, фиксируется ряд разломов полукольцевой формы, предположительно крутопадающих, субвертикальной кинематики, большая их часть отмечается над зоной Центрально-Таймырского шва и Фадьюкудинско-Ладыгинской кольцевой структуры.

## Новейшие тектонические движения

Территория листа S-47 расположена в центральной части п-ова Таймыр и целиком расположена в области платформенного развития Северной Евразии, прилегая непосредственно к Арктической континентальной окраине. Данная территория по режиму тектонического развития на новейшем этапе относится к регионам со сравнительно слабо дифференцированными поднятиями, величины которых колеблются от 150 до 500 м [251ф].

Важной особенностью неотектонической структуры Таймыра является достаточно большая плотность линейных тектонических нарушений. В новейшее время происходили как активизация древних разломов, так и возникновение новых. Границы крупных неотектонических элементов региона часто совпадают либо с древними активизированными разломами, либо с новейшими тектоническими нарушениями, выделенными по геоморфологическим признакам. Это указывает на то, что новейшие движения носили здесь преимущественно блоковый характер.

За систему отсчета принимается позднеолигоцен-раннемиоценовая поверхность выравнивания, которая хорошо сохранилась в зонах перехода от областей денудации к областям аккумуляции и достаточно отчетливо фиксирована корой выветривания.

При определении амплитуд новейших движений на суше принят ряд поправок, в частности на осадконакопление, денудацию, а в горах Бырранга (районе последнего сетчатого оледенения), частично, и на гляциоизостазию.

*Поправка на мощность осадков.* Фрагменты исходной поверхности выравнивания погребены под неравномерным чехлом терригенных песчано-глинистых неоген-четвертичных образований. Определение амплитуд новейших деформаций в областях аккумуляции велось с использованием структурной карты по отражающему горизонту Д (по материалам сейсмоакустического профилирования), совпадающему с подошвой неоген-четвертичных отложений, или по изучению керна [143].

*Поправка на денудацию.* С помощью сейсмограмм можно оценить величину денудационного среза за новейший тектонический этап. При отсутствии сейсмоакустических данных в качестве исходных учитываются отметки вышеупомянутой коры выветривания, которая и принята за исходную при выявлении последующих тектонических движений собственно новейшего этапа. Отклонения высот современного рельефа от исходной поверхности выравнивания представляют собой амплитуды новейших тектонических движений за время, прошедшее после этапа регионального выравнивания [251ф].

*Поправка на гляциоизостазию* учитывалась в связи с компенсационными поднятиями горных областей Таймыра в послеледниковую эпоху и определялась по высоте голоценовых террас, причем для морских террас – с учетом изменения уровня Мирового океана за послеледниковое время.

Новейший тектонический этап, начавшийся на Таймыре в олигоцене, привел к формированию на территории листа S-47 следующего современного структурного ансамбля:

– достаточно высоко поднятые в новейшее время (амплитуды от 350 до 500 м) выступы складчатой структуры гор Бырранга к северу от оз. Таймыр;

– занимающие основную часть территории низкогорные и предгорные пространства, а также межгорные котловины с амплитудами от 200 до 300 м;  
– равнинные участки арктического побережья Карского моря и пространств Северо-Сибирской низменности с амплитудами от 100 до 150 м.

Следует отметить, что на центральном участке Северо-Сибирской низменности (район оз. Лабаз) формируется выступ, характеризующийся повышенной активностью новейших движений с амплитудой до 250 м.

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции рассматриваемой территории выделяются пять циклов, отвечающих формированию пяти структурных этажей: позднеархейско-раннепротерозойский(?); рифейско-вендский активно-окраинно-океанско-коллизийный, вендско-среднекаменноугольный эпиплатформенный; среднекаменноугольно-триасовый дейтерогенный повторноколлизийный; юрско-кайнозойский плитный (незавершенный). Циклы делятся на этапы, которым свойственны крупные события, формирующие региональные элементы земной коры (структурные ярусы с определенными структурно-вещественными комплексами), но подчиненные общей направленности развития в рамках соответствующего цикла.

### Позднеархейско-раннепротерозойский цикл

Данный цикл для Сибирского кратона отвечает формированию первичных тектонических комплексов «гранитно-метаморфического» слоя земной коры и их консолидации в качестве фундамента древней платформы на рубеже 1900–1650 млн лет. На юго-востоке территории листа S-47 по геофизическим данным предполагается распространение мрамор-гранитогнейсовых комплексов Хапчанского геологического района Анабарского щита до Центрально-Таймырского шва. К северо-западу от него, видимо, развиты преимущественно нижнепротерозойские комплексы, близкие к протовулканогенным Байкало-Таймырской, Енисейской и Тунгусской систем, с блоками мрамор-амфибол-сланцевого состава нижнепротерозойского(?) возраста, которые, предположительно, обнажаются западнее территории рассматриваемого листа в пределах Шренковского выступа. По материалам из смежных регионов можно сделать вывод, что в итоге длительного процесса развития и становления первичной континентальной коры (от протоплатформенного), сформировавшийся Северо-Азиатский континент приобрел сложную глыбово-складчатую структуру, обусловленную многократным дроблением и консолидацией [155, 27]. К завершению раннепротерозойского этапа большая часть территории листа входила в состав Северо-Азиатского кратона, граница которого проходила по зоне Главного Таймырского разлома [165]. Разнопорядковые структурные швы, разделявшие гетерогенные блоки, оказались унаследованными при последующих тектонических преобразованиях региона.

## Рифейско-вендский цикл

Данный цикл охватывает разнообразные тектонические процессы, происходившие на окраине Сибирского континента, которые можно в общих чертах разделить на аккреционные и коллизионные. Цикл делится на четыре крупных этапа: ранне-среднерифейский пассивноокраинный, средне-позднерифейский активной окраины с вулканоплутоническими образованиями Андского типа, позднерифейский островодужный аккреционный с задуговым бассейном и вендско-раннекембрийский(?) коллизионный.

**Ранне-среднерифейский этап** (1650–1365 млн лет). На описываемой территории на дневную поверхность выходят породы сланцевой терригенно-карбонатной толщи, сформированные в ходе этого этапа, а также вулканогенно-карбонатно-терригенные образования октябрьско-ждановско-дорожинской серии, закартированные на соседнем с востока листе S-48. Согласно полученным данным [287ф], на ранне-среднерифейском этапе структурно-вещественный комплекс представлен полным рядом стратифицированных и магматических формаций, отражающих условия формирования территории в режиме пассивной окраины континента с зонами рассеянного рифтогенеза. Базальные трансгрессивные горизонты СВК характеризуются достаточно мощными (более 300 м) терригенными отложениями (нижняя подтолща сланцевой толщи) с существенно кварцевым обломочным составом (среди пород преобладают кварциты, кристаллические сланцы по песчаникам). Максимум трансгрессии в верхнесланцевское или ждановское время (инундационная стадия) фиксируется мощными пачками мраморов и доломитов. Регрессивная стадия характеризуется появлением углеродистых песчаных известняков, углеродистых сланцев. Общая мощность отложений верхнесланцевского времени достигает 500 м. Эммерсивная стадия, отсутствующая на листе S-47 (на смежном листе S-48), в вещественном выражении представлена вулканитами толеитовых базальтов нормальной щелочности с преобладанием в низах разреза пирокласто-осадочных пород и осадочно-пирокластических – в верхах. В ассоциации с вулканитами отмечаются sill и пологосекущие интрузивы метагаббродолеритов северобыррангского комплекса. Геохимическая характеристика метабазитов свидетельствует об однородности комплекса горных пород свит и интрузий и, возможно, рифтогенном, но в любом случае – внутриплитном характере магматизма, свидетельством проявления траппового вулканизма. В целом СВК интенсивно смят вместе с вулканитами и метагаббродолеритами, отражая, видимо, первые стадии аккреции каких-то чужеродных масс к континенту. Широко проявлены наложенные процессы пропицитизации, серицитизации, лиственизации, сульфидизации.

**Средне-позднерифейский этап** (1365–860 млн лет) (также известный в основном по данным с территории листа S-48) характеризуется формированием вулканогенно-карбонатно-терригенной углеродистой серии с проявлением мощного умереннощелочного феррогаббро-сиенитового интрузивного магматизма и риолит-гранитовой вулканоплутонической ассоциации андского типа (ледяной комплекс гранитовый). Уже на начальной стадии (нижнереченское время) при формировании терригенной углеродистой толщи осадков

отмечаются тефроидные фации с редкими лавами основных пород, свидетельствующие о превращении пассивной окраины континента в активную и начале формирования островодужной системы на краю континента. Характер магматизма во многом тождественен средне-позднетриасовому посттрапповому магматизму, свидетельствующему о заложении энсиалических вулканических дуг на континентальной коре и вулcano-плутонических поясов андского типа. Складчатые процессы этого этапа связаны, возможно, с дальсландской аккрецией энсиматического палеоостроводужного комплекса с возрастом  $969 \pm 17$  млн лет [31].

**На позднерифейском этапе** (860–620 млн лет) на рассматриваемой территории перед активной окраиной Сибирского континента располагалась энсиматическая островная дуга (модинская толща толеит-базальт-плагиогоритовая, верхнемалиновский дунит-пироксенит-габбровый, малиновский диорит-плагиогранитовый комплексы), сменяющаяся во времени энсиалической (борзовская толща андезитовая), которые были аккретированы к краю континента в ходе раннебайкальской эпохи орогенеза, образовав малиновскую сутуру (верхнемалиновский комплекс офиолитовый) и андезитовый вулcano-плутонический пояс, сопровождавшийся внедрением гранитов I типа (чукчинский комплекс).

В перикратонных условиях древней конвергентной границы литосферных плит, в зоне офиолитовой сутуры, в ходе постколлизиионной стадии (ее коллапса) образовались вулканогенно-осадочные пояса межгорных впадин (карбонатно-терригенная углеродистая продольнинская и контрастная базальт-риолитовая лаптевская свиты). Примерно в это же время, в пределах края Сибирского континента образовался становско-колосовский задуговой бассейн. В нем отлагались морские отложения терригенно-глинисто-карбонатного (карбостромового) пестроцветного становско-колосовского формационного ряда мощностью до 2500 м, который залегает на различных эрозионных срезах ниже-верхнерифейского и нижнепротерозойского структурных ярусов. Седиментация осуществлялась в условиях единого внутриконтинентального морского бассейна с умеренными глубинами и фациальной зональностью, определяемой удаленностью от источников сноса и светлинского рифтогенного трахибазальтового вулканизма. Последний на рассматриваемой площади представлен поверхностными, жерловыми (светлинское время) и гипабиссальными (устышренковский, буйнинский комплексы) фациями. В предпоздневендское время (позднебайкальское) обширные пространства Северо-Азиатской платформы испытали воздымание, которое в Шренк-Фаддеевской области Таймыра сопровождалось складчатостью и мощной пенепленизацией, зафиксированными предпоздневендским структурным и угловым несогласием.

В венде со стороны Карского континента развивалась пассивная окраина, представленная флишоидными отложениями ленивенской серии.

**На вендско-раннекембрийском(?) этапе**, в ходе тиманской эпохи орогенеза, произошла коллизия пассивной окраины Карского континента с энсиалической дугой. В связи с этим, со стороны Карского континента начал формироваться тыловой предколлизиионный прогиб, заполнявшийся флишоидными вулканомиктовыми отложениями мининской толщи.

## Поздневендско-среднекаменноугольный цикл

Данный цикл на рассматриваемой территории характеризуется формированием крупных платформенных структур в условиях режима пассивной континентальной окраины. В целом циклу отвечает седиментационный мега-ритм с подчиненными ему четырьмя крупными ритмами, которые начинаются трансгрессиями моря и завершаются его регрессиями [45]. Эти ритмы сформированы в четыре этапа: поздневендско-раннеордовикский, раннеордовикско-раннесилурийский, позднесилурийско-девонский и ранне-среднекаменноугольный, в течение которых сформированы стратифицированные серии обстановок внутриконтинентальных бассейнов. Строение лито-стратиграфических серий характеризует четыре типа фациальных зон в целом для цикла: Пясинско-Фаддеевскую, Ленивенско-Клюевскую, Тарейско-Быррангскую и Фалабигайскую.

**Поздневендско-раннеордовикский этап** знаменует собой начало платформенного режима развития территории, когда в условиях эпиконтинентального моря происходит накопление карбонатных и карбонатно-сланцевых отложений. В течение этого этапа территория развивалась в условиях относительно слабых нисходящих тектонических движений с периодами их активизации и дифференциации по амплитудам на отдельных участках. Отчетливая структурно-фациальная зональность прослеживается, начиная с позднего кембрия. Различные условия осадконакопления обусловили существование двух структурно-фациальных зон (СФЗ) – Северной и Южной. К северу формировались более глубоководные осадки – черные граптолитовые сланцы, а к югу, в поднятой части, происходило накопление карбонатных и алевритоглинистых осадков. Начальная стадия этапа на всей площади характеризуется трансгрессией с привнесом существенно кварцевого обломочного материала (после мощных процессов корообразования, пенепленизации) и стабильным погружением всей территории. В пределах всей рассматриваемой территории на рифейско-ранневендских СВК со структурным несогласием залегают базальные слои палеозоя (нижнеостанцовская свита). В раннем–среднем кембрии, в связи с расширением морского бассейна, грубообломочные терригенные осадки постепенно сменяются доломитами и известняками (гравийнореченская и устремленновская толщи) инундационной стадии. Позднекембрийское–раннеордовикское (тремадокское) время характеризуется регрессивными условиями: в северной СФЗ – в условиях открытого морского шельфа с формированием углеродистых глубоководных осадков (степановская свита), в южной СФЗ – в прибрежно-морских условиях накапливались волнисто- и диагонально-косослоистые известняки со знаками ряби на плоскостях напластования (грустнинская толща).

**Раннеордовикско-раннесилурийский этап** начинается с флосского века, когда происходит главная стадия дифференциации и разделения заложенного ранее хатакратонного бассейна на три структурно-фациальные зоны, различные по характеру осадконакопления и амплитуде прогибания. В пределах северной СФЗ реконструируется наиболее глубокая часть раннеордовикско-позднесилурийского асимметричного Северо-Быррангского морского бассейна, представленная аргиллитово-алевролитовой формацией (астрономиче-

ская, гольцовская толщи на рассматриваемых листах). В некомпенсированном прогибе сероводородное заражение придонных вод препятствовало жизнедеятельности бентосных организмов и сохраняло хитиновые скелеты граптолитов, которые составляют основу местных тафоценозов. Южнее на данном этапе происходит отчетливое выделение Переходной СФЗ со смешанным, терригенно-карбонатным, характером осадконакопления. В южной (карбонатной) СФЗ формирование ордовикско-нижнесилурийских отложений происходило в мелководной области морского бассейна.

В течение ордовикского периода накапливались морские осадки с разнообразной бентосной фауной при подчиненном количестве планктонных групп. Сохранившиеся в тафоценозах толстостенные грубо скульптурированные раковины указывают на шельфовую прижизненную обстановку их развития. Частое чередование в ордовикской толще карбонатных и глинисто-карбонатных пород и наличие пестроцветных отложений в составе толлевской, энгельгардтовской и толмачевской свит свидетельствует о близости аридной области питания. В катийском (верхняя часть) и хирнантском веках формировались преимущественно регрессивные фации известняков и глинистых известняков (поворотнинская свита).

Раннесилурийская эпоха в южной (карбонатной) СФЗ характеризуется отчетливой сменой известняковых отложений доломитовыми и формированием рифовых отмелей, сложенных крупными кораллово-строматопоровыми и строматопоровыми биостромами (андреевская свита). В пределах рифовых отмелей отлагались глинисто-карбонатные илы с многочисленными кораллами и банковыми скоплениями брахиопод. В Переходной СФЗ в этот период накапливались терригенно-карбонатные осадки со смешанным тафоценозом из граптолитовой и бентосной фауны (весеннинская и двойнинская толщи, барковская и нижняя часть миддендорфской свиты). К концу раннего силура, в связи с общим выравниванием территории и смещением береговой линии, фациальная зональность хотя и сохранилась, но получила менее четкое выражение.

**Позднесилурийско-девонский этап.** В позднем силуре в Переходной зоне в обстановке мелкого моря накапливались пелитоморфные доломиты с прослоями терригенных пород (верхняя часть миддендорфской и нижняя часть пряминской свит), а в Карбонатной зоне в условиях приливно-отливной равнины формировались преимущественно водорослевые доломиты (бунгенская свита). Начиная с раннего девона, Переходная и Карбонатная СФЗ развиваются почти синхронно. Здесь, в условиях морского неглубокого бассейна, накапливалась мощная толща доломитов с подчиненным количеством известняков (приморская, тарейская и песчанинская свиты), в позднедевонское время сменявшаяся прибрежно-морскими волнистослоистыми известняками и вторичными доломитами (фаддеевская и валентиновская свиты). В фаменском веке в связи с регрессией моря значительная часть территории становится сушей. Судя по отсутствию в разрезе отложений фамена, наибольшая амплитуда поднятия территории приходится именно на описываемый район. Здесь в условиях засушливого жаркого климата происходило латеритное выветривание и формирование маломощных кор выветривания в кровле верхнедевонских осадков. Следы складчатости на данной территории, знаменую-

щие завершение поздневендско-среднепалеозойского цикла, по-видимому, затушеваны более поздними (и более мощными) процессами герцинского и раннекиммерийского тектогенеза.

К концу этапа в границах листа сформировались Фалабигай-Нордвикский рифтогенно-авлакогенный прогиб. В нем в обстановке осадочных бассейнов шельфа формировался сульфатно-терригенно-карбонатный ряд формаций (дептумалинская, светланинская, юртаррагинская и таксагербейская свиты).

**Ранне-среднекаменноугольный этап** в Диксоновско-Северобыррангской ознаменовался обширной трансгрессией в турне. Нижне-среднекаменноугольные отложения (вольнинская свита) формировались в прибрежно-морских условиях нормально солоноводного бассейна, о чем свидетельствует обилие криноидных известняков с богатым бентосом. Наличие органогенно-обломочных известняков с примесью полевошпатово-кварцевого материала и широкое распространение фораминифер характеризует активную гидродинамическую обстановку морского бассейна. Присутствие в подошве вольнинской свиты мощной (до 70–100 м) пачки конгломератов, состоящих из окатанных обломков подстилающих карбонатных силурийских–девонских пород, указывает на значительную расчлененность рельефа этого времени.

В Озеротаймырско-Южнобыррангской зоне в условиях трансгрессии, произошедшей в турне, в условиях относительно глубоководного бассейна и застойной среды отлагались преимущественно кремнистые отложения (спонголиты), сменившиеся в раннем визе мелководными криноидными карбонатными песчаниками и биокластическими известняками с обильной бентосной фауной – брахиоподами, кораллами, образующими биогермы и биостромы. Породы соответствующего возраста (дикарабигайская, кыйдинская и верхнетаймырская свиты), описаны западнее исследуемой площади [291ф], на территории листа они не вскрыты. Осадки хронологического интервала от низов позднего визе до низов башкирского века представлены фалабигайской (бывшей макаровской) свитой. Она накапливалась в глубоководной застойной зоне открытого шельфа [279ф].

### **Среднекаменноугольно-триасовый цикл**

В течение среднекаменноугольно-триасового цикла сформировался основной каркас тектонической структуры рассматриваемой территории, связанный с тектоно-магматической перестройкой северной окраины Северо-Азиатской континентальной плиты, формированием раннекиммерийских Карского сводово-плутонического поднятия и Быррангской складчатой мегазоны. Процессы активизации были обусловлены сводово-плутоническими процессами в пределах Карского геоблока и перикратонно-рифтогенными на севере Северо-Азиатского (Сибирского) континента. Выделяются три этапа этих процессов: среднекаменноугольно-позднепермский – формирование терригенных формаций внутриконтинентального мелководья с фациальной зональностью с запада на восток и образование Северобыррангско-Карского орогена в результате дальнейшего движения Карской плиты в сторону Сибирского кратона с севера на юг, при сохранении на последнем режима пассивной континентальной окраины; позднепермский–раннетриасовый – разви-

тие процессов внутриплитного траппового рассеянного рифтогенеза, сопровождаемых интенсивным базитовым магматизмом, сменяющимся магматизмом горячих пятен с фациальной зональностью с запада на восток – смене континентальных условий вулканизма и осадкообразования на морские (последние являются продолжением Верхоянского прогиба); средне-позднетриасовый этап – финальное формирование Таймырской СНС в результате новой вспышки активизационных движений – обдукции Карского геоблока в сторону Сибирской платформы, сопровождающихся надвигообразованием и становлением комплексов малых интрузий.

**Среднекаменноугольно-позднепермский этап** ознаменовался сменой тектонического режима и фациальных условий осадконакопления, последние имеют черты отличия в Диксоновско-Северобыррангской и Озеротаймырско-Южнобыррангской зонах.

В первой из них регрессия в башкирском веке привела к резкой смене фациальных условий осадконакопления – с карбонатного на терригенное. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах (коротковская толща) доминируют остатки листовой флоры, а присутствие карбонатных разностей пород в виде линз и тонких прослоев, содержащих остатки брахиопод и криноидей, свидетельствуют об эпизодах подтопления территории. Наличие в песчаниках обломков эффузивных пород, различных по гранулометрическому и петрографическому составу, говорит о близости области сноса: разрушению, по видимому, подвергались породы докембрийского фундамента (Карского сводового поднятия), выведенного на поверхность в северо-западной части листа. Формирование терригенных пород коротковской толщи в Тарейской зоне протекало на протяжении от среднего карбона до части(?) байкурского времени (казанского века). На рубеже соколинского и байкурского времени в связи с активизацией тектонических движений территория была осушена, и более молодые отложения в этой зоне неизвестны.

В Озеротаймырско-Южнобыррангской зоне на рубеже серпуховского и башкирского веков мелководные карбонатные осадки (фалабигайская свита) сменились более глубоководными терригенными. В пределах Главной гряды Бырранга, начиная с башкирского века и по позднепермскую эпоху, в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях продолжалось накопление мощной (более 5 км) толщи терригенных, в том числе и угленосных осадков (турузовская, быррангская, соколинская, байкурская и черноморская свиты).

В турузовское время (башкирский век без его низов–ассельский век) рассматриваемая территория представляла собой шельфовую зону эпиконтинентального моря нормальной солености. Регрессия, начавшаяся еще в макаровское время, приводит к обмелению бассейна, на площади доминируют обстановки подвижного мелководья открытого шельфа. В разрезе возрастает доля крупнозернистых алевролитов, появляются мощные пачки песчаников. К началу быррангского времени рассматриваемая территория являлась прибрежной частью морского шельфа. По мере обмеления бассейна (ассельский, сакмарский и артинский века) происходит образование отчлененных морских заливов с эпизодически заболачивающимися побережьями. Характер отложений (линзовидно-полосчатое переслаивание пород, многочисленные следы

илоедов, углефицированный растительный детрит) свидетельствует о хорошей аэрации придонных вод, обусловленной небольшими глубинами и высокой активностью волновых и приливно-отливных процессов. При регрессивных максимумах происходило заболачивание побережий заливов и образование невыдержанных и тонких угольных прослоев [291ф, 55].

В соколинское время (кунгурский и уфимский века) наступает максимум регрессии бассейна осадконакопления. Рост поднятий в пределах питающей провинции приводит к увеличению контрастности рельефа и широкому развитию на континенте речной сети. Рассматриваемая площадь становится частью обширной территории развития лагун. Здесь доминируют внешние (прибаровые) обстановки подвижного лагунного мелководья. В разрезе широко представлено неотчетливое полого- и мелковолнистое переслаивание алевролитов. Отсутствие морской фауны и единичные остатки мелких солонатоводных двустворок указывают на значительное опреснение. При наступлении регрессивных максимумов лагуны мелеют, и возникают заболоченные участки с маломощными торфяными залежами. Активизация тектонических движений, проявившаяся в раннесоколинское время, рассматривалась Ю. Е. Погребницким как фаза орогении, с ней он связывает деформацию первичных структур фундамента и появление формации гранитоидов в Карской антеклизе [155]. Отражением этих событий являются, по-видимому, пачки крупнозернистых гравелитистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов в низах соколинской свиты.

В байкурское время (казанский–северодвинский века) с востока продвигалась трансгрессия, которая обусловила трансгрессивный характер отложений, постепенную смену прибрежно-морских условий осадкообразования на морские. В раннебайкурское время обстановки подвижного мелководья открытого шельфа (обилие брахиопод, криноидей и морских двустворок) быстро сменяются относительно глубоководными застойными фациями (горизонтальнослоистые глинистые алевролиты, стяжения сульфидов). Они отвечают максимуму трансгрессии, широко проявившейся по всему северо-востоку России в конце ранней–начале средней перми. С середины байкурского времени морской бассейн вновь регрессирует. К концу байкурского времени обстановки открытого шельфа сменяются фациями подвижного мелководья заливов.

На протяжении черноморского времени (вятский век) палеогеографическая ситуация района отличается крайней изменчивостью. В раннечерноморское время (нижняя подсвита черноморской свиты) максимумы трансгрессий приводят к многократному восстановлению обстановок опресненного морского бассейна, который последовательно сменяется обстановками заливов, лагун и болот. При этом значительная подвижность береговой линии препятствовала накоплению мощных залежей торфяников. Во время формирования верхней подсвиты регрессия бассейна осадконакопления приводит к развитию солонатоводных лагун с интенсивно заболачивающимися побережьями и образованию угольных пластов рабочей мощности [279ф].

На этом же этапе начало формироваться Карское сводово-плутоническое поднятие. Его территория в средне-позднем карбоне испытала раннеповторно коллизионные процессы – формирование гранитов и мигматитов ленивенско-

толлевского комплекса S-типа, сопровождающихся зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Затем в перми произошли позднеповторно коллизионные события, проявившиеся в становлении массивов и батолитов магматического замещения диорит-гранодиоритовой формации (коломейцевский комплекс) и внедрении штокообразных интрузий субщелочногранитовой формации (оленьинский комплекс).

**Позднепермский–раннетриасовый этап** знаменует собой начало крупной тектонической перестройки территории: поднятие и дробление краевой части Сибирской платформы, выразившееся в геодинамическом режиме внутриплитных трапповых областей рассеянного континентального рифтогенеза. Ряд формаций данного этапа представлен туфобазальтовой, трахидолеритовой, габбродолеритовой и пикро-габбродолеритовой формациями. Мощности и площади развития эффузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток, в пермских отложениях преобладают силлы и дайки габбродолеритов.

К концу раннего триаса происходит затухание вулcano-магматической деятельности, с запада на восток наблюдается переход от вулканических разрезов (западная и центральная части площади) к терригенным с незначительной примесью туфогенного материала (восточная часть).

**Средне-позднетриасовый этап** характеризуется сжатием, вызванным движением Карского континентального блока к югу, и соответственно инверсией позднепалеозойско–раннемезозойского прогиба, формированием складчатых и дизъюнктивных структур и обдукции карбонатного нижне-среднепалеозойского чехла Северо-Быррангской области на терригенные и вулканогенные отложения верхнего палеозоя–триаса Южно-Быррангской. Средне-позднетриасовый вулканомиктово-терригенная формация (мамонова свита) характерен для геодинамического режима осадочных бассейнов континентального склона.

К концу триаса завершается формирование Таймырской складчато-надвиговой системы в качестве сводово-плутонического поднятия. С завершением инверсии и орогенезом связывается широкое развитие малых интрузий бостонитовой, калиевой лампрофировой формаций (беспамятнинский, северотаймырский комплекс) и формации карбонатных инъекционных тектонитов (озеротаймырский комплекс), характерных для геодинамических режимов рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий. Орогенно-филократонный режим этого времени подтверждается образованием поздне-триасовых–раннеюрских кор выветривания и аллювиальных грубообломочных пород кунарской свиты.

### **Юрско-кайнозойский цикл**

Юрско-кайнозойский цикл определил современную структуру территории и ее главные элементы: глубинные – Сибирская платформа, Таймыро-Североземельская складчатая область, Центральнo-Таймырский шов; поверхностные – Горный Таймыр, Енисей-Хатангский региональный прогиб. В пределах Горного Таймыра происходит затухание активности тектонических процессов, в неглубоких впадинах формируются маломощные (до 250 м)

формации внутриконтинентального шельфа. Наиболее высокой тектонической активностью характеризовалась территория сочленения Сибирской платформы с Таймырской СНС, трассируемая Центрально-Таймырским дивергентно-конвергентным швом. В соответствии с трансгрессивно-регрессивными литостратиграфическими рядами выделяются четыре этапа: раннеюрско-раннемеловой, раннемеловой, ранне-позднемеловой и палеоген-четвертичный.

К началу **раннеюрско-раннемелового этапа** вся территория листа была выведена на поверхность и характеризовалась мощными континентальными процессами корообразования и пенепленизации. Основным событием этапа является формирование на южном крыле Южно-Быррангской раннекемберийской складчатой зоны предгорного передового прогиба, слагаемого терригенным песчаниково-аргиллитовым рядом формаций мощностью до 1850 м. Терригенные осадки поступали в юре и берриасе с поднятий на Таймыре и Анабарской антеклизе. Начиная с поздней юры, осадконакопление шло преимущественно в морских условиях, а сам прогиб являлся широким мелким проливом между Западно-Сибирским и Верхоянским бассейнами. Складчатые сооружения Горного Таймыра были эродированы в период поздней юры–раннего мела, и континентальные угленосные и морские юрско-меловые отложения перекрывали, вероятно, прерывистым чехлом всю складчатую зону, заходя глубокими языками с востока на запад от Верхоянского субмеридионального бассейна.

В связи с формированием юрского прогиба северный склон Анабарской антеклизы, начиная с раннеюрского времени, испытал погружение. Начавшаяся трансгрессия моря нормальной солености проявилась в формировании терригенного конгломерато-песчано-глинистого фосфоритоносного ряда формаций мощностью до 380 м. В конце берриасского века произошло поднятие территории, и с тех пор до настоящего времени эта площадь является областью сноса и аккумуляции континентальных осадков.

Юрско-раннемеловой прогиб представлял собой асимметричную синклинальную структуру с крутым крылом на северо-западе в предгорной Быррангской части и пологим на юго-востоке в Анабарской.

К концу этапа относится общая инверсия прогиба, сопровождающаяся восточнее рассматриваемой территории пологой складчатостью и формированием Восточнотаймырско-Оленекской складчатой системы. Последние связаны, с точки зрения плейт-тектонических построений [103], с аккрецией тектоно-стратиграфических террейнов вокруг восточной континентальной окраины Сибирского кратона. По аналогии с Верхоянско-Колымской СНС, этот процесс датируется верхами раннего мела (апт-альбом).

С верхоянскими движениями связаны начальные стадии формирования Центрально-Таймырского шва, выраженные в инверсии вдоль него и размыве средне-позднеюрско-берриасовых отложений и зарождении цепи мегавалов (Рассохинского, Балахнинского, Владимирского).

**Раннемеловой этап** характеризуется стабилизацией тектонических условий на всей территории листа – короткой по времени трансгрессией в берриасский, валанжинский века и формировании терригенного буроугольного ряда формаций внутриконтинентального мелководья мощностью 600 м, иногда

до 1000 м. Максимальные мощности отмечаются в осях впадин, образовавшихся после роста мегавалов (Турку-Логатинской и Жданихинской).

**Ранне-позднемиловый этап**, начиная с альбского века, характеризуется усилением дифференциации движений, формируются Жданихинский и Турку-Логатинский прогибы, источником сноса стали горы Южно-Быррангской и Цветковско-Нордвикской областей, поднятия на Сибирской платформе. В аллювиальных альб-сеноманских отложениях бегичевской свиты фиксируются направления водных потоков с востока на запад с Верхоянских гор Цветковско-Нордвикского района [187]. В прогибах формируются терригенные алевроито-песчаные ряды формаций осадочных прогибов надрифтовых зон мощностью более 370 м на рассматриваемом листе.

В течение **палеоген-четвертичного этапа** геологическое развитие Таймыра в целом и территории листа S-47 в частности в значительной мере было связано с раскрытием Северного Ледовитого океана. Несмотря на то, что практически вся площадь листа занята сушей, в ее пределах отчетливо проявились две стадии этого процесса (палеогеновая и неоген-четвертичная), присущие истории развития переходных зон типа «материк–океан» на этом этапе [251ф].

*Палеогеновая стадия* характеризовалась общим поднятием Сибирской платформы и Таймыра, включая и территории юрско-меловых прогибов (Енисей-Хатангский). В целом территория листа S-47 представляла собой область сноса, осадки с которой поступали в Карский седиментационный бассейн. К концу стадии территория гор Бырранга имела вид невысокого (около 200 м) выровненного плато, обрамленного денудационной равниной высотой 100–150 м с неглубокими озерно-аллювиальными котловинами, выполненными осадками мелового возраста.

*Неоген-четвертичная стадия* ознаменовалась обрушением палеогенового поднятия по границам депрессий, заложенных в предшествующий этап. Процессом обрушения по пограничным разломам были возрождены горные массивы и нагорья, возникшие в конце триаса и начале раннего мела. В рельефе современных горных сооружений Таймыра наблюдаются хорошо сохранившиеся фрагменты поверхности выравнивания палеогенового возраста. Неравномерность блокового обрушения проявляется сегодня в разновысотном положении этой поверхности. Так, в пределах Главной гряды гор Бырранга площадки поверхности расположены на максимальных (вершинных) абсолютных отметках в инт. 500–700 м, а на Северо-Таймырском нагорье – 250–380 м. В соответствии с принятой стратиграфической схемой, блоковое обрушение началось в конце миоцена. Однако не исключено, что погружение палеогеновой поверхности выравнивания ниже базиса эрозии в Енисей-Хатангском прогибе было достигнуто уже в миоцене.

В плиоцен-неоплейстоценовое время на территории листа происходили периодические трансгрессии бореального моря, перемежающиеся с периодами похолоданий и активизации ледниковой деятельности. С плиоцена и вплоть до среднего неоплейстоцена в пределах депрессий Северо-Таймырской и Северной предгорной зонах шло непрерывное накопление морских и ледниково-морских осадков. В этот период здесь сформировалась мощная (до

100 м) толща отложений пестрого литологического состава – от слоистых глин до микститов и галечников.

В казанцевское и в начале муруктинского времени все низменные участки на территории листа была покрыты относительно теплым бореальным морем с несколько пониженной соленостью, что привело к формированию достаточно мощной (до 70 м) толщи глинисто-песчано-галечных осадков, а вблизи гор формировались обширные, далеко вдающиеся в море, дельты рек.

Здесь следует остановиться на одном противоречии, связанном с временным интервалом морского осадконакопления в верхнем звене неоплейстоцена. Так, по материалам геологической съемки листов масштаба 1 : 200 000, проведенной различными исследователями в конце 1990-х годов, на соответствующих картах морские отложения собственно казанцевской трансгрессии (mIIIkz) разграничены с морскими образованиями казанцевско-муруктинского возраста (mIIIkz-mr). В подтверждение этого разграничения приводятся многочисленные фаунистические и аналитические датировки вкупе с геоморфологическими построениями (разновысотные террасовые уровни). Однако в целом муруктинское время характеризуется резким похолоданием и максимальным развитием покровного оледенения на всем Таймыре в неоплейстоцене, включая прилегающие пространства Северо-Сибирской низменности, где сформировались четко выраженные конечно-моренные (лопастные) гряды этого возраста. Существование морского бассейна в пределах унаследованных депрессий Северного Таймыра (например, Шренк-Траутфеттерская) на протяжении всего муруктинского времени, в эпоху максимального покровного оледенения, автору представляется маловероятным. Компромиссным решением этого вопроса предлагается отнесение процесса формирования этих морских осадков к пограничному периоду – казанцевско-нижнемуруктинскому (mIIIkz-mr?). Особенность выделения данного генетического типа отложений связана с достаточно длительным климатическим переходом от очень теплого казанцевского времени к холодному муруктинскому и возможным развитием на начальном этапе оледенения так называемых ледников с «теплым» основанием, спускавшихся с гор, которые характеризовались повышенной экзарационной активностью и соответствующей переработкой и переотложением подстилающих образований.

Распад (дегляциация) муруктинского ледника происходил в несколько стадий, каждая из которых сопровождалась интенсивным осадконакоплением водно-ледниковых образований, что привело к формированию мощных, преимущественно галечных толщ, особенно в пределах Северо-Сибирской низменности.

После отступления муруктинских ледников и до настоящего времени идет общее воздымание всей территории, за исключением Енисей-Хатангского прогиба и Нижнетаймырской впадины, на фоне локальных неотектонических и гляциоизостатических флуктуаций, особенно в пределах низменностей и депрессий.

Последующая морская трансгрессия каргинского времени имела незначительное развитие и заходила на территорию листа в виде заливов. В каргинское и раннесартанское время оз. Таймыр, уровень которого был на 30–40 м выше современного, своим крупным заливом распространялось до оз. Эн-

гельгардта. В озерной котловине шло формирование мощной торфянисто-алевритистой толщи. Палеодолина нижнего течения р. Верх. Таймыра в этот период представляла собой озерно-аллювиальную низменность, в которой шло накопление песчано-алевритового материала как русловых, так и озерных фаций. Впадина дельты р. Верх. Таймыра, так же как и оз. Энгельгардт, являлась частью оз. Таймыр. На остальной территории шло заложение очертаний современной речной сети, разрушение и смыв маломощного чехла ранее накопленных морских и водно-ледниковых образований.

В сарганское время наступило последнее значительное похолодание неоплейстоцена и началось формирование нового ледникового покрова. Однако его площадь имела локальное развитие и только в пределах горных сооружений, что характерно для горно-долинного (сетчатого) оледенения. Ледниковые массы спускались с гор Быррангов по выводным долинам в прилегающие предгорные котловины и депрессии, где оставили конечные и боковые морены. На днищах котловин формировались поля водно-ледниковых образований. В период распада сарганского ледника, за счет скопления талых вод в подпруженном бассейне долины рек Янтарная–Угольная, образовалось крупное озеро, которое просуществовало до середины голоцена.

Во второй половине сарганского времени (17–16 тыс. лет) произошел прорыв перемычки севернее оз. Энгельгардт и катастрофический спуск бассейна оз. Таймыр, что повлекло за собой активную эрозионную деятельность в нижнем течении р. Ниж. Таймыра и понижение базиса эрозии р. Верх. Таймыра, в результате чего сформировалась вторая надпойменная терраса в их долинах. С этого же времени и на протяжении всего голоцена по всей площади продолжают активные денудационные и эрозионные процессы. Завершается закладка современной речной сети, а в долинах крупных рек идет формирование низких аллювиальных и аллювиально-озерных террас, высокой и низкой поймы на фоне интенсивной боковой эрозии.

В настоящее время в условиях сурового арктического климата в горных и предгорных районах преобладают денудационные процессы, связанные с нивацией, морозным выветриванием и солифлюкцией на пологих склонах. В короткие летние периоды на рыхлом чехле равнин активизируются термокарстовые процессы.

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф территории листа S-47 развивается в пределах двух региональных морфоструктур, имеющих статус «структурно-геоморфологическая область». Северная и центральная части территории листа заняты Северо-Таймырским нагорьем и горами Бырранга (Центрально-Быррангское низкогорье). Южная часть относится к Северо-Сибирской (Таймырской) низменности. Современное строение поверхности территории унаследовало прямую зависимость от геологических структур. Северо-Таймырское нагорье и горные сооружения Бырранга сформировались на сложнодислоцированных прочных докайнозойских породах с преобладанием структурно-денудационного и денудационного рельефов, а также с фрагментами преимущественно абразионно-аккумулятивного рельефа в унаследованных депрессиях. Северо-Сибирская низменность пространственно принадлежит к мезозойскому Енисей-Хатангскому прогибу, который в последующем был выполнен более молодыми слаблитифицированными породами и в современном рельефе представляет собой ступенчатую эрозионно-аккумулятивную равнину.

На территории листа предлагается выделить пять геоморфологических зон, различающихся строением, морфоскульптурой и разнонаправленной амплитудой неотектонических движений (с севера на юг): «Северо-Таймырская низкогорная»\*, «Северная предгорная», «Центральная горная», «Переходная», «Южная равнинная».

Горные сооружения от Северо-Таймырского нагорья – гор Бырранга до Северо-Сибирской низменности включают в себя четыре зоны.

Рельеф *Северо-Таймырской низкогорной зоны* представляет собой пологохолмистое нагорье с грядовыми возвышенностями, перемежающимися с всхолмленными равнинами унаследованных депрессий. Поверхность равнин осложнена неглубокими впадинами, в которых развиты абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные формы рельефа. В результате разнонаправленных неотектонических движений отмечается преобладание рельефообразующих денудационных процессов над аккумулятивными. Поверхность характеризуется относительно вытянутыми в северо-восточном направлении невысокими грядами с абс. отм. до 350 м, разделенными равнинами шириной 30–40 км, приуроченными к депрессиям. Наиболее представительными возвышенными морфоструктурами (МФС), возникшими на неотектоническом этапе развития рельефа, являются Коломейцевско-Усть-Таймырская и Фоми-

---

\*Названия указаны в кавычках, т. к. это предполагаемые авторские названия.

на-Траутфеттерская. На протяжении новейшего этапа эти МФС испытывали тенденции к преимущественному воздыманию, что привело к формированию грядово-увалистой возвышенности с абс. отм. 200–350 м на первой из них и 180–230 – на второй. Поверхность гряд преимущественно пологоволнистая, часто осложнена невысокими куэстами. На вершинах гряд фрагментарно сохранились реликты древней поверхности выравнивания (ПВ) мел-палеогенового возраста. Склоны гряд преимущественно абразионно-ступенчатые.

На крайнем северо-западе зоны в достаточно ровную береговую линию вдаются два узких фьордообразных залива Карского моря. Берега заливов преимущественно обрывистые (клифы), высотой до 20 м, с узкими пляжами шириной в первые метры. Из-за своих малых размеров данный тип рельефа не получил отображения на схеме. Отрицательные морфоструктуры (МФС) (Фоминская и Шренк-Траутфеттерская) представлены одноименными впадинами, разделяющими положительные МФС. На новейшем этапе развития они испытали нисходящие тектонические движения и в современном рельефе представляют собой террасированную абразионно-аккумулятивную морскую равнину с абс. отм. от 20 до 160 м [279ф].

Вторая геоморфологическая зона, приуроченная к горным сооружениям – *Северная предгорная зона*. Эта зона имеет складчато-блоковое основание, образованное карбонатно-терригенными породами палеозоя, реже вулканогенными породами (покровы базальтов) нижнего триаса. Породы интенсивно смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания и разбиты разломами на блоки. На неотектоническом этапе в зоне преобладали восходящие движения с амплитудой до 200 м [284ф].

По морфологии рельефа зона занимает промежуточное положение, сочетая в себе элементы Северо-Таймырской низкогорной и Центральной горной зон. В пределах Северной предгорной зоны расположены несколько самостоятельных МФС. Основными являются гряды Топографическая и Северная Быррангская.

*Гряда Топографическая* представляет собой пологоволнистое, слаборасчлененное низкогорье на глыбово-складчатом основании, сложенном преимущественно карбонатными породами палеозоя. Максимальные абсолютные отметки гряды достигают 450 м (западная часть), а относительные превышения – 100–200 м. Для гряды характерны вытянутые в субширотном простирании плосковершинные водоразделы, имеющие отчетливые дешифрировочные признаки на композитных дистанционных космоосновах в виде протяженных, с ровным рисунком и гладкой структурой поверхностей синих оттенков. Эти особенности связаны, в первую очередь, с механически устойчивыми карбонатными породами палеозоя к процессам выветривания и экзарации и соответственно с практическим отсутствием чехла элювиальных образований на них. Местами, на фоне сглаженного рельефа гряды выделяются останцовые возвышенности с реликтами древней ПВ мел-палеогенового возраста. Водоразделы имеют сглаженные, округлые очертания с пологими делювиальными и делювиально-солифлюкционными склонами. Ряд авторов высказывают точку зрения, что предельно выровненная поверхность Северной предгорной зоны с абс. отм. 200–220 м может трактоваться как ПВ нижнего уровня, сформированная комплексом денудационных процессов на про-

тяжении неогена и плейстоцена (Падерин, Межубовский). Однако, по мнению автора, отнесение столь обширной территории к единой ПВ достаточно спорно. Не вызывает сомнения, что на территории зоны присутствуют достоверные площади и площадки, обязанные своим происхождением процессам планации в указанный период времени, но их точная привязка требует дополнительных специализированных исследований.

Речная сеть представлена слабоврезанными долинами с плоскими днищами, занятыми мелкими термокарстовыми озерами и болотами. На южной периферии гряды речные долины часто наследуют ложбины стока выводных долинных ледников последнего (сартанского) оледенения. Здесь, в местах расширения долин во впадинах, развит мелкохолмистый водно-ледниковый рельеф (зандры, камы, друмлины), а также современный озерно-аллювиальный комплекс.

*Северная Быррангская гряда* характеризуется преимущественным развитием форм структурно-денудационного рельефа. Абсолютные отметки колеблются в пределах от 200 до 500 м, а относительные превышения составляют 100–200 м (местами до 300 м). Значительная часть гряды приурочена к вытянутой в субширотном направлении вдоль северных склонов гор Бырранга области развития туфолавовой толщи нижнего триаса. Массивные базальты бронируют поверхность гряды, формируя плоские и пологонаклонные (по падению базальтов) ступенчатые площадки, перекрытые щебнисто-глыбовыми развалами. Эти площадки ограничены довольно крутыми уступами и делювиально-осыпными склонами. Сочетание этих поверхностей создает характерный рельеф столовых возвышенностей и плато. На участках развития терригенно-осадочных пород верхнего палеозоя встречаются многочисленные небольшие структурные гряды высотой первые десятки метров, связанные с выходами устойчивых пластовых интрузивных тел долеритов [284ф]. Отпрепарированные разрывные нарушения часто заняты практически прямолинейными долинами с крутыми обвально-осыпными склонами, иногда в виде каньонов. Узкие русла изобилуют порогами и водопадами.

Северная предгорная зона примыкает к северным склонам Центральной горной зоны и отделена от нее Осевым разломом сбросового характера.

*Центральная горная зона* включает в себя Главную гряду гор Бырранга, ограниченную с севера и юга достаточно крутыми склонами на верхних гипсометрических уровнях. Гряда представляет собой систему горных сооружений восток-северо-восточного простираения, понижающихся на территории листа с юга на север. Горы Бырранга сформировалась на складчато-блоковом основании, сложенном терригенно-осадочными и, локально, вулканогенными породами позднего палеозоя и раннего мезозоя, интенсивно смятыми в складки и разбитыми разломами на блоки. В пределах зоны происходили максимальные неотектонические восходящие движения с амплитудой до 400 м, что обусловило преобладание структурно-денудационных форм рельефа. Здесь, наряду с сильно расчлененным, местами альпиноподобным обликом горных хребтов с абс. отм. до 660 м и относительными превышениями до 450 м, нередки и выположенные, изометричные в плане, фрагменты вершин, являющиеся реликтами древней ПВ мел-палеогенового возраста. Эти поверхности часто обрамлены крутыми обвально-осыпными склонами, реже – более

пологими делювиально-осыпными и делювиальными склонами. На самой возвышенной, центральной оси горных сооружений Бырранга отмечаются крутые поверхности уступов, приуроченные к границам развития механически устойчивых вулканогенных пород пермь-триасового возраста и осадочно-терригенных пород позднего палеозоя (на схеме показаны внемасштабно). В горах широкое развитие получили ледниковые экзарационные формы рельефа в виде цирков, каров и каровых ниш на вершинах горных сооружений. Хребты разделены межгорными впадинами, часто приуроченными к тектонически ослабленным зонам преимущественно субмеридионального простирания, секущим основные горные сооружения Бырранга, имеющие субширотное простирание. В современном рельефе эти впадины заняты сквозными межгорными долинами, которые в основном имеют V-образный поперечный профиль с крутыми обвально-осыпными бортами, а местами и в виде каньонов. Верховья долин подвергались интенсивной ледниковой экзарации. Эти участки могут характеризоваться как троговые долины и имеют U-образный поперечный профиль. Днища некоторых сквозных долин в горах заняты озерами (самое большое – оз. Левинсон-Лессинга). На нижних участках крупных долин (выходы в предгорья) широко развиты молодой (сартанский) ледниковый аккумулятивный рельеф, характерный для основных, боковых, конечных морен, а также водно-ледниковых образований.

*Переходная зона* располагается на южных предгорьях Бырранга и представляет собой ступенчатое, слаборасчлененное низкогорье с абс. отм. 220–420 м, относительные превышения – до 150 м. Геологическое строение зоны в целом сходно с Центральной горной. Неотектонические восходящие движения имели амплитуду до 200 м. Здесь отчетливо выражается ярусность (ступенчатость) рельефа, которая создана за счет приуроченности выположенных водораздельных пространств и их уступов к определенным уровням. Самый верхний ярус зоны с абс. отм. 340–420 м образован на осадочных и интрузивных породах верхнего палеозоя–нижнего мезозоя. Ему соответствуют участки пологих склонов главных предгорных водоразделов, которые местами переходят в крутые, обвально-осыпные склоны крупных долин и их притоков, особенно на выпрямленных участках, приуроченных к зонам разломов и к контактам линейных интрузивных тел с осадочными породами. Речные долины ориентированы в юго-восточном направлении. Фрагменты поверхности нижнего яруса (220–250 м) примыкают к склонам междуречных массивов. Длинные оси водоразделов южных предгорий ориентированы также в юго-восточном направлении, в котором они постепенно снижаются. Субгоризонтальные поверхности ярусов чаще всего аструктурны и разделены уступами высотой в первые метры. Они плавно переходят в виде пологих склонов к днищам межрядовых долин, которые в свою очередь входят в обширные предгорные депрессии, широкой полосой протягивающиеся на левобережье р. Верх. Таймыра [8]. Долины и депрессии изобилуют аккумулятивными ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными формами рельефа с активным наложением на них современных термокарстовых микроформ рельефа. Более подробную информацию о повсеместном развитии и многообразии последних можно получить в гл. «Эколого-геологическая обстановка».

Границей между зонами Переходная и Южная равнинная является высокий (100–200 м) структурно-денудационный уступ (левый борт долины р. Бафи), проходящий по зоне тектонических нарушений северо-восточного простирания и линейно-вытянутых в том же направлении интрузий. Но наиболее отчетливой границей между двумя зонами может служить депрессия, частично наследующая структурно-тектоническую зону, ограниченную разломами северо-восточного простирания. В этой депрессии заложилась долина р. Верх. Таймыра, которая на этапах дегляциации муруктинского и сартанского оледенений служила зоной разгрузки и стока талых ледниковых вод с южных отрогов Бырранга [8].

*Южная равнинная зона* территориально относится к Северо-Сибирской (Таймырской) низменности; на неотектоническом этапе она испытывала нисходящие движения, что обусловило формирование преимущественно эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных форм рельефа различного генезиса. Современный рельеф низменности начал формироваться в позднеоплейстоценовое время и находится в тесной связи с рельефом более ранних этапов геоморфологического развития. Формы древнего, дочетвертичного рельефа сильно эродированы и почти полностью погребены под мощным покровом плейстоценовых образований. Но эти формы оказали большое влияние на облик современного рельефа. Особенно большое значение приобрели реликты рельефа дочетвертичной эрозионно-денудационной равнины, которые представляют собой полого-холмистые расчлененные поверхности с отчетливо выраженными понижениями. Именно этот рельеф и предопределил в последующем расположение основных ледниковых форм рельефа – междурусных массивов и крупных межгрядовых котловин [8].

В данной зоне выделяются два геоморфологических района: Предбыррангская ледниковая и водно-ледниковая равнина, Енисей-Хатангская полигенетическая равнина.

Предбыррангская равнина расположена в северной части низменности. Здесь на фоне нисходящих неотектонических движений с амплитудами до 100 м выделяются унаследованные положительные мезозойские морфоструктуры различной степени сохранности, сложенные устойчивыми к денудации породами. Именно к ним приурочены наиболее возвышенные площади развития конечно-моренных гряд муруктинского оледенения – Северотаймырская гряда и, южнее, крупный Сынтабульский комплекс с Кокорской грядой. Фронтальные массивы лопастных валов протягиваются в северо-восточном направлении на более чем 150 км. Абсолютные отметки достигают 160–180 м (максимальная – 253 м) на возвышенности Яардар-Тас к западу от оз. Байкуртурку. Относительные превышения над днищами депрессий достигают 100–120 м. Внешние склоны гряд достаточно крутые, а внутренние более пологие. На самой равнине широко представлен комплекс позднеоплейстоценового ледникового рельефа, представляющий собой систему аккумулятивных и напорно-аккумулятивных поясов муруктинского оледенения. В плане эти пояса имеют вид подковообразных лопастей, обращенных к югу. Протяженность лопастей – до 50 км, ширина – до 15 км, относительные превышения – от первых десятков метров до 150 м. Кроме того, поверхность поясов осложнена параллельными валами, термокарстовыми котловинами, часто с

озерами, речными долинами. К фронтальной зоне поясов нередко примыкают зандровые равнины, а в тыловой части – камовые поля.

Продвижение муруктинского ледника осуществлялось в общем направлении с северо-запада: Карское море–горы Бырранга–долина р. Хатанга, что подтверждается конфигурацией ледниковых гряд и лопастных массивов, а также наличием в морене обломков гранитоидов с Северо-Таймырского нагорья. Формирование комплексов конечно-моренных образований отражает этапы стабилизации края ледникового покрова в процессе его отступления, которое происходило в две стадии. Расположенный на юге равнины Сампесинский грядовой массив относится к раннемуруктинской стадии, а гряды, расположенные севернее – к позднемуруктинской. Эти стадии разделялись среднемуруктинским межстадиалом [8].

Наиболее крупной отрицательной структурой данного геоморфологического района является тектоническая впадина оз. Таймыр с его заливами, а также ряд менее крупных озерных котловин различного происхождения (озера Байкуратурку, Логата и др.), занимающих замкнутые внутрислопастные понижения Синтабульского комплекса. В северо-восточной части равнины (южное побережье оз. Таймыр) наблюдаются эродированные поверхности, образованные морской трансгрессией, а также обширная озерно-аллювиальная котловина, приуроченная к дельте р. Верх. Таймыра.

Енисей-Хатангская равнина расположена на юге территории Южной равнинной зоны. Южный комплекс конечно-моренных образований также имеет сложное строение. Грядовые массивы, иногда в виде увалов, состоят из серий лопастных образований. Наиболее крупные из них: гряда Астрономическая с абс. отм. до 247 м (у озер Кинту) и массив к юго-востоку от оз. Лабаз с абс. отм. до 151 м. Между ними располагаются обширные депрессии, занятые густой сетью преимущественно мелких озер, часто объединенных протоками.

Преимущественно аккумулятивный ледниковый рельеф в направлении на восток-юго-восток (в сторону долины р. Хатанга) сменяется террасированной поверхностью, которая обязана своим происхождением позднеплейстоценовым морским трансгрессиям. Здесь наблюдается два абразионно-аккумулятивных террасовых комплекса. Верхний комплекс сформировался в позднеказанско-раннемуруктинское время и включает в себя три террасовых уровня – 200–220 м, 160–190 м, 120–150 м. Поверхности террас представляют собой пологонаклонные площадки на морских песчано-галечных отложениях. Два верхних уровня в современном рельефе приурочены в основном к приводораздельным участкам ледниковых массивов и гряд. Третий уровень расположен на средних частях склонов гряд и отличается лучшей выраженностью в рельефе.

Нижний комплекс морских террас сформировался в каргинское время. Он приурочен к низким участкам склонов водоразделов; каргинские террасы часто прислонены к нижнему уровню верхнего комплекса. Все террасы представляют собой плоские поверхности хорошей сохранности и выдержанности [8].

Террасовые площадки данного возраста практически повсеместно перекрыты озерно-аллювиальной льдистой толщей каргинско-сартанского времени. Следует также отметить, что на фоне современных активных термокар-

стовых процессов поверхность террас сильно осложнена соответствующими мезо- и микроформами рельефа (гидролакколиты, байджерахи, булгунняхи, аласы и др.).

На территории листа рельеф подразделяется на пять морфогенетических типов: структурно-денудационный, денудационный, абразионно-аккумулятивный (комплексы морских террас), эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный. Нумерация морфогенетических типов рельефа в тексте соответствует легенде к геоморфологической схеме масштаба 1 : 2 500 000.

### **Структурно-денудационный рельеф**

К элементам структурно-денудационного рельефа относятся поверхности, совпадающие с залеганием геологических тел.

1. *Отпрепарированные пологоувалистые поверхности интрузивного массива Северо-Таймырского нагорья (К–Q<sub>н</sub>)*. Массив сложен интенсивно дислоцированными гранодиоритами пермь-карбонového возраста. Он располагается в пределах Коломейцевско-Усть-Таймырской МФС Северо-Таймырской низкогорной зоны. Массив гранитоидов разбит на два блока – западный и восточный, которые разделены блоком терригенно-карбонатных пород рифея. Поверхность массива асимметричная, максимальные абсолютные высоты приурочены к его юго-восточной части (до 366 м), где МФС ограничена от примыкающей к ней депрессии прямолинейным неотектоническим уступом, трансформированным в склоны различной крутизны и обрамленным пролювиальными шлейфами. Массив гранитоидов представляет собой плосковершинное денудационное плато с абс. отм. 300–350 м, вершинные поверхности которого являются реликтами древней мел-палеогеновой ПВ [62]. Поверхность денудационных возвышенностей и плато пологоволнистая, покрыта маломощным плащом отложений. На горизонтальных площадках развиты различные формы мерзлотного микрорельефа: каменные кольца и многоугольники, пятна-медальоны, а на склонах – делли. Отдельные вершинные поверхности возвышенностей осложнены денудационными уступами и останцами стойких к выветриванию пород (гранитоиды, контактовые роговики), а понижения между возвышенностями – прерывистым чехлом ледниковых, флювиогляциальных и морских осадков. Склоны массивов, как правило, подвергались активной морской абразии с формированием различных по размерам площадок, на поверхности которых наблюдаются пятна прибрежных морских осадков.

2. *Отпрепарированные полого-холмистые поверхности древних тектонических блоков Северо-Таймырского нагорья (К–Q<sub>н</sub>)*. Поверхности, сложенные терригенно-карбонатными породами верхнего рифея, местами куэстообразные, с реликтами древней ПВ мел-палеогенового возраста на вершинах. Располагаются в пределах Коломейцевско-Усть-Таймырской МФС Северо-Таймырской низкогорной зоны и имеют в своем складчатом основании самые древние породы на территории листа. Согласно геологическому строению, зоны формируют три основных блока: восточный, с максимальными абс. отм. до 298 м (гора Видная), северо-западный (до 331 м, гора Одинокая) и западный (227 м). Представляют собой слаборасчлененное, полого-холмистое низ-

когорье с маломощным чехлом мелкообломочного материала и различными формами мерзлотного микрорельефа. Склоны блоков также подверглись процессам абразии древних морских трансгрессивно-регрессивных циклов.

3. *Отпрепарированные пологоволнистые поверхности глыбово-складчатого низкогорья Северной предгорной зоны (К–Q<sub>H</sub>)*. Поверхности сложены преимущественно карбонатными породами среднего и верхнего палеозоя, устойчивыми к процессам выветривания, с реликтами древней ПВ мел-палеогенового возраста на возвышенных участках (гряда Топографическая). Современный рельеф представляет собой сглаженное, слаборасчлененное низкогорье с максимальными абс. отм. до 450 м в западной части листа (водораздел р. Боотанкага) с постепенным их понижением к восточной границе листа до 264 м (гора Стремлений). Характеризуется практически полным отсутствием чехла обломочного материала на приводораздельных участках, связанного с особой механической устойчивостью органогенных известняков к процессам выветривания. На фоне сглаженного рельефа водоразделов выделяются останцовые возвышенности с реликтами древней ПВ.

4. *Столовые возвышенности, созданные препарировкой вулканических (базальты нижнего триаса) покровов (Р–Q<sub>H</sub>)*. Возвышенности тянутся сравнительно узкой полосой (первые десятки километров) вдоль Центральной горной зоны на абс. отм. 200–400 м. Пологозалегающие пластовые базальтовые покровы (бетлингская свита нижнего триаса) формируют столовообразные возвышенности и плато, иногда в виде куэст, где эти покровы бронируют отлогий склон над менее прочными туфо-терригенными породами. В целом выположенные поверхности местами осложнены отдельными мелкими гребневидными грядами, образованными круто залегающими (30–90°) силлами и дайками долеритов. Долины, прорезающие базальтовый покров, заложены в основном по тектонически ослабленным зонам и имеют субмеридиональное простирание. Поперечный профиль долин чаще всего V-образный (местами в виде невысоких каньонов), с крутыми бортами и развалами крупно-глыбового материала в их нижней части. В русле долин наблюдаются многочисленные пороги и водопады.

5. *Сквозные межгорные долины Центральной горной зоны (Р–Q<sub>H</sub>)*. Данные долины по морфологии и структурным элементам, определяющим их заложение, делятся на два типа: стратиграфически и тектонически предопределенные. Долины первого типа имеют широкие плоские днища (до 1 км), выработанные в терригенно-осадочных породах палеозоя, местами с крутыми бортами высотой 10–40 м в зонах развития более устойчивых к процессам выветривания органогенных известняков. Сквозные межгорные долины, сформированные вдоль тектонически ослабленных зон, имеют V-образный профиль с асимметричными бортами и узким днищем. В Центральной горной зоне, где активно проявлялись ледниковые процессы последнего (сартанского) оледенения, межгорные долины служили ложбинами стока талых вод выведенных долинных ледников. Поэтому их днища часто перекрыты чехлом ледниковых и флювиогляциальных осадков с соответствующими формами рельефа.

6. *Структурно-денудационные уступы Центральной горной зоны (Р–Q<sub>H</sub>)*. Они отмечают границу механически устойчивых органогенных известняков

(средний–верхний палеозой) и базальтов (нижний триас) с менее устойчивыми и более подверженными разрушению терригенными или туфогенными породами с формированием крутых обвально-осыпных склонов высотой до 40–80 м (местами до 200 м), часто придающих альпиноподобный облик Главной оси гор Бырранга. На схеме показаны немасштабно как имеющие важное морфоскульптурное значение для рельефа Центральной горной зоны.

### Денудационный рельеф

7. *Субгоризонтальная полигенетическая поверхность выравнивания (ПВ) мел-палеогенового возраста (К<sub>2</sub>–Р).* Данная поверхность играет важную рельефообразующую роль в геоморфологических зонах, где она фрагментарно развита в пределах всех горных сооружений. Реликты ПВ занимают выположенные поверхности с максимальными абсолютными отметками для каждой зоны. Поверхность представляет собой ровные слабовыпуклые или пологонаклонные (1–3°) площадки, иногда сложной конфигурации, размерами первые десятки километров. Площадки ограничены четкой бровкой от окружающих их склонов и перекрыты маломощным чехлом элювиальных и элювиально-делювиальных образований. В тех случаях, когда в результате эрозионно-денудационной деятельности происходит смыкание двух противоположных склонов, фрагменты ПВ преобразуются в узкие гребневидные водоразделы альпиноподобного типа, ориентированные согласно простиранию геологических тел, что особенно характерно для зоны Центральной горной.

8. *Склоны крутые и средней крутизны (Р–Q<sub>H</sub>).* Крутые склоны (до 45°) формируются на скальных породах, преимущественно обвально-осыпные, приуроченные к бровкам площадок древней ПВ на вершинах горных сооружений и к бортам сквозных межгорных долин тектонического заложения. Наиболее характерны для Центральной горной зоны. Склоны средней крутизны (до 15°) характерны для Переходной зоны, где они начинают разделять денудационные и аккумулятивные поверхности высоких гипсометрических уровней. На склонах наряду с делювиально-осыпными склоновыми процессами развиваются солифлюкционные процессы.

9. *Склоны пологие (Р–Q<sub>H</sub>).* Пологонаклонные (до 7°) поверхности, разделяющие денудационные и аккумулятивные площадки низких гипсометрических уровней, наиболее характерны для Переходной зоны, где занимают достаточно большие площади на южных предгорьях Бырранга. Склоны перекрыты плащом рыхлых отложений (до 5 м) дресвяно-суглинисто-супесчаного состава и соответственно характеризуются активными процессами солифлюкции. На поверхности пологих склонов повсеместно формируются специфические склоновые микроформы рельефа в виде нагорных террас, бугров пучения, полигональных грунтов и пр.

10. *Полого-холмистые поверхности, образовавшиеся в результате ледниковой экзарации и аккумуляции сартанского оледенения (Q<sub>III-H</sub>).* Они образуют достаточно обширные наклонные возвышенности в виде плато и гряд. Наибольшее развитие получили на низких гипсометрических уровнях в пределах абс. отм. 200–400 м южных предгорий Бырранга (Переходная зона). Фрагмент такой поверхности наблюдается и на северо-западном склоне гор

(Северная предгорная зона). Эти поверхности подвергались процессам экзарации и аккумуляции максимальной стадии продвижения сартанского горно-сетчатого оледенения и последующей его деградации. Среди выработанных ледниками поверхностей выделяются троговые долины с U-образным поперечным профилем, которые чаще всего имеют субмеридиональное заложение, согласно простирацию зон тектонических нарушений. Широкие плоские днища долин зачастую перекрыты чехлом абляционной и донной морены, иногда с блюдцами небольших озер. Эти долины служили ложбинами стока талых вод выводных ледников. В Переходной зоне с ними связаны фрагменты ледниковых аккумулятивных форм.

### Абразионно-аккумулятивный рельеф

Разновозрастная абразионно-аккумулятивная морская равнина (абс. отм. 20–200 м) занимает обширные площади в северной части территории листа, преимущественно в Северо-Таймырской низкогорной зоне и фрагментарно в Северной предгорной зоне. Локальные участки террасированной морской равнины поздненеоплейстоценового возраста наблюдаются и на Северо-Сибирской низменности (юго-восточная периферия Южной равнинной зоны). Абразионно-аккумулятивная морская равнина на севере, развитая на абс. отм. от 20 до 200 м, приурочена большей частью к отрицательным МФС (унаследованным депрессиям). В пределах положительных МФС признаки морской абразии наблюдаются и на абс. выс. 200–250 м и более (волноприбойные ниши, террасированные склоны с хорошоокатанной галькой на площадках террас), но созданные на этих уровнях поверхности прослеживаются фрагментарно и большей частью переработаны последующими процессами рельефообразования. Устойчиво же прослеженные уровни морских террас отмечаются на современных абс. отм. 160–200 м (плиоцен-среднеоплейстоценового возраста), 50–120 м (казанцевско-муруктинского возраста), 20–40 м (каргинского возраста). Возраст террас определяется наличием на их площадках коррелятивных отложений [279ф].

11. *Комплекс пологонаклонных морских (ледниково-морских?) террас плиоцен-среднеоплейстоценового возраста (N<sub>2</sub>–Q<sub>II</sub>)*. Поверхности террас этого комплекса на абс. отм. 160–200 м получили наибольшее развитие в пределах Северо-Таймырской низкогорной зоны и, фрагментарно, в Северной предгорной зоне. Большинство обширных по площади террас приурочено к окраинам Коломейцевско-Устьтаймырской МФС. Однако следует отметить то обстоятельство, что суммарно, по площади развития, террасы этого комплекса достаточно широко представлены и в зоне Северная предгорная. Здесь они формируют густую сеть разноплощадных фрагментов террас в бортах долин (на схеме показаны внемасштабно) преимущественно южных притоков таких крупных рек, как Шренк и Траутфеттер, куда, вероятно, воды древней морской трансгрессии проникали в виде заливов и проливов в эпоху заложения современной речной сети. По этой же причине достаточно крупные участки этого комплекса террас развиты и в верховьях р. Ниж. Таймыра с ее притоками. Площадки террас преимущественно плоские, пологонаклонные, аккумулятивный чехол прерывист, сохранился лишь в ложбинообразных

понижениях рельефа между денудационными возвышенностями, а мощность осадков не превышает 5–10, реже 40–60 м (долина р. Малиновского). В пределах Фомина–Траутфеттерской МФС плиоцен-средненеоплейстоценовые абразионные площадки венчают вершины пологосклонных водораздельных возвышенностей.

12. *Комплекс плоских и пологонаклонных морских террас* ( $Q_{III-H}$ ). Террасы казанцевско-муруктинского возраста высотой 50–120 м имеют очень широкое развитие к северу от Главной горной оси Бырранга в Северо-Таймырской низкогорной и Северной предгорной зонах, где формируют обширные равнинные площади. Здесь они представлены тремя крупными фрагментами: первый охватывает центральную часть Шренк-Мамонтовской депрессии, второй отмечается в долине р. Ниж. Таймыра на участке от оз. Энгельгардт до залива Кулика Нестора, захватывая приустьевые части крупных притоков, третий приурочен к Фомина-Траутфеттерской депрессии. Кроме того, останцы террасы отмечаются в долине р. Верх. Таймыра. Геоморфологические характеристики северных террас данного комплекса весьма схожи между собой и даются на примере Шренк-Мамонтовской депрессии. Здесь плоская морская терраса высотой 60–110 м протягивается на 90 км и более при ширине первые десятки километров. Ее тыловой шов четко выражен отрицательным перегибом рельефа, обводнен. Поверхность террасы субгоризонтальная, ровная, заболоченная, бронирована мощным (до 20 м) чехлом песчано-глинистых осадков, в нее врезаны русла крупных рек – Шренк, Мамонта, Холодная, Узкая, Отрадная. По бортам депрессии морская терраса примыкает к мелкохолмистым слаборасчлененным денудационным поверхностям на рыхлых образованиях, которые полого повышаются к бортам депрессии, занимая абс. отм. 80–120 м. В тектонически предопределенной долине р. Ниж. Таймыра терраса имеет ширину 5–20 км при протяженности в 30–40 км. Поверхность террасы в центральной и западной частях горизонтальная, пологоволнистая, болотистая. Образование морской террасы связано с относительной стабилизацией морского бассейна в конце казанцевского–начале муруктинского времени. Поверхность террасы хорошей сохранности, она не сильно подвергалась последующим денудационным и экзарационным процессам [62].

Террасовый комплекс этого же возраста в Южной равнинной зоне располагается в пределах Енисей-Хатангской равнины и приурочен к южному комплексу конечно-моренных образований (абс. отм. 120–160 м). Он представляет собой пологонаклонные площадки, выработанные на привершинных участках конечно-моренного массива, формирующего водораздел бассейнов рек Рассоха и Новая, к юго-востоку от оз. Лабаз.

13. *Комплекс пологонаклонных террас морского типа* ( $Q_{III-H}$ ). Терраса каргинского возраста высотой 20–40 м имеет достаточно широкое распространение в Северо-Таймырской низкогорной зоне. Основные площади ее развития приурочены к низовьям р. Ниж. Таймыра ниже по течению от устья левого притока р. Шренк. Поверхность каргинских террас повсеместно отделена от уровня казанцевских–муруктинских террас четкими тыловыми швами, абразионными уступами высотой 5–10 м, выработанными в рыхлых осадках, либо отчетливым перегибом в рельефе, подчеркнутым сетью мелких ложков или оврагов. Площадки террас плоские, сложены песчаным материалом и поэто-

му хорошо дренируются. Террасы большей частью аккумулятивные, хотя во многих местах эрозионный врез достигает кровли подстилающих глинистых отложений плиоцена.

Морская терраса каргинского возраста в Южной равнинной зоне наиболее представительна выражена на склонах того же водораздела юго-восточнее оз. Лабаз, как и предыдущий террасовый комплекс. Она выработана на нижних участках склонов гряд (абс. отм. 90–120 м) и по направлению к депрессии переходит из цокольной террасы в аккумулятивную. Поверхность террасы плоская, протяженность – до 50 км, ширина площадок – до 20 км, тыловые швы и бровки хорошо выражены. Терраса во многом схожа с вышележащим террасовым комплексом, т. к. они принадлежат к одному морфогенетическому типу, но отличается лучшей сохранностью.

### Эрозионно-аккумулятивный рельеф

Поверхности данного типа рельефа имеют самое широкое развитие в Южной равнинной зоне. В целом эти обширные площади сформировались отчасти во время среднемуруктинского межстадиала, а в основном – во время муруктинского оледенения с последующим гляциоизостатическим опусканием, приведшим к каргинской трансгрессии. Формирование данного типа рельефа на низменности происходило за счет аккумуляции рыхлого материала во время флуктуаций края ледника с последующим сбросом огромных объемов талых вод, насыщенных обломочным материалом, по ложбинам стока (маргинальным каналам) и заложением по ним прообраза современной речной сети с соответствующей эрозией ранее отложенных ледниковых и флювиогляциальных образований. Позднее большое значение для формирования современного рельефа имели неоднократные изменения положения береговой зоны каргинского морского бассейна стадийного характера.

14. *Ледниковые и флювиогляциальные эродированные пологонаклонные возвышенные холмисто-западинные равнины среднемуруктинского межстадиала (Q<sub>III-H</sub>).* Фрагменты этих равнин непосредственно примыкают к приводораздельным участкам практически всех массивов конечно-моренных гряд муруктинского оледенения (абс. отм. 140–220 м). Следует отметить, что наиболее представительные фрагменты приурочены к самым верхним участкам склонов межгрядовых депрессий и котловин. Эрозионные процессы, активизировавшиеся во время среднемуруктинского межстадиала, существенно переработали привершинные участки массивов краевых морен. Здесь начали образовываться ложбины стока и озерные котловины с отложением рыхлого материала по зонам протаивания с формированием специфического холмисто-западинного рельефа. В целом аккумулятивные массивы конечно-моренных гряд и примыкающие к ним эродированные поверхности межстадиала можно отнести к одному морфогенетическому типу. Выделение равнин, образовавшихся во время межстадиала, обусловлено их особой пограничной ролью и наличием эрозионных форм рельефа.

15. *Флювиогляциальные эродированные холмисто-грядовые и пологоволнистые равнины ложбин стока стадии дегляциации муруктинского оледенения (Q<sub>III-H</sub>).* Эти равнины имеют широкое распространение в Южной равнин-

ной зоне и фрагментарное в Северо-Таймырской низкогорной зоне. На Северо-Сибирской низменности они приурочены к обширным, вытянутым в плане депрессиям (абс. отм. 100–180 м), по которым были заложены крупные ложбины стока талых вод в период деградации муруктинского ледника. Рельеф равнин осложнен мелкохолмисто-грядовыми флювиогляциальными формами высотой 10–20 м и протяженностью до первых километров. Севернее гор Бырранга подобные равнины приурочены к массивам муруктинских конечно-моренных гряд и выполняют межгрядовые ложбины.

16. *Ледниковые и флювиогляциальные эродированные пологоволнистые равнины стадии дегляциации сартанского оледенения (Q<sub>III-H</sub>)*. Наибольшее развитие получили в предгорьях Быррангов на абс. отм. 120–250 м. Ледники горно-сетчатого оледенения спускались по выводным долинам в межгорные впадины и по ним на предгорные равнины. В горной части основная и абляционная морены выполняют днища трогов, в местах расширения долин и их выходов в предгорья развиты боковые и конечные морены, к которым прилегают флювиогляциальный мелкохолмисто-грядовый рельеф и камовые террасы. Равнины подвергаются интенсивной боковой эрозии современных водотоков с формированием первичных аллювиальных форм рельефа преимущественно горно-долинного типа.

17. *Пологонаклонные и волнистые поверхности III и II надпойменных террас (Q<sub>III-H</sub>)*. Крупные фрагменты надпойменных эрозионно-аккумулятивных террас встречаются в межгрядовых депрессиях и котловинах Южной равнинной зоны. Наибольшее развитие они получили в долинах рек Верх. Таймыра, Новая, Логата и Дудыптакан. Обе террасы являются цокольными.

III надпойменная терраса сформировалась в сартанское время. Наиболее крупные площади приурочены к участкам пересечения долин с депрессиями. Ширина террасы достигает 10 км, относительные превышения бровки – 25–30 м, а абсолютная высота не превышает 60 м.

II надпойменная терраса имеет относительную высоту бровки 15–20 м, а абсолютные отметки – около 40 м. Ее формирование относится к позднесартанско-голоценовому времени. Ширина террасы – от нескольких сот метров до первых километров. Площадки обеих террас полого наклонены к руслу (3–4°), тыловые швы и бровки нечеткие. Поверхности террас расчленены мелкими долинами и ложбинами, причем на второй террасе – расчленение более интенсивное. Террасы заболочены, с большим количеством мелких озер и с широким развитием термокарстовых микроформ рельефа (булгуняхи, байдже-рахи, полигонально-валиковые грунты, пятна морозных медальонов и пр.).

18. *Плоские поверхности I надпойменной террасы и поймы (Q<sub>H</sub>)*. Обширные пространства поверхности этой террасы и поймы наблюдаются в долинах крупных рек, особенно на участках их пересечения депрессий и крупных межгорных котловин. Относительная высота террасы не превышает 10–12 м, ширина – первые километры. Поверхности террасы плоская, на отдельных участках пологоволнистая и бугристо-западинная. Переход к пойме обычно ступенчатый, в виде пологого уступа высотой первые метры. Высокая пойма обычно имеет превышения над руслом не более 7 м, низкая – до 2 м. На поверхности пойм формируется плоский, иногда гривистый рельеф. Здесь ши-

рокое развитие получили повторно-жильные льды, в результате чего для пойм характерны полигонально-валиковые поверхностные образования.

### Аккумулятивный рельеф

19. *Холмисто-грядовые массивы конечно-моренных образований муруктинского оледенения (Q<sub>III-H</sub>).* Ледниковый аккумулятивный рельеф Южной равнинной зоны находит свое отражение в распределении основных крупных форм: массивов краевых образований и крупных межгрядовых котловин (абс. отм. 120–240 м). На их ледниковое происхождение указывает состав отложений и особенности планового расположения массивов. Для них характерно субпараллельное северо-восточное простирание гряд и юго-восточная ориентация выпуклых частей дуг ледниковых лопастей. В этой зоне можно выделить три комплекса конечно-моренных гряд (с севера-на юг): Верхнетаймырская гряда, самый крупный Сынтабульский комплекс конечно-моренных гряд и депрессий вместе с Кокорской грядой, южный комплекс (к юго-востоку от оз. Лабаз). Ледниковые массивы сочетают в себе пологоволнистые поверхности основной морены и участки холмисто-грядового рельефа боковой, межлопастной и конечной морен с относительными превышениями холмов и гряд 20–40 м [8].

Севернее гор Бырранга (Северо-Таймырская низкогорная зона) подобные массивы (абс. отм. 100–150 м) имеют локальное распространение, где осложняют рельеф плоских возвышенностей и равнин, в основном по периферии унаследованных депрессий.

20. *Озерно-водноледниковые пологоволнистые, холмисто-западинные равнины (Q<sub>III-H</sub>).* Основное развитие имеют в пределах зоны Южная равнинная, где выполняют обширные депрессии на абс. отм. 110–160 м. Они сформировались в период активной дегляциации муруктинского оледенения, непосредственно перед и во время гляциоизостатического опускания территории и последующей каргинской трансгрессии. Происхождение данного типа рельефа взаимосвязано с образованием мощных ледовых подпруд в ложбинах стока талых вод при выходах из депрессий и соответственно их затоплением. Большое влияние на формирование равнин данного генезиса оказали и подпрудные процессы во всех депрессиях в начале каргинской трансгрессии с формированием крупных пресноводных бассейнов. Равнины занимают наиболее пониженные участки межгрядовых депрессий и характеризуются в целом выровненным рельефом. На поверхности равнин повсеместно наблюдаются мелкохолмисто-грядовые возвышенные участки водно-ледникового рельефа (камы, зандры) с относительными превышениями 10–20 м и протяженностью до первых километров. Многочисленные западины на этих участках заняты озерами различных размеров. Межозерные пространства отличаются интенсивной заболоченностью и активным развитием термокарстовых микроформ рельефа.

21. *Озерно-болотные прибрежные равнины оз. Таймыр (Q<sub>III-H</sub>).* Полоса слабосхолмленных и пологоволнистых прибрежных равнин шириной до 10–15 км окаймляет западное и южное побережье озера (абс. отм. 10–50 м). Они развиты на поверхности своеобразного рыхлого ледового комплекса пород

(мыс Саблера). Окончательной общепринятой точки зрения о генезисе данных образований до сих пор нет. Ряд исследователей относят его к едомным образованиям, в основном из-за повышенной льдистости лессовидных осадков. Другие отстаивают его озерно-аллювиальное просхождение из-за переслаивания в толще алеврито-песчаного материала [21]. Но толща осадков комплекса также содержит прослой торфа очевидного болотного происхождения. Следует отметить, что основные исследования этой толщи происходили в непосредственной близости от устья р. Верх. Таймыра (мыс Саблера), т. е. там, где аллювиальная составляющая генезиса осадков достаточно высока. Равнины же тянутся на многие десятки километров от устья вдоль южной береговой линии, и прослой торфяников начинают играть определяющую роль в морфогенетическом определении генезиса равнин и отнесения их к озерно-болотным. Механизм образования осадков на равнине представляется таким: озерные алевриты формировались в периоды высокого стояния уровня бассейна, торфяники – в периоды низкого уровня и даже осушения. С учетом многократных изменений уровня бассейна, начиная с позднесартанского времени, сформировалась специфическая толща осадков, так называемая «слоенка». Поверхность прибрежных равнин в значительной степени затронута термокарстовыми процессами, проявившимися в образовании озерных котловин и заболоченных западин, а также осложнена формами мерзлотного рельефа – буграми пучения и гидролакколитами.

22. *Озерно-аллювиальные пологоволнистые поверхности террас (Q<sub>III-H</sub>)*. Основное развитие поверхности террас получили в крупных депрессиях зоны, в основном по их окраинам на абс. отм. 80–110 м. Они сформировались в результате подпора и затрудненного спуска обширных пресноводных бассейнов во время каргинской трансгрессии с активным накоплением озерно-аллювиальных осадков и образованием четко выраженного террасового уровня. Ширина террасы – от сотен метров до первых километров, бровка и тыловой шов достаточно отчетливо выражены в рельефе. Поверхность ровная, слабонаклонная сухая, изрезанная оврагами и ложбинами. От более низких поверхностей терраса отделена уступом высотой 2–8 м. Слагающий ее песчано-алевритовый чехол имеет мощность до 10–30 м.

23. *Пологоволнистые и холмисто-грядовые поверхности основной и конечной морены сартанского оледенения (Q<sub>III-H</sub>)*. Основное развитие получили в предгорных котловинах Бырранга и фрагментарное в крупных межгорных долинах. К ним относятся ледниковые массивы левобережья р. Верх. Таймыра и в долинах ее левых притоков в интервале абс. выс. 100–180 м, а также в бассейне р. Высокая на северных отрогах восточного участка Бырранга (абс. отм. 100–200 м). Рельеф этих массивов представляет собой сочетание заболоченных пологоволнистых поверхностей основной морены и участков холмисто-грядового рельефа боковых и конечных морен с высотой холмов и гряд до 20–40 м. Моренный рельеф часто осложнен мелкохолмисто-грядовыми флювиогляциальными постройками высотой 10–20 м и протяженностью до 4 км. В пределах Центральной горной зоны они выполняют днища крупных троговых долин (на схеме показаны внемасштабно).

24. *Озерные пологонаклонные и плоские равнины (Q<sub>III-H</sub>)* позднеоплейстоцен-голоценового возраста достаточно широко представлены в депрессиях

Южной равнинной зоны на абс. отм. 50–100 м и фрагментарно – в крупных межгорных впадинах Северной предгорной зоны (абс. отм. 140–200 м). Поверхность равнин плоская, иногда с уклоном (в межгорных котловинах), осложненная формами эрозионно-аккумулятивной деятельности меандрирующих рек, с широким развитием термокарстовых процессов, что привело к образованию полигонального микрорельефа и густой сети мелких термокарстовых спущенных и ныне существующих озер.

Обычно озера и связанные с ними озерные равнины выполняют все крупные котловины, которые по своим размерам, конфигурации, геоморфологической позиции и условиям образования могут быть разделены на три группы:

А. Первая группа – озерные котловины ледниково-тектонического происхождения. Заложение этих котловин предопределилось структурно-тектоническими факторами. Современные очертания котловины приобрели в процессе сокращения границ озерных бассейнов при участии процессов термокарста [8]. Самые крупные озерные котловины этой группы в Южной равнинной зоне – оз. Таймыр и его заливы, озера Лабаз, Тонское, Логата, Кокора и др.

К этой же группе относится достаточно крупная (20 × 30 км) озерная котловина в бассейне р. Угольная (Северная предгорная зона). Котловина расположена в межгорной впадине, которая сформировалась в зоне тектонических нарушений субширотного простирания и в дальнейшем служила бассейном аккумуляции осадков преимущественно ледникового, озерно-аллювиального происхождения. Днище котловины плоское, болотистое, прорезано меандрирующими руслами рек Угольная и Янтарная (глубина вреза – до 5 м). Положительные формы рельефа, осложняющие плоский рельеф днища и борта, являются останцами основной морены сартанского выводного ледника.

Б. Вторая группа – ледниковые котловины. Они приурочены в основном к межрядовым впадинам конечно-моренных массивов Южной равнинной зоны. Самые крупные из них расположены в котловинах Верхнетаймырской гряды (оз. Сырутатурку, Мал. Сырутатурку и ряд более мелких озер). Наиболее характерной чертой строения этих котловин являются протяженные, крутые и высокие борта (относительные превышения более 100 м), сложенные моренными образованиями.

В. Третья группа – термокарстовые озерные котловины. В эту группу входят практически все многочисленные современные озера малых размеров. Они сформировались в основном за счет вытаявания льдистой составляющей из подстилающих рыхлых отложений различного генезиса.

25. *Аллювиально-морская пологоволнистая равнина дельты р. Ниж. Таймыра* (Q<sub>III-н</sub>) занимает достаточно большие пространства правобережья дельты (район оз. Лопастное), фрагментарно – на ее левобережье и островах (абс. отм. 5–50 м). Началом формирования котловины дельты послужила каргинская трансгрессия. Во время сартанской регрессии, в связи с резким понижением базиса эрозии, борта котловины были интенсивно эродированы мощными потоками талых вод по долине р. Ниж. Таймыра, которая активно врезалась во вмещающие отложения. К началу голоцена и в первой его половине уровень моря начал постепенно приближаться к современному, что вызвало подтопление устья глубоко врезанной долины р. Ниж. Таймыра и ее притоков

в этой части с формированием обширных участков дельт заполнения и пойменных пространств. Флуктуации уровня моря в голоцене привели к образованию слабовыраженного трехуровневого комплекса террас, фрагментарное развитие которых на равнине связано с активной эрозионно-аккумулятивной деятельностью р. Ниж. Таймыра. В целом равнина представляет собой выровненную поверхность, расчлененную протоками, старицами, с большим количеством заболоченных участков и мелких озер. В местах развития песчаных отложений наблюдаются небольшие эоловые гряды и дюны. На прибортовых участках и некоторых островах равнина осложнена останцами каргинских морских террас, редко – выходами скальных коренных пород.

Береговая линия Карского моря, входящая на территорию листа, изобилует скалистыми абразионными уступами (клифами), чередующимися в устьях рек и ручьев с отмельными лайдами, занятыми дельтовыми образованиями и отшнурованными, как правило, барами или косами. Из-за малых размеров на схеме не показаны. Дельты крупных рек (Ниж. Таймыра, Зееберга, Мутная) обычно имеют подводное продолжение до 5 км в морскую акваторию. Морфология дна заливов характеризуется довольно крутыми подводными склонами вблизи береговой линии и плоским субгоризонтальным днищем – во внутренних частях их акватории. Вероятно, на дне заливов имеются врезанные в дно тальвеги затопленной речной сети, образованные во время сартанской регрессии Арктического бассейна.

26. *Озерно-аллювиальная пологонаклонная равнина дельты р. Верх. Таймыра* ( $Q_{III-N}$ ) имеет размеры 20–30 км в длину и до 15 км в ширину на абс. отм. 10–50 м и является частью Таймыро-озерной котловины, занятой озером еще в каргинско-сартанское время и отступившим в раннем голоцене в связи с катастрофическим прорывом и понижением его уровня. Борты котловины-крутые, местами обрывистые, сложены в основании морскими и озерно-аллювиальными позднеплейстоценовыми осадками, иногда со скальными выходами коренных пород. Поверхность современной равнины плоская, заболоченная; выполнена озерно-аллювиальными осадками голоценового возраста. Характерна изрезанность многочисленными рукавами, протоками и старицами р. Верх. Таймыра с густой сетью аласов и ныне существующих озер, а также повсеместное развитие мерзлотного микрорельефа. Положительными формами рельефа, осложняющими равнину, являются останцы озерных и озерно-аллювиальных поверхностей более древнего возраста.

27. *Озерно-болотные слабоогнутые и плоские равнины* ( $Q_N$ ) имеют повсеместное развитие во всех депрессиях территории листа на низких гипсометрических уровнях. Представлены болотными массивами в виде сети «пятен» разных размеров с огромным количеством мелких термокарстовых озер и аласов. Особенно густая сеть этих массивов характерна для Южной равнинной зоны. Озера приурочены в основном к голоценовым термокарстовым впадинам, созданным в результате протаивания льдистых пород. Они имеют достаточно крутые склоны высотой первые метры, выполненные преимущественно торфяниками. Поверхности самих равнин плоские, интенсивно заболоченные, мелкобугристые за счет активного развития положительных мерзлотных микроформ рельефа, с полигональным микрорельефом. В местах пе-

ресечения этих равнин долинами современных водотоков озерно-болотные низины имеют признаки террасирования.

## Озеро Таймыр

Ниже приводится более подробная информация о некоторых особенностях строения Таймырской озерной котловины и ее береговой зоны.

В центре п-ова Таймыр располагается одноименное озеро – крупнейший пресноводный бассейн российской Арктики. Обширная, неглубокая котловина озера вытянута в широтном направлении (без заливов) и имеет тектоническое происхождение, занимая часть новейшей тектонической структуры – Предтаймырский желоб. Все заливы озера также приурочены к тектоническим нарушениям, но субмеридионального заложения. Уровень озера неоднократно испытывал флуктуации, но самое крупное его понижение произошло около 17 тыс. лет тому назад, в результате катастрофического прорыва ледяной дамбы в устье будущей долины р. Ниж. Таймыра и последующего спуска подпруженного водоема. Этап заполнения озерной котловины возобновился в начале голоцена. Современный абсолютный уровень озера не превышает 5 м, а его колебания в течение года могут достигать 10 м [21].

Протяженность озера по широте достигает 180–190 км. Ширина озера без заливов составляет 15–20 км. От озера в виде вытянутых языков отходит ряд бухт и заливов, которые образовались в результате гравитационного тектогенеза (растрескивания) в процессе неотектонического воздымания гор Бырранга. Наиболее значительными из них являются заливы Байкура-Неру, Юка-Яму и др. В озере насчитывается до 10 сравнительно крупных островов. Самый крупный – о. Ботлин размером около 4 км – находится в северной части озера, в истоках единственной вытекающей из озера р. Ниж. Таймыра.

С северо-запада горы Бырранга высотой 400–600 м вплотную подходят к водоему и в некоторых местах скальными обрывами спускаются к самому урезу воды, создавая облик альпиноподобного хребта над поверхностью озера. По северному и северо-восточному берегам тянутся подковообразные пляжи между мысами скальных выходов к урезу воды шириной до 10 м из окатанной гальки и гравия, иногда с развалами крупных обломков коренных пород. На пляжах отчетливо выделяются волноприбойные галечные валы высотой до 2 м. Здесь же, в устьях многочисленных притоков формируются трапезиевидные галечные дельты с валами разных уровней и нередко с обширными заболоченными низинами за ними. На некоторых участках северного и западного берегов озера на высоте около 15–20 и 8–10 м прослеживаются фрагменты уровней двух террас. Далее, на восток берега озера становятся более отлогими.

Южное побережье представляет собой слабохолмистую, пологонаклонную озерно-болотную равнину. Склоны равнины сложены в основном пылеватыми алевритами с прослоями торфяников и легко размываются поверхностными водами, особенно волноприбойной абразией частых и сильных штормов, образуя обрывистые берега, достигающие 20–30 м высоты. В стенках обрывов встречаются многочисленные линзы ископаемого льда, что способствует еще большей активизации процессов обрушения и оползания в

теплый период. Между заливами Юка-Яму и Байкура-Неру по рельефу резко выделяется п-ов Туруза-Молла, который значительно приподнят над озером, и его холмисто-грядовая моренная равнина имеет отдельные вершины высотой до 150 м (максимальная – 189 м) с пологими склонами в верхней части и обрывистыми у уреза воды. На всем южном побережье отмечен комплекс озерных террас: первая, пойменная, высотой 2–4 м; вторая – на высоте 8–10 м; третья – до 25–30 м над уровнем озера. Площадки высоких террас заняты густой сетью мелких термокарстовых озер и болотных массивов, дающих начало многочисленным мелким водотокам, впадающим в оз. Таймыр.

Рельеф дна озера в основном ровный с отдельными впадинами и желобами. В центральной части расположена самая глубокая впадина с максимальной глубиной 27 м. Залив Яму-Байкура представляет собой самостоятельную котловину с глубинами в центральной части до 7 м. Глубины озера возрастают и в заливе Нестора Кулика, где в желобе у о. Ботлина достигают 12 м. В целом же оз. Таймыр весьма мелководно. Следует также учесть, что данные значения глубин – средние (в летний период), которые к осени значительно падают (иногда на 2–2,5 м), а весной резко возрастают. Питание озера осуществляется главным образом за счет таяния мощного покрова снегов. Вечная мерзлота препятствует просачиванию влаги в грунт и способствует быстрому сбросу поверхностных вод в весенне-летний период.

### **История развития рельефа**

Развитие современного рельефа начинается с периода активизации тектонических движений, произошедшей в олигоцене и повлекшей за собой оживление экзогенных процессов и разрушение древнего (мел-палеогенового) выровненного рельефа. К этому времени территория гор Бырранга имела вид невысокого (200–300 м) выровненного плато, к северу от которого лежала денудационная равнина высотой 100–200 м с неглубокими озерно-аллювиальными котловинами, выполненными осадками мелового возраста. В пределах Енисей-Хатангского прогиба и Шренк-Мамонтовской депрессии шло накопление рыхлых континентальных осадков, впоследствии большей частью эродированных. В олигоцене вся территория испытывала общие восходящие движения с преобладанием денудационных процессов над аккумулятивными [45].

В позднем миоцене–раннем плиоцене в результате активизации тектонических движений произошло частичное обособление четырех геоморфологических зон: Северо-Таймырской низкогорной, Северной предгорной, Центральной горной и Переходной от Южной равнинной зоны.

С начала неогена в Шренк-Мамонтовской депрессии начинают преобладать нисходящие движения. В миоцене мелководным морем залита ее северная часть, а с начала плиоцена – вся депрессия. С плиоцена и вплоть до середины муруктинского времени в пределах Северо-Таймырской и Северной предгорной (локально) зонах шло непрерывное накопление морских, а в среднем неоплейстоцене – ледниково-морских осадков. В этот период здесь сформировалась мощная (до 70 м) толща осадков пестрого литологического состава: от горизонтальнослоистых глин до микститов и галечников.

Сходная обстановка была в этот период и в Южной равнинной зоне. С плиоцена по средний неоплейстоцен включительно территория зоны представляла собой дно мелководного бореально-арктического моря, где шло накопление маломощного чехла морских и ледниково-морских осадков. По всей видимости, существование здесь морского бассейна периодически прерывалось регрессией моря в ледниковые эпохи, сопровождаемой частичной денудацией осадков. В связи с этим отложения плиоцен-среднеплейстоценового возраста сохранились лишь в юго-западном углу Южной равнинной зоны. В казанцевское и в первой половине муруктинского времени вся территория зоны была покрыта относительно теплым бореальным морем с несколько пониженной соленостью. На дне этого моря шло накопление мощной (до 70 м) толщи песчано-глинисто-галечных осадков, а вблизи гор формировались мощные, далеко вдающиеся в море, дельты рек (типа дельты р. Ледяная).

Северо-Таймырская низкогорная зона в неоген-плейстоценовый период испытывала периодические восходящие и нисходящие движения, с чем связана трансгрессивно-регрессивная деятельность бореального и бореально-арктического моря и образование комплекса неоген-плейстоценовых абразионно-аккумулятивных террас. В горных и предгорных районах Бырранга продолжается воздымание территории и расчленение рельефа.

В период с плиоцена и до начала позднего неоплейстоцена ледниковая деятельность на изученной площади проявлена слабо и не нашла существенного отражения в современном рельефе. Она проявлялась локально на горных сооружениях. Привнос ледникового материала в морской бассейн осуществлялся преимущественно с кристаллического фундамента Северо-Таймырского нагорья, о чем свидетельствует высокое содержание метаморфических пород в обломочной фракции ледниково-морских осадков.

В казанцевское время большую часть исследуемой территории охватила последняя, крупная морская трансгрессия, достигавшая абс. отм. 220–240 м. С ее трансгрессивно-регрессивным этапом связано формирование маломощного прерывистого чехла прибрежно-морских осадков, которые ложились на унаследованные поверхности плиоцен-плейстоценового возраста в широком диапазоне высотных отметок (100–240 м). С этапом относительной стабилизации моря в конце казанцевского–первой половине муруктинского времени связано образование морской террасы высотой 50–110 м и бенча в долинах рек Шренк, Мамонта, Ниж. Таймыра и Верх. Таймыра. В этот период в Южной равнинной и Северо-Таймырской низкогорной зонах существовали два самостоятельных бассейна опресненного бореального моря, соединенные по долине р. Ниж. Таймыра узким проливом с сильными придонными течениями [279ф].

После отступления казанцевского моря и вплоть до наших дней идет общее воздымание всей территории, за исключением Южной равнинной зоны и Нижнетаймырской впадины.

В долине р. Ниж. Таймыра от залива Нестора Кулика до оз. Энгельгардт в каргинское и раннесартанское время существовал крупный залив оз. Таймыр, уровень которого был на 30–40 м выше современного. В акватории этого залива шло формирование мощной торфянисто-алевритистой толщи озерных

осадков. Палеодолина р. Верх. Таймыра в этот период представляла собой озерно-аллювиальную низменность, в которой шло накопление песчано-алевритового материала как русловых, так и озерных фаций. Котловина в дельте р. Верх. Таймыра, так же как и оз. Энгельгардт, являлись частью оз. Таймыр. Однако за счет активного влияния речной деятельности р. Верх. Таймыра, в пределах этой котловины формировались отложения озерно-аллювиального генезиса [62].

На остальной территории идет формирование современной речной сети, разрушение и смыв маломощного чехла ранее накопленных морских и ледниково-морских осадков. Кроме того, в Центральной горной и Южной равнинной зонах в этот период значительную роль в формировании рельефа сыграли муруктинское и особенно сартанское оледенения. Экзарация ледников привела к сглаживанию низкогорного рельефа, образованию каров, трогов и аккумулятивных ледниковых форм. Крупные языки горных ледников выносили в долину р. Верх. Таймыра большой объем моренного и флювиогляциального материала. В районе Астрономических озер (северо-западный угол площади) шельфовым муруктинским ледником, двигавшимся с Карского щита, сформирована крупная гряда конечной морены. В период распада сартанского ледника, за счет скопления талых вод в подпруженном бассейне долины рек Янтарная–Угольная образовалось крупное озеро, которое просуществовало до середины голоцена.

Во второй половине сартанского времени (17–16 тыс. лет) произошел прорыв перемычки севернее оз. Энгельгардт и спуск озерного бассейна оз. Таймыр, что повлекло за собой активную эрозионную деятельность в нижнем течении р. Ниж. Таймыра, а также формирование второй надпойменной террасы в бассейне рек Верх. Таймыра и Ниж. Таймыра [62].

В голоцене по всей площади продолжают развиваться денудационные и эрозионные процессы. В долинах крупных рек идет формирование аллювиальных террас, высокой и низкой поймы и руслового аллювия с одновременной интенсивной боковой эрозией. По берегам залива Нестора Кулика идет образование конусов выноса мелких водотоков. В котловинах спущенных озер и в дельте р. Верх. Таймыра формируются озерно-аллювиальные поверхности, а за счет термокарстовых явлений образуются озерно-болотные котловины. В настоящее время, в условиях сурового арктического климата в горных и предгорных районах преобладают денудационные процессы, связанные с нивацией и морозным выветриванием, продолжается врезание водотоков. В короткие летние периоды активизируются термокарстовые и солифлюкционные процессы.

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Всего на территории листа выявлено 390 объектов и признаков полезных ископаемых: месторождений, не учтенных балансом — три крупных, восемь средних, 15 мелких, 97 проявлений, 133 пунктов минерализации, 37 шлиховых ореолов, 10 шлиховых потоков; геохимических ореолов: первичных — пять, вторичных — 41, вторичных геохимических потоков — 13, гидрохимических аномалий — 16, гидрохимических потоков — один, положительных аномалий: магнитных — восемь, гравитационных — два. Балансом учтено газовое малое месторождение Балахнинское. Запасы каменноугольных месторождений, принятые в 1957 г. Межведомственными комиссиями, переведены в ресурсы в 1979 г. партией № 24 треста «Аэрогеология». Ресурсы каменных углей категорий  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  утверждались в целом по Таймырскому бассейну, охватывающему листы S-44–49. Ресурсы бурых углей утверждены по угленосным площадям мезозойских углей Северного Таймыра на листах S-47, в основном T-47,48, большая площадь которых занята Большим Арктическим заповедником. Авторские запасы и ресурсы полезных ископаемых, подсчитанные по результатам поисковых работ на свинец, цинк, серебро, медь, никель, кобальт, платиноиды, золото — на балансе не состоят.

На территории листа известны месторождения и проявления свинца и цинка с серебром, каменного и бурого угля, газа, проявления и пункты минерализации золота, меди, никеля, платиноидов, железа, хрома, титана, молибдена, олова, мышьяка, урана, ретинита, гипса. Территория обладает значительными ресурсами каменного и бурого угля, в центральной части листа в пределах полиметаллического пояса прогнозируются крупные месторождения серебро-полиметаллической и свинцово-цинковой серебросодержащей формации. Южная часть территории, где известны Балахнинское газовое месторождение и Кубалахское газоконденсатное проявление, обладают перспективами открытия газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений. Таймырский каменноугольный бассейн относится к многопластовым складчатым бассейнам с крупными запасами углей. Промышленная ценность бассейна велика, поскольку с ним связаны каменные, в том числе коксующиеся угли, а также антрациты. Золоторудные проявления обладают значительным ресурсом в северной части территории, относящейся к Большому Арктическому заповеднику, кластер № 5 (р. Ниж. Таймыра), поэтому работы здесь не планируются. На территории выделяются следующие основные формации проявлений полезных ископаемых: газовая, свинцово-цинковая жильная серебросодержащая, каменных и бурых углей, золото-сульфидно-

кварцевая, золото-полиметаллическая березитовая, золоторудная кварцевая, медно-никелевая сульфидная платиносодержащая.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### НЕФТЬ И ГАЗ

В пределах площади листа известно одно газовое месторождение и одно газоконденсатное проявление, две гидрохимические аномалии предположительно нефтегазовой природы (VI-3-6, 7) (нафтеновые кислоты). На территории листа разведано Балахнинское (VI-2-1) малое газовое месторождение, расположенное в среднем течении р. Новая, у устья р. Рассоха-Кая. Месторождение, открытое в 1974 г., является первым месторождением в восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, выявленном в результате проведения площадного сейсмического профилирования и глубокого бурения. Месторождение приурочено к Балахнинскому поднятию, в сводовой части одноименного вала. Размеры антиклинали по замкнутой изогипсе – 1500 м по контуру средней юры составляют  $14 \times 104$  км, амплитуда структуры – 850 м [45]. Антиклинальная структура разбита сбросами на пять блоков, в каждом из которых выявлены залежи. Залежь газа приурочена к 40-метровому пласту песчаника вымской свиты, которая на листе выделяется в составе лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской объединенных свит ( $J_{1-2}ld+ml$ ). Глубина его залегания – от 1545 м в наиболее приподнятом блоке до 1667 м – в опущенном. Газоносная площадь составляет 9500–18 000 тыс. м<sup>2</sup>. На Балахнинской площади из вымской свиты получены притоки газа в различных скважинах в интервале глубин 1500–1700 м с дебитами от нескольких десятков до 1500 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Балансовые запасы свободного газа Балахнинского месторождения по категории  $C_1$  составляют 7,142, по категории  $C_2$  – 0,417, всего 7,559 млрд м<sup>3</sup> [63]. Залежь пластово-сводовая, тектонически экранированная, приурочена к пласту Вм-1 в кровельной части свиты. Газонасыщенная часть пласта имеет мощность 6,1–12,92 м. Открытая пористость песчаников пласта не превышает 19,77 %, газопроницаемость колеблется от 7 до 17 мД, пластовое давление составляет 13,91–17,67 МПа. Тип коллектора поровый. Газ по составу метановый (90–96 %), содержание тяжелых углеводородов составляет до 6,85 %. Вышезалегающая леонтьевская свита представлена аргиллитами с каолинит-хлорит-гидрослюдистым цементом с примесью карбонатного материала, что обеспечивает экранирование залежи. Месторождение законсервировано.

Проявление газоконденсатное Кубалахское (V-2-1) выявлено на Восточно-Кубалахском локальном поднятии в 12,6 км юго-восточнее устья р. Набоба-Тари. В скважине получен выброс газоконденсата с нефтью, предположительно из полости в породах балахнинской свиты.

Отложения вымского нефтегазоносного комплекса вскрыты всеми скважинами на Балахнинской площади, а также Кубалахской скважиной 1 и Восточно-Кубалахской скважиной 357. Комплекс состоит из песчано-алевритовых отложений вымской и алевритоглинистых отложений леонтьевской свит. Мощность продуктивного вымского коллектора составляет 140–160 м

на Балахнинской площади и 100 м на Кубалахской и Восточно-Кубалахской площадях. Мощность леонтьевской алевроито-глинистой покрывки составляет 100–120 м [285ф].

На Кубалахской и Восточно-Кубалахской площадях в кровле вымской свиты по каротажу выделяется проницаемый пласт (аналог пласта Вм-1 Балахнинского месторождения), общая мощность которого 4 м, а газонасыщенная часть не превышает 1,5 м. При испытании пласта в Восточно-Кубалахской скважине 357 (инт. 3550–3569 м) получен незначительный приток газа, нефти и воды. В Кубалахской скважине 1 (инт. 3147–3228 м) притока свободного газа из пласта не получено. Содержание  $C_{орг.}$  и ХБА в породах Балахнинской, Новой, Жданихинской площадей по свитам приведены в таблицах 38, 39.

Таблица 38

**Содержание  $C_{орг.}$  и хлороформенного битумоида «А» (ХБА) в отложениях Балахнинской и (Новой) нефтегазоносной площадей по скважинам ВК6 357, (Нв 1) по данным [264ф]**

Индекс подразделения	Свита	Содержание $C_{орг.}$ , %	Содержание ХБА, %
$K_{sd}÷nh$	Суходудинская и нижнехетская	0,45	
$J_2ln÷ml$	Леонтьевская и малышевская	1,58–1,66 (1,45)	0,038–0,136
$J_2vm$	Вымская	1,17–1,28 (0,92)	0,0025–0,066
$J_{1-2}ld$	Лайдинская	1,56 (1,43)	(0,048)
$J_{bl}$	Балахнинская	1,01–1,47	0,018–0,216
$J_{dj}$	Джангодская	1,06	

Таблица 39

**Содержание  $C_{орг.}$  и хлороформенного битумоида «А» (ХБА) в отложениях Жданихинской нефтегазоносной площади по скв. МСс 363 по данным [264ф]**

Индекс подразделения	Свита	Содержание $C_{орг.}$ , %	Содержание ХБА, %
$K_{mch}÷jak$	Малохетская и яковлевская	0,58	0,0097–0,025
$K_{sd}÷nh$	Суходудинская и нижнехетская	0,85	0,0097–0,025
$K_{drb}$	Дерябинская	0,70	0,0097–0,025
$J_2-K_{gl}$	Гольчихинская	1,47	0,031–0,044

Для западной части Центрального Таймыра проведены определения органического углерода в породах ( $C_{орг.}$ ) и битуминозности капиллярно-люминисцентным анализом для извлечения хлороформенного битумоида «А» по разрезу палеозойских и мезозойских отложений. Наиболее высокое содержание  $C_{орг.}$  установлено в песчаниках и алевролитах шренковской (15,85 %) и чернойарской (8,31 %) угленосных свит. Повышенное содержание  $C_{орг.}$  (до 3,5–4,5 %) и ХБА (0,29–0,62 %) отмечается в ниже-среднепалеозойских терригенно-карбонатных отложениях многовершининской ( $O_{1-2}mn$ ),

толмачевской и мутнинской объединенных ( $O_3tm÷mt$ ), пряминской, приморской ( $S_2-D_2pr÷pm$ ) свитах. Твердые битумы выполняют пустоты в пачке доломитов мощностью 25 м пряминской и приморской объединенных свит, залегающих на обширной площади северной предгорной зоны гор Бырранга.

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Уголь каменный

На лист вынесено шесть средних, два малых месторождения и 29 проявлений каменного угля. На территории листа S-47 располагается центральная часть Восточно-Таймырского слабоизученного угленосного района Таймырского каменноугольного бассейна. Бассейн приурочен к области распространения пермских угленосных отложений, протягивающихся в виде субширотной полосы 1000–1100 км и шириной до 100–150 км от Енисейского залива на западе до побережья моря Лаптевых на востоке. Угленосные отложения Восточно-Таймырского района выделяются в составе быррангской, соколинской, байкурской, чернойярской свит нижней–средней и верхней перми, выполняющих восточную часть грабена к северо-востоку от Тарейского поднятия [74, 230]. Паралитическая угольная формация мощностью 2500–3000 м согласно залегает на терригенной морской толще ( $C_2-P_1$ ) и перекрывается туфолавова толщей ( $P_3-T_1$ ) мощностью 2500 м. Угленосная толща сложена терригенными (песчаники, алевролиты, аргиллиты) породами с прослоями и пластами каменных углей. В пределах площади листа S-47 промышленно угленосными с пластами более 0,7 м по мощности являются отложения верхней части чернойярской свиты. Угленосные отложения Восточно-Таймырского каменноугольного района продолжают на юго-запад, где их насыщенность пластами промышленной мощности заметно убывает. В северо-восточном направлении, на листах S-48,49 паралитическая угленосная формация сменяется морской, и угленосные пласты выклиниваются.

Угленосная толща пронизана многочисленными интрузиями долеритов и габродолеритов мощностью от первых метров до 200–250 м. Насыщенность интрузиями составляет 20 %. На контакте с интрузиями угли преобразуются в природный кокс, термоантрациты, графиты. В разрезе угольной формации присутствуют от 20 до 40 пластов и прослоев угля, из которых от восьми до 35 достигают рабочей мощности (более 0,7 м). Коэффициент общей угленосности изменяется (%) от 2 до 5,7, при среднем 4,3, рабочей угленосности – 1,5–5,6 (среднее 3,7). Угольные пласты относятся к тонким (0,7–1,2 м), среднемощным (1,2–3,5 м), реже к мощным (3,5–15 м). Угли представлены классом гумолитов, наибольшим распространением пользуются полублестящие и полуматовые фюзитито-гелититы и гелито-фюзиниты. Угли мало-, средне-, реже высокозольные, низко-, иногда среднесернистые. Марки углей: жирные, коксовые, отощенно-спекающиеся, слабоспекающиеся, тощие. Распределение углей по маркам зависит от проявления зонального термального метаморфизма II–III, IV–V, VI–IX стадий в условиях нестационарного геотермического поля.

Среди осложняющих факторов следует отметить крутое залегание пластов углей до 45–60°, невыдержанность марок углей по площади в связи с зональным метаморфизмом, водопритоки на отметке глубже 300 м, высокая насыщенность интрузиями, нарушенность пластов разрывной тектоникой. Общая и петрографическая характеристика угленосности, показатели качества углей основных месторождений и проявлений приведена в табл. 40–42.

Таблица 40

**Характеристика угленосности месторождений и проявлений каменного угля чернойрской угольной свиты Восточно-Таймырского каменноугольного района [230, 139]**

Показатели угленосности	Месторождения и проявления			
	р. Угленосная (Ш-2-11)	Черноярское (П-3-17, 20)	р. Заячья (П-3-53, 57)	
Вскрытая мощность отложений, м	1300	350	850	230
Мощность продуктивной толщи, м	500	350	550	230
Количество пластов угля рабочей мощности	14	9	12	6
Суммарный рабочий угольный пласт, м	31,0	35,8	26,9	12,1
Коэффициент рабочей угленосности, на вскрытую мощность, %	2,4		3,2	
Коэффициент рабочей угленосности на продуктивную толщину, %	6,2	10,2	4,9	5,0
Пласты тонкие (0,7–1,3 м)	2		5	2
Пласты средней мощности (1,31–3,50 м)	11	5	5	4
Пласты мощные (более 3,5 м)	1	4	2	

Запасы каменных углей отдельных месторождений утверждались Междугосударственной комиссией по результатам поисково-разведочных работ в 1957 г. по классификации без выделения категорий. В сводке 1964 г. по месторождениям угля и горючих сланцев СССР, выделенные в 1957 г. запасы были привязаны к категориям: действительные запасы соответствовали запасам суммы категорий (А + В + С<sub>1</sub>), общие и вероятные запасы соответствовали категории С<sub>2</sub>, возможные запасы соответствовали категории С<sub>3</sub>, причем сводка давалась в целом по району. Запасы углей пересмотрены в 1979 г. 24-й партией «Аэрогеология» и были понижены до категории прогнозных ресурсов Р<sub>3</sub>, частично Р<sub>2</sub> с расчетами до глубины 600 м в целом по бассейну. С 1993 по 2013 гг. прогнозные ресурсы каменных углей утверждались для всего Таймырского бассейна по категориям Р<sub>1</sub>, Р<sub>2</sub>, Р<sub>3</sub> [39, 40].

К прогнозируемым месторождениям с запасами энергетических и коксующихся углей 50–500 млн т относятся следующие объекты: Южное Черноярское, Западное Энгельгардское, Восточное Энгельгардское, Верхнее Заячьё, Среднее Заячьё, нижнего течения р. Угольная. К мелким прогнозируемым месторождениям с запасами до 50 млн т относятся Северное Черноярское и Гельмерсенское.

**Петрографическая характеристика месторождений и проявлений  
каменных углей чернойрской свиты Восточно-Таймырского каменноугольного бассейна  
[75, 150]**

Индекс пласта	V <sub>t</sub> , %	S <sub>v</sub> , %	L, %	I, %	ΣОК, %	Вещественно- петрографический состав	Марка угля
<b>Черноярское месторождение (II-3-17, 20)</b>							
Нижний	78		3	19	19	Гелитолитовый	
Второй	81		2	17	17	Гелитолитовый	КЖ
Трапповый	73		3	23	23	Гелитолитовый	КО
Мощный	72		5	23	23	Гелитолитовый	Ж
<b>Заячьё месторождение (II-3-53, 57)</b>							
Подкоксовый	86		2	13	13	Гелитолитовый	
Коксовый	85		4	11	11	Гелитолитовый	Ж
Большой	73		2	25	25	Гелитолитовый	ГЖО
Подтуфовый	77		3	20	20	Гелитолитовый	
<b>Угленосное проявление (III-2-11)</b>							
Крепкий	75		1	24	24	Гелитолитовый	ОС
Двойной	73		4	23	23	Гелитолитовый	КС
Верхний	85		1	14	14	Гелитолитовый	К(КО)

Примечание. V<sub>t</sub> – группа витринита, S<sub>v</sub> – группа семивитринита, L – группа липтинита, I – группа инертинита, ΣОК – суммарное содержание фюзенизированных компонентов.

Южное Черноярское среднее месторождение (II-3-20) располагается в левом борту р. Чёрные Яры, в 5 км ниже устья р. Высокая. Оно приурочено к южному крылу синклинальной складки с падением пород под углом 45–55°. В толще терригенных отложений верхней подсвиты чернойрской свиты залегают 13 пластов угля продуктивной мощности (0,8–5,5 м). Суммарная мощность угольных пластов составляет 33,7 м, по простиранию они прослежены на 8–10 км. Коэффициент угленосности продуктивной толщи – 6,7%. Строение пластов простое, но некоторые из них содержат мелкие (до 0,5 м) прослои углистых аргиллитов и алевролитов. Угли преимущественно полосчатые, полублестящие и полуматовые с различными сочетаниями кларена, дюрена, кларено-дюрена с витреном и фюзеном [57, 55, 219, 139]. По степени углефикации угли – жирные, марки Ж и КЖ [139, 219]. Химическая характеристика углей: зольность – 3,8–12,2%, общая сера – 0,2–0,5%, выход летучих – 21,4–30,4%, содержание углерода – 79,6–85,2%. Запасы углей (действительные запасы 1957 г.) – 86,099 млн т подсчитаны до глубины 300 м по пяти угольным пластам: Нижний – 2,6 м, Второй – 4,1 м, Трапповый – 4,3 м, Средний – 1,9 м, Мощный – 5,5 м (суммарная мощность – 18,4 м) [219].

Западное Энгельгардтское среднее месторождение (II-3-22) расположено на южном берегу оз. Энгельгардт вблизи устья р. Угольная. Три угольных пласта мощностью 1,9, 1,3 и 1,7 м падают на север под углом 45–60°. Угли полублестящие полосчатые, сложены клареном и дюреном с витреном и фю-

зеном. По степени углефикации они относятся к тощим и антрацитам. Химическая характеристика углей следующая: зольность – 9,9 %, общее содержание серы – 0,5 %, выход летучих – 6,0 %, содержание углерода – 79,3 % [139].

В 13 км восточнее месторождения Западное Энгельгардтское, в борту р. Ниж. Таймыра расположено Восточное Энгельгардтское среднее месторождение (II-3-23), которое рассматривается как продолжение первого. В борту реки вскрываются два пласта угля, разделенные 40–50-метровой пачкой терригенных пород. Мощность пластов – 0,9 и 2,4 м, залегание крутое с падением на север под углом 55–60°. По степени углефикации угли относятся к тощим антрацитам [139]. Химическая характеристика углей: зольность – 5,8–7,5 %, общая сера – 0,4–0,6 %, выход летучих – 6,9–10,7 %, содержание углерода – 78,2–80 % [139]. Запасы углей (общие запасы углей) в размере 114,248 млн т подсчитаны в 1957 г. по двум месторождениям до глубины 600 м [219].

Месторождение среднее Верхнее Заячье (II-3-53) находится на правом берегу р. Заячья, в 7 км юго-западнее оз. Суровое. Пласт угля мощностью 2,0 м залегает в ядре синклинальной складки, среди алевролитов и аргиллитов чернойской свиты.

Угли полосчатые полублестящие и полуматовые, сложены преимущественно клареном и дюреном [139].

В 2 км южнее этого месторождения, на левом притоке р. Заячья находится месторождение Среднее Заячье (среднее по масштабу) (II-3-57). Оно приурочено к южному крылу той же синклинальной складки. Выходы двух пластов каменных углей мощностью 2,1 и 3,7 м наблюдаются на берегу притока. По простиранию они прослежены на 3,4 км. Угли кларено-дюреновые с включениями витрена и фюзена. На месторождении выделяются следующие марки углей – Ж, КЖ (табл. 42). Вероятные запасы углей (1957 г.) – 314,571 млн т – подсчитаны в целом, по всей синклинальной угленосной структуре, включающей Верхнее Заячье и Среднее Заячье месторождения [219].

В бассейне р. Угольная (восточная) (III-3-2, среднее по масштабу месторождение) в южной синклинали установлено семь пластов углей, четыре из которых имеют рабочую мощность: 1,15, 2,96, 2,04, 0,9 м. Пласты углей прослежены по простиранию на 1,5–2,5 км. Угли гумусовые, клареновые и кларено-дюреновые, иногда дюреновые, малозольные, низкосернистые, коксующиеся, марки К и Ж (табл. 42). Угли использовались в качестве топлива для полярной станции.

Месторождение малое Северное Чернойское (II-3-17) расположено на правом притоке р. Чёрные Яры в 1,5 км выше его устья. Угольный пласт располагается в северном пологозалегающем крыле синклинальной складки, среди терригенных образований верхней части чернойской свиты. Мощность пласта – 6,4 м, строение его сложное. В верхней части пласта встречаются тонкие пропластки и линзы (2–3 см) углистых аргиллитов, а в кровле и почве – маломощные прослои аргиллитов [24]. Угли полосчатые полублестящие, состоят из кларена, кларено-дюрена и дюрена с включениями витрена и фюзена. По степени углефикации угли жирные. Действительные запасы углей (1957 г.) данного месторождения до глубины 100 м составляли 1,826 млн т [219].

Показатели качества каменных углей Восточно-Таймырского каменноугольного района (черноярская свита) [57, 59, 55, 75, 150, 139]

Индекс пласта	Мощность пласта, м	W <sup>a</sup> , %	A <sup>d</sup> , %	S <sup>d</sup> , %	C <sub>o</sub> <sup>daf</sup> , %	H <sub>o</sub> <sup>daf</sup> , %	N <sub>o</sub> <sup>daf</sup> , %	Q <sub>s</sub> <sup>daf</sup> , МДж/кг	R <sub>опн</sub> , %	ΣОК, %	V <sup>daf</sup> , %	Марка угля	Группа	Стадия метаморфизма
<b>Месторождение р. Заячь (Ш-3-53, 57)</b>														
С <sub>1</sub>	1,2	1,4	3,4	0,5	86,3	5,0			1,13		29,5	Ж	1Ж	
С <sub>2</sub>	3,1	1,8	8,9	0,6	85,2	5,0			1,07		31,2	Ж	1Ж	
С <sub>3</sub>	0,7	1,8	4,8	0,6	86,9	4,7			1,18		26,0	КЖ?		III-IV
С <sub>4</sub>	1,5	1,5	10,3	0,2	84,6	4,9			1,0	12	34,4	Ж	1Ж	III
С <sub>4</sub>	1,45	2,5	5,4	0,4	81,5	4,9		32,7	1,0	12	27,7	Ж	1Ж	III
С <sub>5</sub> коксовый	3,1в	1,6	3,1	0,5	86,9	4,9			0,95	10-12	27,4	Ж	1Ж	II-III
С <sub>5</sub>	3,1н	1,7	3,3	0,6	85,2	5,2			0,95	10-12	35,4	Ж	1Ж	II-III
С <sub>5</sub> коксовый	1,75	1,9	5,0	0,3	84,6	5,1		34,3	0,95	10-12	31,9	Ж	1Ж	II-III
С <sub>5</sub> коксовый		2,4	6,2	0,4	83,4	5,0	2,1		0,95	10-12	29,9	Ж	1Ж	II-III
Коксовый	2,05	1,7	4,9	0,4	84,9	5,7	2,6		0,95	10-12	33,5	Ж	1Ж	II-III
С <sub>6</sub> Большой	2,95	1,5	4,0	0,5	80,3	4,6		31,7	0,88	25	27,5	ГЖО	2ГЖО	II-III
С <sub>6</sub>	2,5	1,6	3,3	0,4	85,0	5,3			0,88	25	38,1	Г	1Г	II-III
<b>Черноярское месторождение (Ш-3-17, 20)</b>														
Нижний	2,67в	2,0	5,5	0,3	84,0	4,9		33,7		25	24,7	КЖ		
Нижний	2,67н	2,7	5,6	0,3	82,7	5,2		33,5		14	28,8			
Второй	4,06в	2,3	5,9	0,4	84,1	4,7		33,3	0,98	20	24,7	КЖ		II-III
Второй	4,06с	2,3	5,1	0,4	82,6	5,2	2,5	33,9	0,98	14	26,7	КЖ		II-III
Второй	4,06н	2,6	3,8	0,4	85,2	4,7		34,1	0,98	17	26,7	КЖ		II-III
Тонкий	1,10	3,6	9,6	0,3	84,2	4,2		32,9			21,4	КО		
Траповый	4,21в	3,8	12,2	0,3	81,6	4,5	2,3	32,5	0,84	23	25,7	КО	1КО	II
Траповый	4,21с	4,8	7,1	0,5	81,9	4,2		31,9	0,84	23	24,4	КО	1КО	II
Траповый	4,21н	4,3	4,9	0,3	80,3	4,8		32,0	0,84	23	29,3	КО	1КО	II

Индекс пласта	Мощность пласта, м	$W^a$ , %	$A^d$ , %	$S_t^d$ , %	$C_o^{daf}$ , %	$H_o^{daf}$ , %	$N_o^{daf}$ , %	$Q_{s_s}^{daf}$ , МДж/кг	$R_{оп}$ , %	$\Sigma OK$ , %	$V^{daf}$ , %	Марка угля	Группа	Стадия метаморфизма
Мощный	6,58в	3,6	9,4	0,2	79,6	4,5		31,2	0,85	29	30,4	Ж	1Ж	II-III
Мощный	6,58с	3,9	8,0	0,4	81,1	4,1		31,5	0,85	25	27,0	Ж	1Ж	II-III
Мощный	6,58н	5,0	4,9	0,4	80,7	4,9		32,4	0,85	19	29,5	Ж	1Ж	II-III
<b>Район р. Угленосная (III-2-11)</b>														
Крепкий	4,91в	2,4	5,7	0,4	85,9	4,3		33,5		23	20,9	OC?	2OC	IV-V
Крепкий	4,91с	2,5	4,4	0,3	85,8	4,3		33,6		24	19,1	OC?	2OC	IV-V
Крепкий	4,91н	5,2	15,4	1,1	78,1	4,7		32,4		32	20,0	OC?	2OC	IV-V
Двойной	1,90в	2,8	15,5	0,7	85,0	4,4	2,5	33,9	1,44-1,47	27	22,5	КС	2КС	IV
Двойной	1,90н	2,1	3,5	0,8	85,0	4,7	2,4	34,5		11	21,3	КС	2КС	IV
Верхний	5,06в	5,4	7,2	0,4	81,6	5,3		33,2	1,38	29	23,5	К(КО)	2К,2КО	IV
Верхний	5,06с	3,7	6,3	0,5	80,3	5,1		32,4	1,38	19	26,0	К(КО)	2К,2КО	IV
Верхний	5,06н	4,3	6,3	0,4	81,3	4,7		32,3	1,38	10	29,7	К(КО)	2К,2КО	IV
<b>Река Красная (III-2-13)</b>														
	0,8	4,4	6,7	0,42	71,2	3,22	1,68	33,3			10,5	А		
	1,5	5,1	5,3	0,46	71,5	2,75	1,61	33,4			7,42	А		
<b>Реки Бол. Боотанкага, Янгтарная (III-1-2, 7, 9)</b>														
	0,5-2	3,1-3,4	3,5-6,1	0,5-0,8	89,9	2,6		31,6				Т		
<b>Река Угольная (восточная) (III-3-2)</b>														
	0,9-2,96	1,5-4,5	4,0-9,8	0,2-0,6	82,8	4,4-5,1		33,1			28,9	К,Ж		

Примечание.  $v$ ,  $s$ ,  $n$  – верхняя, средняя, нижняя пачки пласта соответственно. Показатели качества углей, нормируемые на состояние топлива:  $W^a$  – содержание влаги,  $A^d$  – зольность,  $S_t^d$  – содержание серы,  $H_o^{daf}$  – содержание водорода,  $C_o^{daf}$  – содержание углерода,  $N_o^{daf}$  – содержание азота,  $Q_{s_s}^{daf}$  – теплота сгорания,  $R_{оп}$  – показатель отражения витринита в иммерсии,  $\Sigma OK$  – суммарное содержание фюзенизированных компонентов,  $V^{daf}$  – выход летучих веществ. Анализируемое состояние угля: аналитическое (индекс а), сухое (индекс d), сухое беззольное (индекс daf), органической массы угля (индекс o).

Месторождение малое Гельмерсенское (II-3-29) расположено на о. Гельмерсен, в заливе Нестора Кулика. Пласт угля видимой мощностью 1,5 м залегает среди терригенных пород верхней части черной свиты на северо-восточной оконечности острова. Пласт имеет простое строение и падает на юго-восток под углом 50°. Угли полосчатые, штриховатые, матовые, состоят из дюрено-кларена с включениями витрена и фюзена. По степени углефикации они относятся к тощим углям [139]. Химическая характеристика углей: зольность – 7,7 %, общая сера – 0,7 %, выход летучих – 11,5 %, содержание углерода – 89,1 % [139].

Вероятные геологические запасы (1957 г.) по месторождению составляли до глубины 600 м – 6,553 млн т (в том числе до глубины 300 м – 2,991 млн т) [24].

Из наиболее крупных и значимых проявлений территории следует отметить проявления в бассейне рек Чистая–Угольная (западная), Угленосное, Каровое, Краснореченское и Высокое. Вблизи устья р. Крестинная (II-2-32) в правом борту р. Угольная (западная) отмечаются три сближенных пласта угля мощностью от 1 до 3 м с промежутком между пластами 3–12 м. Пласты выдержаны по мощности, залегают почти горизонтально (10°) и прослеживаются в обрыве реки на отрезке в 1,5 км. Вмещающими породами служат углистые аргиллиты и алевролиты верхней части черной свиты. В устье руч. Скалистый, притока р. Звериная (II-2-30) отмечается пласт угля мощностью 3,5 м. Угольный пласт вскрывается в виде небольшого (20–30 м) фрагмента в русле ручья. Уголь черный, блестящий, трещиноватый. В бортах р. Чистая выявлены отдельные, одиночные пласты угля мощностью 2 м (II-2-22) и 1 м (II-2-21), прослеженные на расстояние 100–200 м [56].

В левом борту р. Угольная (западная), в ее нижнем течении на отрезке в 1200 м обнаружен пласт каменного угля мощностью до 2 м (II-2-20). Залегание пласта субгоризонтальное (5–10°). По своим техническим характеристикам угли низкозольные (5–7 %), низкосернистые (до 0,5 %), с низким выходом летучих веществ (7–10 %) и высокой теплотой сгорания (33,3–33,4 МДж/кг). По степени метаморфизма они отвечают марке А (антрацит). Плотность углей – 1,32–1,42 г/см<sup>3</sup> [313]. Окисленность углей проявляется в повышенной влажности (1,1–2,4 %) и отсутствие спекаемости.

Проявление Угленосное (III-2-11). В левом притоке р. Угленосная выделяется 27 пластов углей, из которых 14 пластов имеют рабочую мощность от 0,7 до 10,3 м. Пласты углей падают на юго-восток под углом 35–40°, имеют преимущественно простое строение или содержат незначительное количество тонких прослоек пустых пород. Угли низкосернистые, содержат от 3,5 до 39,9 % золы и от 0,1 до 0,3 % серы [313]. По элементному составу (углерод 84,1–87,3 %; водород 3,9–4,7 %), выходу летучих веществ (19,1–24,4 %), величине действительной плотности (1,32–1,42 г/см<sup>3</sup>) они могут быть отнесены к коксовой стадии метаморфизма (К). Угли представлены гелитом и фюзинитогелитом, их петрографическая характеристика приведена в табл. 42. Минеральные примеси представлены кальцитом, кварцем, глинистыми минералами и сульфидами [313].

Проявление Каровое (III-2-22). В бассейне р. Каровая, на руч. Ступенчатый выделяются восемь пластов угля мощностью от 0,7 до 2,5 м. Пласты па-

дают на юго-восток под углами 45–50°. Угли представлены фюзинито-гелитом. По химическим и технологическим свойствам они сходны с углями проявления Угленосное.

Проявление Краснореченское (Ш-2-13). В среднем течении р. Красная в ее левом борту выделяются четыре пласта каменного угля мощностью от 0,8 до 1,5 м. Пласты падают на север под углами 20–30°, имеют простое строение и прослеживаются по простиранию на 100 м. Угли представлены гелитом. Технические характеристики углей приведены в табл. 42. Угли низкосольные, низкосернистые, с низким выходом летучих веществ и высокой теплотой сгорания. По степени метаморфизма они отвечают марке А (антрацит).

Проявление Высокое (II-3-21) расположено в мелком правом притоке р. Чёрные Яры, в 0,5 км ниже устья р. Высокая. В разрезе верхней части черной свиты мощностью 460 м вскрываются 11 угольных пластов продуктивной мощности. Мощность пластов снизу вверх: 1,6, 1,8, 0,7, 1,5, 6,0, 3,2, 6,5, 1,9, 0,7, 0,8, 0,8 м. Расстояние между пластами – от 2,5 до 58 м. Залегание пластов крутое, с падением на север под углом 50–60°. Суммарная мощность продуктивного угольного пласта – 25,5 м, коэффициент угленосности – 5,5 %.

В юго-западной части каменноугольного района проявления каменного угля установлены в бассейнах рек Бол. Боотанкага, Янтарная, Бафи, руч. Обрывистый. В Боотанкагском проявлении в черной свиты отмечается 40 выходов углей, 14 из которых имеют рабочую мощность. На левом берегу р. Бол. Боотанкага (Ш-1-7) три пласта угля мощностью 0,5, 2,0, 2,0 м простого строения прослеживаются по простиранию на 1,5 км. На правом берегу р. Бол. Боотанкага (Ш-1-9) выявлены выходы трех пластов угля мощностью 1,0, 0,2 и 0,2 м и развалы двух пластов. В верховьях р. Янтарная в окне среди четвертичных образований прослежен выход пород черной свиты с пластом угля мощностью 1,6 м и видимой протяженностью 15 м (Ш-1-2) [284ф]. Характеристика углей приведена в табл. 42.

В углях из черной свиты содержание глинозема составляет 12–15 %, в их золе отмечается повышенное содержание (%): меди – до 0,1, никеля – до 0,03, стронция – до 0,2, серебра – до 0,04, титана – до 0,06, свинца – до 0,02, цинка – до 0,2.

А. М. Даминова и С. А. Гулин рассматривали проявления р. Бол. Боотанкага (Ш-1-9) и р. Янтарная (Ш-1-2) в качестве единого месторождения. По этой площади вероятные запасы каменного угля (1957 г.) подсчитаны в количестве 297,4 млн т. Черная свита, вмещающая проявления угля, слагает северное крыло антиклинальной складки, разбитой многочисленными разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного направлений. Выходы пород черной свиты в виде полосы шириной от 0,4 до 2 км прослеживаются на 38 км от истоков р. Весенняя на северо-востоке до истоков р. Янтарная. Углы падения пород, вмещающих углепроявление на северо-северо-запад, составляют от 60 до 80°, границы свиты – тектонические [284ф].

В породах турузовской и соколинской свит установлены мелкие проявления каменных углей на руч. Обрывистый (Ш-1-16) и р. Бафи (IV-1-1, IV-1-2) с мощностью пластов 0,1–0,3 м, редко 0,8–1,0 м, которые прослеживаются по простиранию на 500 м [8]. Уголь черно-серого цвета с ярким блеском, круп-

кий, слаботрешиноватый, с тонкополосчатой текстурой. Качество углей проявления р. Бафи (аналитическое состояние угля): содержание влаги – 5,6 %, зольность – 8,3 %, сера – 0,5 %, углерод – 89,8–90,3 %, водород – 2,0 %, выход летучих 7,2 %, N + O – 7,7 %, теплотворная способность – 28,5–32,7 МДж/кг. Уголь по качеству близок к антрациту [284ф].

### Уголь бурый

В пределах рассматриваемой площади известно среднее по масштабу месторождение бурых углей, не учтенное балансом, в районе от истоков р. Фомина до оз. Белое и 29 проявлений угля. Запасы среднего месторождения района оз. Белое (I-3-1) оценены в 1963 г. Л. Д. Мирошниковым (категория С<sub>2</sub>) в 320 млн т, в пределах территории листа – 160 млн т на площади 35 км<sup>2</sup> [62, 39]. Ресурсы мезозойских углей Северного Таймыра, включая месторождение оз. Белое оценивались 24-й партией треста «Аэрогеология» в 1968 г. и были отнесены к категории Р<sub>2</sub>, затем к категории Р<sub>3</sub>. Ресурсы мезозойских каменных углей Северного Таймыра учтены для всего бассейна на 2013 г. В северо-восточной части бассейна, за пределами площади листа, на месторождении оз. Цыганское Сердце при пробной эксплуатации из верхнего пласта карьером и штольной было добыто несколько сот тонн бурого угля [62]. Угленосные отложения нижнего мела, связанные с баррем-аптскими отложениями занимают обширную Шренк-Ленинградскую депрессию, ограниченную с юга и юго-востока северными отрогами гор Бырранга, с севера – Чукчинским уступом, с запада – низовьями р. Ниж. Таймыра. Площадь Нижнетаймырского бассейна в пределах листа составляет 6600 км<sup>2</sup>. Второй ареал распространения бурых углей, приуроченных к апт-альбским отложениям, находится в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба в юго-восточной части листа S-47.

В Нижнетаймырском бассейне угольные пласты известны в береговых обрывах рек Фомина, Траутфеттер, Шренк. Угленосные отложения слагают верхнюю часть разреза слаболитофицированных осадков юры и мела. Они расчленяются на малиновскую (J<sub>3</sub>–K<sub>1ml</sub>), шренковскую (K<sub>1sr</sub>) и траутфеттерскую (K<sub>1-2</sub>) свиты, представленные чередованием галечников, гравийников, песков, глинисто-алевритистых пород, пластов и пропластков углей общей мощностью до 250 м. Выделяются малиновская подугольная, траутфеттерская надугольная и шренковская угольная формации. Продуктивно угленосной является шренковская свита (12–110 м), в верхней части которой (40–75 м) находятся от четырех до восьми пластов рабочей мощности. Пласты малоустойчивы на площади, имеют форму линзовидных залежей и выклиниваются на расстоянии первых сотен метров. Незначительная угленосность отмечается в отложениях траутфеттерской и малиновской свит, где содержатся маломощные до 0,5 м пропластки углей ближе к контактам с породами шренковской угольной формации. Глубина залегания углей – до 100 м.

Угли представлены землистыми и плотными полуматовыми и матовыми, реже полублестящими разностями гумусовых бурых углей, с подчиненными прослоями сапропелитов. Угли отличаются малой зольностью, в основном низкосернистые, обладают высокой теплотой сгорания. По степени углефици-

кации относятся к бурым углям марки 2Б и пригодны в качестве сырья для перегонки в жидкое топливо, а также могут использоваться в качестве местного топлива. Разновидности углей с высоким содержанием углерода, теплоты сгорания, низким выходом летучих веществ и влаги приближаются по показателям к каменным длиннопламенным углям.

На месторождении района оз. Белое (I-3-1) вскрыты два пласта бурого угля мощностью 2,5 и 5 м. Всего на этом участке в разрезах шренковской свиты отмечаются фрагменты шести угольных пластов. Залегание пластов моноклиналиное, с падением на юго-восток под углом 30–35°. Угли черные и буровато-черные полублестящие и полуматовые, с раковистым и ступенчатым изломом, гумусовые (представлены дюреном с линзами витрена и фюзена), реже сапропелито-гумусовые. Сапропелевый материал представлен остатками мелких водорослей и образует линзы мощностью несколько сантиметров в пластах углей. Зольность углей – менее 10 %, теплота сгорания – 25,4–27,3 МДж/кг, выход летучих веществ – 46,24–52,85 %, водорода – до 5,3 %, содержание серы 0,3–3,93 %.

К Шренковскому месторождению отнесена группа проявлений в бассейне нижнего течения р. Шренк в Шренк-Мамонтовской депрессии, выполненной мезозойско-кайнозойскими отложениями. Наиболее перспективным угленосным горизонтом является верхняя пачка шренковской свиты. На р. Встречи (I-1-44) скв. К-1 вскрыта угленосная толща до глубины 91,2 м. В разрезе в инт. 54,5–91,2 м встречено семь пластов углей мощностью: 0,9, 0,4, 0,9, 0,8, 1,4, 9,0, 2,4 м. В 10 буровых скважинах вскрыто от одного до восьми пластов углей мощностью 0,7–9 м. Наиболее крупное проявление бурых углей находится в правом борту р. Шренк, на отрезке между устьями рек Узкая и Холодная (II-1-6). Здесь на протяжении 4 км среди песчано-алевритовых осадков шренковской свиты прослеживаются от одного до трех сближенных пластов углей мощностью 0,5–2,0 м, суммарной мощностью до 4 м. Мощность пластов углей не выдержана по простиранию, нередко угольный пласт расщепляется и выклинивается. Наиболее крупные проявления вскрыты скважинами 15 (II-1-13) и 30 (II-1-16). В скв. 15 в интервале глубин 38–93 м вскрывается шесть пластов углей мощностью (снизу вверх): 7,4, 1,3, 4,6, 2,0, 0,7, 1,5 м, суммарной мощностью 17,5 м. В скв. 30 в интервале глубин 33–107 м вскрывается семь пластов углей рабочей мощности: (0,9–6,6 м) с суммарной мощностью 17,5 м. По технологическим свойствам угли мягкие бурые (влажность 10–14 %), низко- и среднезольные (5–23 %), низкосернистые (менее 0,5 %) [52, 53]. По петрографическому составу угли кларено-дюреновые с фюзенизированными микрокомпонентами (45–83 %). Средняя суммарная мощность угольных пластов по 10 буровым скважинам составляет 10,35 м. Площадь распространения угленосной верхней пачки шренковской свиты составляет 560 км<sup>2</sup>.

Крупное проявление бурых углей находится в правом борту р. Шренк, в 2 км выше устья р. Привальная (II-2-2). Здесь на протяжении 2 км среди песчано-алевритово-глинистых осадков шренковской свиты прослеживается пласт бурых углей мощностью 4 м. Пласт залегает почти горизонтально и имеет преимущественно простое строение. В западной части он расщепляется на два пласта мощностью в 1,5 и 2 м и на ряд выклинивающихся прослоев.

Уголь с поверхности чешуйчато-листоватый полуматовый, по составу дюреновый. Химический анализ штучной пробы дал следующие показатели [97]: углерода на горючую массу – 72,3 %, золы на сухую массу – 5,2 %, летучих на горючую массу – 66 %, серы на сухую массу – 0,6 %. Теплотворная способность углей – 24 МДж/кг. В устье р. Привальная, в нижней части левого борта вскрываются два сближенных пласта угля мощностью 0,8 и 1 м, разделенные прослоем (1,2 м) алевроитов. В 4–5 м выше по склону обнажается еще один, более мощный (5,5 м), пласт угля. Угли землистые, сажистые, состоят из фюзенизированных стеблевых и древесных тканей. Залегание пластов горизонтальное, мощность выдержанная. По простиранию верхний пласт прослежен на 1,5–2 км. В бортах р. Холодная отмечены два пласта бурых углей мощностью 1–2 м (II-2-1) и 0,7 м (II-2-5).

К Траутфеттерскому месторождению отнесена группа проявлений в нижнем течении р. Траутфеттер (I-3-17, 18, 19). Здесь среди горизонтально залегающих отложений раннемелового возраста встречены четыре пласта бурого угля мощностью от 1,75 до 4–5 м. Угли малозольные и низкосернистые с содержанием влаги – 14,3 %, золы – 5,5 %, серы – 0,4 % летучих веществ – 50,9 %, теплота сгорания – 28,49 МДж/кг.

В пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба меловые угленосные отложения на большей части территории перекрыты маломощными четвертичными образованиями. В бассейне р. Бол. Лесная Рассоха в устье р. Рассошка (VI-3-4) встречен пласт угля мощностью 0,7 м. В 10 км выше по течению в береговом обрыве залегают четыре пласта угля общей мощностью 3,4 м (VI-3-5). Пласты углей падают в юго-восточном направлении (азимут 120°) под углом 60°. По р. Леттах-Юрях выходит пласт угля мощностью 0,7–0,9 м (VI-3-3). На руч. Дровяной (VI-3-8) среди песков с прослоями алевроитов крестыноряжской свиты верхнего мела обнажены два прослоя бурого угля мощностью 0,2–0,3 м. Немногочисленные прослои углей отмечаются в малохетской свите, на листе показанной объединенной с яковлевской свитой (К<sub>1</sub>тн+жк), сложенной светло-серыми песками с редкими прослоями алевролитов, глин и конгломератов. Пласты и линзы бурых углей, объединенные в три угленосных горизонта, встречаются в яковлевской свите, представленной в основном серыми глинами с прослоями песков и песчаников (III-12-14, IV-3-2, 3).

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### Железо

На территории листа известны четыре пункта минерализации железа, относящиеся, предположительно, к трем формациям: бурожелезняковой кор выветривания, железорудной сидеритовой, железорудной скарново-магнетитовой, шлиховой ореол и поток. Все проявления не имеют практического значения из-за незначительных масштабов. Пункт минерализации железа руч. Жёлтый (II-1-8) приурочен к коре химического выветривания поздне-триасово-раннеюрского возраста, которая образует лимонит-сидеритовую

шляпу мощностью до 2 м, протяженностью 10 м на доломитах колосовской свиты позднего рифея. В шлиховых пробах из буровых скважин, вскрывших кору выветривания в районе устья руч. Жёлтый, содержание сидерита составляет 100 % [55, 59].

Пункт минерализации железорудной сидеритовой формации гематит-сидеритовых руд с галенитом и сфалеритом приурочен к инъекционным карбонатным породам озеротаймырского комплекса ( $T_{3ot}$ ) в тектоническом контакте с терригенными породами черной свиты верхней перми на руч. Короткий, правом притоке р. Заячья (II-3-56). Здесь наблюдаются крупноглыбовые развалы сидеритовых руд в полосе шириной 10–15 м, протяженностью 800 м. В гематит-сидеритовой жиле также содержатся: Pb – 0,07 %, Zn – 0,04 %, Ag – 10 г/т, железо не определялось [55].

Пункт минерализации железа этой же формации выделен на руч. Пологий (III-1-36) в сидерит-кальцит-кварцевой жиле с флюоритом, баритом мощностью от 1 до 10 см, протяженностью 1 км с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита в песчаниках быррангской свиты нижней перми. Содержание железа составляет от 36 до 42 % [68].

К железорудной скарновой формации относится пункт минерализации железа в устье р. Останцовая, где в штоке монцодиоритов верхнетаймырского комплекса в контакте с брекчированными мраморизованными карбонатными тектонитами ( $T_{3ot}$ ) прослеживаются четыре магнетит-гематит-сидеритовые жилы мощностью до 2,5 м, протяженностью до 150 м (III-1-35). В приконтактной зоне развиты андрадит-эпидот-кальцитовые скарны. Содержание железа составляет от 66 до 72 % [68].

Шлиховой ореол гематита с содержанием 10–30 % от выхода тяжелой фракции выявлен на р. Попутная (II-1-34), шлиховой поток гематита с содержанием 10–15 % от выхода тяжелой фракции – на руч. Удобный (II-1-29).

## Марганец

На рассматриваемой территории имеются только два вторичных геохимических ореола с повышенными коэффициентами концентрации марганца (4–7) в донных осадках – крупный ореол в бассейне рек Колосова–Чекина–Скальная (I-2-20) и локальный ореол – в бассейне верхнего течения р. Попутная (II-1-31) [55]. Геохимическая аномалия в истоках р. Скальная (I-2-20) находится на площади выходов карбонатных пород скальнинской толщи, в которой спорадически устанавливаются, по данным полуколичественного спектрального анализа, содержание марганца 0,8–4 % в прослоях доломитов кремового цвета мощностью до 2 м.

## Хром

На карту вынесено два пункта минерализации и два вторичных геохимических ореола рассеяния хрома в донных осадках, не имеющих промышленного значения. Пункты минерализации относятся к хромитовой формации в мафит-ультрамафитовых интрузиях. В нижнем течении р. Оленья в дайке лампрофиров северотаймырского комплекса ( $T_{3st}$ ) отмечается вкрапленность

пирита, пирротина, хромита с содержанием Cr – 0,08 %, Ni – 0,03 % (I-1-9). На р. Заозёрная мелкая вкрапленность магнетита, хромита, пирита при содержании Cr – 0,06 % выявлена в субсогласном теле ксенотуфов светлинской свиты (I-3-12). Вторичные геохимические ореолы в донных осадках мелких водотоков с коэффициентом накопления (2–5 фонов) встречаются в бассейне оз. Лопастное (I-3-2) и приустьевой части руч. Большой – правого притока р. Траутфеттер (I-3-21).

### Титан

На площади листа выявлено три пункта минерализации титана, отнесенных к титан-железородной мафитовой формации, не имеющих промышленного значения. В породах верхнемалиновского дунит-пироксенит-габбрового комплекса, проявленного в тектоническом блоке с площадью выхода 5 км<sup>2</sup>, рудная минерализация в виде мелкой рассеянной ильменит-магнетит-хромит-пирротиновой вкрапленности составляет 1–2 %, редко – 5–10 % в серпентинитах (I-2-12) [305ф]. Содержание в руде равно (%): Cr – 0,2–0,3, Ni – 0,1–0,3, Ti – 2,0, Cu – 0,02, Co – 0,006, Mo – 0,006. Пункт минерализации титана в бассейне р. Буйная (I-3-4) связан с вкрапленностью до 5 % порфириобласт ильменита (Ti – 2–3 %) в дайке умереннощелочных долеритов устьшренковского комплекса (RF<sub>3u</sub>) мощностью 2–3 м. Другой пункт минерализации в бассейне р. Буйная (I-3-5) приурочен к пластовой интрузии мощностью 600 м буйнинского комплекса щелочных габброидов (RF<sub>3b</sub>), в которых обнаружена вкрапленность до 3 % титаномагнетита, с содержанием TiO<sub>2</sub> – от 2–3 до 5,4–5,6 % – в щелочных пироксенитах [62].

### Ванадий

Аномальные концентрации ванадия (2–4 фона) выявлены литогеохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния в бассейне р. Поворотная (II-1-10).

Установлена приуроченность повышенного содержания ванадия (0,01–0,06 %) и молибдена (0,01 %) в молибден-ванадиеносных граптолитовых сланцах двойнинской и миддендорфской объединенных свитах (S<sub>1-2dv+md</sub>) в долине руч. Каньонистый, правого притока р. Траутфеттер.

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### Медь, никель (кобальт)

На исследуемой территории известно 16 рудопроявлений, 37 пунктов минерализации меди и никеля, четыре шлиховых ореола и потока, три вторичных геохимических ореола и один поток, две гидрохимические аномалии. Выделяются три формации: медно-никелевая сульфидная с платиной, медно-кварцевая жильная и медистых брекчий. Прогнозные ресурсы меди, никеля, кобальта, МПГ медно-никелевых проявлений неоднократно подсчитывались разными авторами, но никогда не утверждались [309ф, 239ф, 291ф, 284ф, 261ф, 260ф, 271ф].

Проявления и пункты минерализации медно-никелевого типа оруденения имеют генетическую связь с интрузивными телами левлинского, боотанкагского и дябакатаринского комплексов.

На территории листа к боотанкагскому оливинит-пикрит-габбродолеритовому комплексу относятся интрузии Боотанкагского массива, руч. Габбровский, оз. Энтузиастов, руч. Спокойный, руч. Травяной, Горноозёрский массив.

Наиболее значительное медно-никелевое проявление связано с Боотанкагской интрузией. Изучением интрузии занимались Н. Н. Нагайцева, А. И. Архипова, А. П. Салманов, Д. А. Додин, считавшие ее близкой по составу пород и сульфидному оруденению к промышленно-рудоносным интрузиям Норильского района [280ф, 239ф, 291ф, 83].

Боотанкагское проявление (Ш-1-26, Ш-2-36, Ш-2-34) расположено на р. Бол. Боотанкага в 8 км ниже устья р. Левли в Боотанкагском интрузивном массиве на южном крыле Среднебоотанкагской брахиантиклинали. Боотанкагский массив представляет собой ветвящийся хонолит, включающий от четырех до восьми сближенных кулисообразно расположенных интрузий, приуроченных к узлу пересечения брахиантиклинальной складки продольным Боотанкагским и поперечным Левлинским разломами. В плане выделяются три ветви Боотанкагского массива: Северная, Центральная и Юго-Западная. В Северной ветви объединены интрузии ручьев Рудный и Ветвистый. Дифференцированная интрузия пикритовых и такситовых габбродолеритов руч. Рудный прослеживается по простиранию на 700 м, при ширине 30–60 м, азимут падения – 160°, угол падения – 60–70° [83]. Интрузия в правом борту руч. Ветвистый на восточном фланге Северной ветви, представленная центральной и приподошвенной частями, падает в южном направлении под углом 40–50°. В Центральной ветви выделяется значительно эродированная интрузия руч. Северный шириной 500 м, мощностью 100 м. Протяженность интрузии, по магнитометрическим данным, под четвертичными отложениями р. Боотанкага составляет 1,5 км. Падение на юг – под углом 40–50°. Наиболее обнаженная интрузия руч. Лагерный шириной 700 м погружается на юго-восток под углом 25–30°. Юго-западная ветвь, объединяющая четыре интрузии, прослеживается на 4,5 км. Интрузия погружается в юго-восточном направлении под углом 20–30°.

В разрезе массива Боотанкагской интрузии снизу вверх выделяются: 1) контактовые долериты (1–3 м), 2) такситовые оливиновые, троктолитовые и пикритовые долериты (4–30 м), 3) троктолитовые габбродолериты (до 5 м), 4) оливиновые и оливинсодержащие габбро-норит-долериты (30–70 м), 5) кварцсодержащие габбродолериты (20–30 м), 6) такситовые габбродолериты (до 5 м) [83]. В интрузии проявлено несколько типов оруденения: мало-сульфидное платинометалльное, сульфидное платино-медно-никелевое, прожилковое в экзоконтактах.

Пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение связано с линзовидными в плане интрузивными телами мощностью от 100 до 150 м, которые имеют пологосекущие контакты с породами средней части турузовской и фалабигагской свит с падением на юго-восток под углами от 20° до 30° [284ф, Ленькин, 1982, Нагайцева, Ленькин, 1985, 239ф, 291ф, 83]. Буровыми сква-

жинами интрузия прослежена до глубины 400 м. В нижнем контакте интрузива, выходящем на поверхность, установлено три выхода залежи сплошных сульфидных руд мощностью от 0,2 до 2 м.

Относительно повышенные (от 1–3 до 10–15 %) концентрации сульфидных минералов связаны с такситовыми габбродолеритами. В них сульфиды (от 1–3 до 10–15 %) образуют мелкую интерстиционную вкрапленность и мелкие (до 10–15 мм) шлиры. Мощность тела вкрапленных сульфидных руд колеблется от 2 до 15 м. Главными минералами руд являются пирротин, халькопирит, пентландит, пирит, кубанит; второстепенными – макинавит, сфалерит; редкими – виоларит, марказит, аргенто-пентландит, медистый пентландит, миллерит, галенит, джерфишерит, никелин, герсдорфит, кобальтин, сперрилит, майченерит, самородная медь [118]. Содержание металлов во вкрапленном типе руд неравномерное: меди – от 0,07 до 0,83 %, никеля – от 0,06 до 0,83 %.

Сплошные сульфидные платино-медно-никелевые руды образуют залежь мощностью 1–2 м, протяженностью 300 м, по падению в обнажении прослежены на 5 м. Минеральный состав (%) руд: пирротин – 85–95, халькопирит – 1–15, пентландит – 1–5, магнетит – 5–8, единичные зерна сфалерита, галенита, джерфишерита, верлита, никелистого меренскиита. Содержание (%) металлов в сульфидных прожилках составляет: никель – 2,75, медь – 3,85, кобальт – 0,3, платина – 1,1 г/т, палладий – 3,1 г/т, золото – 0,25 г/т. Среднее содержание и прогнозные ресурсы металлов категорий P<sub>2</sub> + P<sub>3</sub> рудоносных медно-никелевых интрузий района приведены в табл. 43, 44.

Таблица 43

**Содержание меди, никеля, кобальта, платиноидов в основных медно-никелевых интрузиях Верхнетаймырско-Левлинского района по данным [291ф, 284ф]**

№ п/п	Интрузии, проявления	Мощности рудных тел при содержании сульфидов		Среднее содержание, % ΣPt <sub>n</sub> , г/т			
		1–5 %	5–10 %	Cu	Ni	Co	ΣPt <sub>n</sub>
1	Боотанкагская (Ш-1-26)	15 м	–	0,25	0,15	0,012	1,07
		–	10 м	0,85	0,47	0,022	2,73
2	Горноозерская (Ш-1-18)	3 м	–	0,23	0,13	0,021	1,6
3	Габбровое (Ш-1-37)	10 м	–	0,15	0,1	0,011	–
		–	2 м	0,54	0,16	0,012	–
4	Дябакатаринское (Ш-1-42)	2 м	–	0,31	0,27	0,016	0,7
Средневзвешенное содержание		7,5 м	3,0 м	0,38	0,22	0,015	1,18

Руды Боотанкагского рудоносного массива, с учетом низких средних содержаний (менее 0,55 % условного никеля, принятого для месторождения Норильск-1), географо-экономического положения района, в настоящее время промышленного интереса не представляют [284ф, 261ф, 274ф, 280ф, 83].

**Прогнозные ресурсы меди, никеля, кобальта, платиноидов  
в интрузиях Верхнетаймырско-Левлинского района по данным [291ф, 284ф)**

№ п/п	Интрузии, проявления	Площадь, км <sup>2</sup>	Прогнозные ресурсы категорий P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub> , тыс. т			
			Cu	Ni	Co	ΣPt <sub>n</sub> , т
1	Боотанкагская (Ш-1-26)	17	666,4	378,1	21,8	235,8
2	Горноозерская (Ш-1-18)	4	8,8	4,9	0,8	6,14
3	Габбровое (Ш-1-37)	7	57,8	29,6	2,51	–
4	Дябакатаринское (Ш-1-42)	5	9,92	8,64	0,5	2,24
	Всего	33	742,92	421,24	25,61	244,18

Проявление Горноозерское (Ш-1-18) расположено на левобережье руч. Горный, в 2 км южнее оз. Горное. Оруденение проявлено в оливиновых габбродолеритах боотанкагского комплекса, представляющих из себя несколько конических вогнутых интрузий диаметром 1,5 км в ядре синклинальной складки, внутренняя часть конуса выполнена эруптивной брекчией ороговикованных терригенных пород соколинской свиты с примесью обломков пикритовых и троктолитовых габбродолеритов. Конические тела интрузий занимают площадь 2 × 8 км и, очевидно, являются верхней частью погребенного массива, выраженного во вторичных ореолах рассеяния аномалиями Cu, Ni, Co, Zn, Ag. Вкрапленное сульфидное оруденение во внешних слоях интрузии мощностью 15–20 м содержит: меди – 0,2–1,2 %, никеля – 0,21–0,32 %, сумма платиноидов – 1,3 г/т, золота – до 0,29 г/т [270ф, 280ф]. В согласной интрузии мощностью 30 м, протяженностью 5 км, обнаженной в правом борту левого притока р. Левли оруденение локализовано в нижнем эндоконтакте оливиновых габбродолеритов боотанкагского комплекса во вмещающих породах соколинской свиты. Сульфиды распределены крайне неравномерно, максимальное их количество составляет 5–7 % от объема породы, в том числе единичные округлые шпирсы до 5 см в поперечнике. Состав руд пентландит-халькопирит-пирротинный. В качестве второстепенных рудных минералов отмечаются троилит, пирит, марказит, миллерит, кубанит, макинавит, сфалерит, галенит, магнетит, ильменит и хромит. Химическим анализом в штучных пробах руд установлены (%): медь – 0,1–0,34 (среднее 0,23), никель – 0,03–0,20 (среднее 0,13), кобальт – 0,01–0,04 (среднее 0,021); платиноиды 1,6 г/т [291ф].

Проявление Габбровое (Ш-1-37) расположено в правом борту долины руч. Бурный, левого притока р. Фадьюкуда. Сульфидное оруденение связано с дифференцированной интрузией боотанкагского комплекса, залегающей в породах турузовской и быррангской свит в южном крыле Верхнедябакатаринской синклинальной структуры протяженностью до 45 км, осложненной сбросами северо-западного и северо-восточного направлений. Мощность интрузии – 120 м, протяженность – 7,5 км. Интрузия пологосекущая, падает на север круче вмещающих пород под углом 55–60°. Нижний горизонт мощно-

стью от 5 до 40 м, протяженностью 3,5 км сложен чередующимися плагиоверлитами, пикритовыми габбродолеритами, троктолитами и оливиновыми такситовыми габбродолеритами, содержащими вкрапленность сульфидов, ассоциация которых образована пирротином (30–50 %), пиритом (20–30 %), халькопиритом (10–30 %), пентландитом (0–5 %). Химическим анализом в штуфных пробах руд установлены: медь (0,1–1,1 %), никель (0,07–0,5 %), кобальт (0,01–0,03 %), платина (до 0,7 г/т), палладий (до 0,79 г/т) и золото (до 0,05 г/т). В верхней части интрузии, сложенной оливинсодержащими габбродолеритами с обособлениями крупнозернистых пегматоидных долеритов также содержится вкрапленность сульфидов. Здесь рудная минеральная ассоциация представлена пирротином (60–70 %), халькопиритом (10–20 %), пентландитом (5–7 %) и кубанитом (5–20 %). Химическим анализом в штуфных пробах руд установлены медь (0,1–0,4 %), никель (0,1–0,5 %), кобальт (0,01–0,02 %), платина (до 0,13–0,62 г/т), палладий (до 0,38–0,79 г/т) и золото (до 0,06 г/т) [270ф, 280ф].

К боотанкагскому комплексу с медно-никелевой ассоциацией относятся проявления р. Бол. Боотанкага (III-1-13), руч. Травяной, притока руч. Галечный (II-2-19). Вкрапленное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение содержится в оливиновых габбродолеритах и плагиоверлитах и такситовых габбродолеритах. Содержание меди – 0,14–0,2 %, никеля – 0,2–0,22 %, кобальта – 0,01 %, платины – 0,1 г/т, золота – 0,025 г/т. Проявления р. Бол. Боотанкага (III-1-23) локализовано в сульфидных жилах мощностью 1 м, во вмещающих породах фалабигайской свиты в контакте с интрузией боотанкагского комплекса. Сульфидная минерализация представлена пирротином – 55–90 %, халькопиритом – 3–10 %, пентландитом – 1–2 %, титаномагнетитом – 3–5 %, марказитом – 1–30 %. Содержание (%): Cu – 0,1–0,9, Ni – 0,1–0,7, Co – 0,02. В бассейне р. Боотанкага (IV-1-3), на западе территории пентландит-халькопирит-пирротинная вкрапленность приурочена к дайке троктолитов, оливиновых габбродолеритов боотанкагского комплекса с содержанием меди 0,54 %, никеля – 0,53 %.

Интрузии дябакатаринского шрисгеймит-анкарамит-габбродолеритового комплекса приурочены к зоне, прослеживающейся вдоль южной границы Горного Таймыра от р. Фадьюкуда до залива Ямубайкура оз. Таймыр на расстояние более 120 км. Интрузии представлены серией девяти сближенных даек в нижнем течении р. Тарисейми-Тари на площади 50 км<sup>2</sup>, с радиальным расположением из одного центра.

Наиболее изученное Дябакатаринское проявление сульфидных руд (III-1-42) в бассейне р. Дябака-Тари связано с крутопадающей на юго-восток под углом 60° расчлененной от нижнего к верхнему контакту дайкой – анкарамитов (0,4–10 м), оливиновых титаноавгитовых габбродолеритов (40 м), керсутитовых безоливиновых габбродолеритов (10–12 м) общей мощностью 40–60 м и протяженностью 12 км, рассекающей породы турузовской, бырангской свит и силлы долеритов бырангского комплекса [270ф, 280ф, 291ф]. Сульфидное оруденение локализовано в интрузивных породах в виде неравномерной вкрапленности и прожилков. Содержание основных рудных минералов (%): пирротин – до 80, пирит – 10–15, халькопирит 5–10, пентландит – 0–5. Среди второстепенных минералов в рудах отмечаются кубанит,

виоларит, сфалерит, магнетит, ильменит, титаномагнетит и хромит. Химическим анализом в бороздовых пробах руд установлены – медь (0,21–0,54 %), никель (0,15–0,50 %), кобальт (0,008–0,022 %), платина (0,13–0,45 г/т), палладий (0,19–0,9) г/т.

Существенно халькопирит-пирит-пирротиновая минерализация отмечается в дайке пород дябакатаринского комплекса со сложной интрузией (дайка в дайке) субщелочных пикритовых габбродолеритов мощностью 36 м, протяженностью 3–3,5 км в бассейне р. Неправильная (Ш-2-17). Интрузия приурочена к массиву карбонатных инъекционных тектонитов озеротаймырского комплекса между двумя продольными региональными разломами. Максимальные концентрации сульфидов (20–40 %) отмечаются в плагиоверлитах средней части массива в нижнем горизонте мощностью 12 м и вблизи кровли – мощностью 7 м. В эндоконтактных зонах и в плагиоверлитах первичные сульфидные минералы замещены пиритом, марказитом, халькозином, ковеллином. Содержание металлов в нижнем и верхнем горизонтах составляют соответственно (%): меди – 0,04–0,12, никеля – 0,34–0,40, кобальта – 0,042–0,032.

К дябакатаринскому комплексу в дайках с пентландит-халькопирит-пирротиновой вкрапленностью относятся пункты минерализации – левого притока Тарисейми-Тари (Ш-1-28), руч. Врезанный (Ш-1-32), р. Пограничная (Ш-1-34), руч. Моховой (Ш-1-44), правого притока р. Халибала-Тари (Ш-2-35), руч. Каменистый (Ш-1-41) с незначительным (0,1–0,2 %) содержанием меди и никеля.

К левлинскому пикродолеритовому комплексу с медно-никелевой специализацией относится большая группа проявлений – в истоках левого притока р. Левли (Ш-1-15), истоки руч. Каменистый (Ш-1-27), руч. Разломный (Ш-1-31) – и пунктов минерализации: нижнего течения р. Постоянная (Ш-3-3), среднего течения р. Нганасанская (Ш-3-9), левобережья нижнего течения р. Неправильная (Ш-3-11). В проявлениях отмечается вкрапленное кубанит-пентландит-халькопирит-пирротиновое оруденение в оливиновых габбродолеритах с содержанием основных компонентов: меди – 0,2–1,2 %, никеля – 0,2–0,3 %, кобальта – 0,01–0,02 %, платиноидов – до 1,1 г/т, золота – 0,29 г/т. В пунктах минерализации в приподошвенной части интрузий пикритовых габбродолеритов отмечается вкрапленное сульфидное оруденение с более низким содержанием меди и никеля.

Формация медистых брекчий с вкрапленностью халькопирита, куприта, тенорита, иногда флюорита проявлена в брекчированных карбонатных породах озеротаймырского комплекса (Т<sub>30т</sub>) с повышенным до 1–2 % содержанием меди, бария – 0,5–1 % в пунктах минерализации р. Левли (Ш-1-20), р. Останцовая (Ш-1-29), верховьев руч. Угрюмый (Ш-2-16). Другой пункт минерализации – в верхнем течении р. Красная (Ш-2-12) – приурочен к узлу разноориентированных разломов на контакте вулканитов шайтанской и зверинской свит с породами байкурской свиты, где наблюдается зона брекчированных и карбонатизированных алевролитов с вкрапленностью халькопирита, пирита, марказита с содержанием меди – 0,02–1,17 %, никеля – 0,01 %.

Проявления медно-кварцевой жильной формации на левом берегу р. Чукча (I-1-28, I-2-24) представлены густой вкрапленностью магнетита, гематита,

халькозина, халькопирита, борнита, ковеллина в березитизированных кварц-серицитовых сланцах по вулканитам борзовской толщи. Содержание меди – 0,6–3,0%, Ag – до 400 г/т, Bi – 0,01%.

Пункты минерализации медно-кварцевой формации с незначительным содержанием меди отмечаются в березитах и кварцевых прожилках по гранитам малиновского комплекса на водоразделе Чукча–Малиновского (I-2-16, I-2-13), левого притока р. Чукча (I-1-24) [305ф]. В окварцованной дайке гранит-порфиров чукчинского комплекса в верховье р. Ломаная (I-1-37) присутствуют мелкие вкрапленности пирита, галенита, халькопирита с содержанием Cu – 0,3 %, Pb – 0,6 %, Ag – 40 г/т. Незначительные содержания Cu – 0,1–0,5 %, Ni – 0,2 %, Mo – 0,01 % определены в сульфидизированных березитах по вулканитам и кварц-карбонатных жилах в рассланцованных вулканитах борзовской и модинской толщ – в бассейне р. Гагара (I-2-4, I-2-14), водоразделе Чукчи–Малиновского (I-2-10), левом притоке р. Чукча (I-2-26), правом притоке р. Малиновского в верхнем течении (I-2-15). Пункт минерализации Пологое (III-1-30), приуроченный к кварц-сидеритовой жиле мощностью 2 м с вкрапленностью халькопирита, выделяется повышенным содержанием полезных компонентов: Cu – до 5 %, Pb – 0,6 %, Zn – 0,8%. В контакте жилы с габбродолеритовой дайкой определено 0,6 г/т золота и 3 % мышьяка [284ф].

Литогеохимические комплексные аномалии меди, никеля, кобальта, иногда с хромом, представлены слабоконтрастными (2–4) ореолами в поле развития вулканогенных образований. Шлиховые ореолы халькопирита с содержанием минерала 1–2 % от веса тяжелой фракции продуцируются, очевидно, сульфидной вкрапленной минерализацией, заимствованной из силлов быррангского комплекса габбродолеритов (II-1-17, II-1-26).

### Свинец, цинк, серебро

Зона развития серебросодержащего полиметаллического оруденения расположена на северном склоне и в осевой части гор Бырранга. Она прослеживается от верхнего течения р. Бол. Боотанкага до оз. Суровое на протяжении 130 км и далее к востоку на лист S-48. Ширина рудной зоны – около 15 км. В пределах территории листа выделяется три малых месторождения свинца, цинка, серебра, не учтенных балансом, четыре проявления, 47 пунктов минерализации, 11 шлиховых ореолов и потоков, 12 вторичных геохимических ореолов и потоков, семь гидрохимических ореолов, три первичных геохимических ореола. Формация свинцово-цинковая серебросодержащая жильная. Свинцово-цинковое оруденение представлено кварцево-карбонатными жилами, жильными штокверковыми зонами и зонами брекчий в среднекаменноугольно-пермских терригенных толщах, туфах верхней перми и нижнего триаса (шайтанская и зверинская свиты объединенные), долеритах быррангского комплекса ( $T_1b$ ) и инъекционных карбонатных тектонитах–карбонатитах ( $T_3ot$ ). Полиметаллическая зона расположена между линейными выходами базальтов, приуроченных к зоне Осевого субширотного разлома сбросовой природы. Оруденение контролируется также узлами пересечений разрывных нарушений и соскладчатыми трещинами в антиклиналях.

В пределах полиметаллической зоны исполнителями поисково-разведочных работ на проявлениях свинца и цинка в 1951–1953, 1958–1961 гг. подсчитаны ориентировочные запасы, отнесенные к категории С<sub>2</sub>, которые не утверждались. Как определяют авторы Объяснительной записки по листу S-47-XI, XII (1967 г.), «поскольку содержание полезных компонентов в большинстве случаев определены визуально, ориентировочные запасы месторождений «Руч. Крутой» и «Горы Геологов» следует считать мало достоверными» [219]. На месторождении Партизанское по бороздовым пробам проводились химические анализы по свинцу и цинку в небольшом объеме, что не позволило вычислить среднее содержание по месторождению. Запасы категории С<sub>2</sub> и ресурсы категории Р<sub>1</sub> по свинцу и цинку были переведены в ресурсы более низкой категории и утверждены в 1983 г., после чего (с 1988 г.) не рассматривались и не утверждались [300ф].

В западной части рудного района большинство рудопроявлений и пунктов минерализации концентрируется между заливом Нестора Кулика и оз. Левинсон-Лессинга. На этой площади выявлены и частично разведаны Партизанское месторождение и проявление Оранжевое полиметаллов. На площади 12 км<sup>2</sup> выявлена серия рудных тел, среди которых выделяется месторождение Партизанское (П-3-50) [56, 55, 248ф]. Оно расположено на западном побережье залива Нестора Кулика оз. Таймыр в 3 км к западу-юго-западу от оз. Ледяное. Месторождение приурочено к узлу сочленения двух крупных разломов – северо-северо-западного и субширотного направления в зоне смятия-дробления мощностью от 2 до 15 м. Рудные тела месторождения представлены крутопадающими сфалерит-галенитовыми, галенит-сфалеритовыми, а также кварц-карбонатными жилами, имеющими преимущественно брекчиевое строение. Основное рудное тело состоит из крутопадающей жилы северо-северо-западного простирания, в присводовой части брахиантиклинальной складки, среди терригенных пород соколинской свиты с силлами и дайками раннего триаса мощностью 2,5–8 м. Канавами и шурфами жила прослежена на расстоянии 1500 м. На южном фланге месторождения жила встречена в штольне на глубине 40 м от поверхности. На всем протяжении мощность жилы изменяется в пределах 0,25–3,5 м, составляя в среднем 1,1 м. Рудное тело имеет резкие, неровные зальбанды, часто представляет собой брекчию вмещающих пород с рудным цементом, иногда расщепляется на серию мелких прожилков. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, блеклой рудой, марказитом, пирротинном, жильные – кварцем и сидеритом [219]. Руды сплошные и прожилково-гнездовые. Основные параметры рудных тел месторождений и проявлений приведены в табл. 45. По данным пробирных анализов, содержание серебра в рудах намного выше, чем у предшественников (152 г/т) и составляет 300–500 г/т, в отдельных пробах достигает 832 г/т [91]. Серебро содержится в галените, сфалерите и блеклых рудах. Кроме основных полезных ископаемых, в галенит-сфалеритовых рудах месторождения отмечается высокое содержание кадмия – 0,01–0,22 %, в сфалеритовых рудах – 0,1–0,6 % (до 1 %) [292ф, 297ф]. Германий содержится в рудах в количестве 0,001–0,003 %, до 0,01 %, в сфалеритовых рудах его содержание возрастает до 0,1 % [310]. Максимальные содержания других элементов (%): ртуть – 0,1, медь – 1,8, сурьма – 1,14,

иногда мышьяк – 0,3, висмут – 0,2, таллий – 1. В рудах выявлено содержание золота – от 0,01 до 0,28 г/т, в среднем – 0,08 г/т [292ф, 297ф]. Запасы и ресурсы месторождений приведены в табл. 46.

Таблица 45

**Параметры полиметаллических месторождений и проявлений  
Таймырозерского района, принятые для подсчета запасов и ресурсов [219]**

№ п/п	Месторождения и проявления	Площадь, км <sup>2</sup>	Длина, м	Мощность рудных тел, м	Среднее содержание		
					Pb, %	Zn, %	Ag, г/т
1	Партизанское (II-3-50)	12	820	1,1	19,77	19,82	152
2	Гора Геологов (II-3-43)	2	400	0,21	65,65	3,98	152
				0,46	6,3	4,68	
3	Ручья Крутой (II-3-38)	0,4	360	0,61	9,21	21,32	152
				0,43	12,6	27,19	152
4	Реки Оранжевая (II-2-29)	1,25	2500	0,15–0,6	15,4–43,07	14,3–22,6	152

Таблица 46

**Запасы и ресурсы полиметаллических месторождений  
Таймырозерского района по данным [219]**

№ п/п	Месторождения и проявления	Площадь, подсчетных блоков, м <sup>2</sup>	Запасы категории С <sub>2</sub> , тыс. т		Ресурсы категории Р <sub>1</sub> , тыс. т; Ag – т		
			Pb	Zn	Pb	Zn	Ag
1	Партизанское (II-3-50)	82 000	60,4	60,6	88,73	88,95	145,53
2	Гора Геологов (II-3-43)	20 250	13	1,68	73	173	112
		1200					
3	Ручья Крутой (II-3-38)	4200	0,69	2,04	8	10	12
		26 200	4,98	8,43			
	Всего	133 850	79,07	72,75	169,73	271,95	269,53

Два главных рудных тела месторождения Гора Геологов прослежены канавами и шурфами на расстояние 300–400 м, а одно из них еще и штольней на 78 м. Остальные тела прослежены единичными выработками на 20–70 м. Рудные тела представлены крутопадающими жилами сложного строения с простиранием, близким к широтному. В них выделяются участки массивных руд, рудные гнезда, штокверковые зоны и участки вкрапленных и прожилковых руд в брекчированных породах. Мощность их колеблется от 3–9 см до 0,4–0,5 м, достигая в раздувах 2,5 м [57, 219]. Жильные минералы представлены сидеритом, кальцитом и кварцем. Рудные минералы – галенит, сфалерит, пирит, марказит, блеклые руды, халькопирит, пирротин. Содержания полезных компонентов в рудах достигают: Pb – 83,87 %, Zn – 16,95 %. Единичными пробирными анализами в рудах установлено серебро в количествах

до 740–960 г/т. В рудах также содержится кадмий – до 1 % и медь – до 0,5 %. Все руды по составу легко обогатимы, содержание вредных примесей (барий, сурьма, мышьяк) незначительно.

Месторождение Ручья Крутой расположено на северо-восточном берегу оз. Сурувое (II-3-38). Рудная зона занимает площадь  $0,5 \times 0,8$  км. На этом участке выявлено 10 рудных тел. Два основных тела прослежены канавами на 340–360 м, а остальные тела – на 30–70 м. По одному из основных тел пройдена штольня протяженностью 100 м. Содержания полезных компонентов по главному рудному телу (вскрытому штольной) варьируют в пределах: Pb – 0,36–84,06 % (среднее 16,0 %), Zn – 0,21–56,38 % (среднее 21,0 %) [292ф, 297ф].

Наиболее крупным на площади является рудопроявление Реки Оранжевая (II-2-29), расположенное в левом борту руч. Скалистый, притока р. Звериная, в 3 км выше устья. Серебро-полиметаллическое оруденение установлено на участке размером  $500 \times 2500$  м, сложенном вулканогенно-осадочными образованиями шайтанской и зверинской объединенных свит. Оно локализовано в приразломной зоне дробления пород, связанной с Осевым сбросом. В пределах участка выявлено более десятка крутопадающих рудных тел северо-западного простирания, представленных жилами сложного строения и штокверковыми зонами в брекчированных породах [56, 292ф, 297ф]. Мощность рудных жил варьирует в пределах 15–60 см, мощность прожилков и рудных гнезд в штокверковых зонах не превышает 10–15 см. По простиранию рудные тела прослежены канавами на 100–150 м [292ф, 297ф].

Рудные тела представлены обохренными кварцево-карбонатными породами с галенит-сфалеритовой вкрапленностью, реже присутствуют пирит, халькопирит, пирротин и блеклые руды. Максимальные концентрации полезных компонентов составляют: свинца – 43,07 %, цинка – 22,6 %, кадмия (до 1 % и более), серебра (до 800 г/т), ртути (до 0,02 %), германия (до 0,002 %) [56, 292ф, 297ф].

В центральной части проявления Реки Оранжевая выделены три крупные жилы: Центральная, Западная и Восточная, не оконтуренные по простиранию. Рудная минерализация в кварц-карбонатных жилах представлена неравномерной вкрапленностью сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды, пирита, марказита и пирротина. Мощность жил варьирует в пределах 0,2–0,65 м, падение крутое ( $60$ – $75^\circ$ ) в восток-северо-восточном или запад-северо-западном направлении. В наиболее насыщенных рудными минералами участках установлены следующие средние содержания полезных компонентов: Pb – 2,65 %, Zn – 14,63 %, Ag – до 800 г/т [95].

Северо-восточнее и юго-западнее центральной жильной зоны расположены две штокверковые зоны площадью до  $150 \times 150$  м, протяженностью свыше 60 м, которые представляет собой область дробления и брекчирования вулканитов, насыщенную кварц-карбонатными прожилками, мощностью от 1 до 5 м с сульфидной вкрапленностью. Рудные минералы (до 10 %): галенит, сфалерит, в меньшей степени – пирит и халькопирит присутствуют в виде вкрапленности, прожилков, мелких гнезд в карбонат-кварцевой жильной массе. Содержание полезных компонентов: Pb – 0,13–1,4 % до 45 %, Zn – 0,15–2,31 % до 7,65 %, Ag – 10–40 г/т, Cd – 0,12 % [95].

На восточном фланге рудопроявления Реки Оранжевая, в 1000–1500 м северо-восточнее жилы Центральная, зафиксированы три жильно-штокверковые зоны субмеридионального и северо-восточного простирания мощностью 1–5 м. В кварц-карбонатных жилах мощностью 0,1–0,15 м развиты прожилки и вкрапленность сфалерита, галенита, пирита, халькопирита. Брекчии туфов и гидротермально измененных базальтов сцементированы кварцево-жильными и рудными минералами – галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Содержание полезных компонентов в жилах: Pb – 0,34–15,4 %, Zn – 1,22–20,06 %, Ag – 33–137 г/т [95].

Проявление в верховье р. Наша (П-3-31) локализовано в зоне крупного субширотного разлома и приурочено к узлу его сочленения с разломом северо-северо-восточного направления. Канавами вскрыта рудная зона (400 × 150 м) северо-западного простирания с двумя кварц-карбонатными жилами. Вмещающими оруденение породами служат обохренные брекчированные терригенные породы байкурской свиты, слагающие ядро антиклинальной складки. Кварц-карбонатные жилы имеют северо-северо-западное простирание и прослежены канавами на 50–100 м. Жилы крутопадающие, мощность их – не более 0,5 м. Содержания полезных компонентов в кварц-карбонатных жилах колеблются в пределах: Pb – 3,94–48,7 %, Zn – 1,38–29,78 % [292ф, 297ф].

Проявление на северном крае оз. Сурувое (П-3-33) приурочено к узлу сочленения двух разломов широтного и меридионального направления и локализовано в терригенных отложениях соколинской свиты. Проявление размерами 100 × 150 м представлено тремя рудоносными жилами. Жилы расходятся веером от одного центра в направлениях от северо-западного до северо-восточного. Канавами они прослежены на 50–150 м, мощность их колеблется от 5–10 см до 2,7 м. Жилы представлены кварц-карбонатной брекчией с сфалерит-галенитовой и пирит-марказитовой прожилково-вкрапленной минерализацией. Средние содержания полезных компонентов в жилах колеблются в пределах: свинца – 0,7–14,6 %, цинка – 1,6–24,8 % [292ф, 297ф]. Содержание серебра в единичной штучной пробе – 166 г/т. В сливных пирит-марказитовых рудах выявлены повышенные концентрации золота 0,28–1,88 г/т [292ф, 297ф].

Колчеданно-полиметаллическое проявление на юго-восточной границе полиметаллического пояса выявлено в 20 м от известного уранового проявления Гном-1 (П-3-54) в левом борту руч. Скалистый (на северном побережье зал. Нестора Кулика). Рудное тело мощностью 3,8 м, локализованное в зоне разлома, падает на север под углом 60–80° и представляет собой зону дробления в алевролитах и песчаниках перми, минерализованную сидеритом, халькопиритом и сфалеритом. В центральной части зоны в халькопиритовой руде содержание меди – 8,98–14,5%, серебра 36,7–238 г/т, Ge – 314 г/т, Zn – 0,07%, Sn – 0,51%.

Пункт минерализации в верховьях руч. Скалистый, притоке р. Звериная (П-2-34) приурочен к узлу сочленения двух разломов субмеридионального и субширотного простирания. Минерализация локализована в терригенных брекчированных образованиях соколинской свиты. Штокверковое тело, вскрытое канавами на глубине 1,2–2,4 м представляет собой брекчию алевролитов с кварц-карбонатным цементом, вкрапленниками, прожилками и гнез-

дами галенита и сфалерита. По простирацию рудное тело прослежено канавами на 200 м в северо-восточном направлении. Мощность его – 1,8–2,3 м, падение вертикальное. Кроме галенита и сфалерита, в небольших количествах присутствуют халькопирит, марказит и блеклая руда. Средние содержания свинца и цинка, по химическим анализам 30 бороздовых проб, составляют 8,27 и 12,7 % соответственно. Максимальные содержания достигают: Pb – 22,2 %, Zn – 42,89 %, Cu – 0,58 % [95].

В верховьях р. Звериная (II-2-36) отмечается штокверковая зона, перекрытая коллювиально-делювиальными развалами. Мелкими канавами вскрыт небольшой прожилок (до 15 см) кварц-карбонатной породы с вкрапленностью галенита и сфалерита. Содержания полезных компонентов, по результатам химического анализа семи штуфных проб, составляют: свинца – 0,02–0,87 %, цинка – 0,07–2,87 %, серебра – 0,3–3,3 г/т.

В пункте минерализации в верховье руч. Трудный (II-2-38) горными выработками вскрыты две кварц-карбонатные жилы с сульфидной вкрапленностью, залегающие среди вулканитов шайтанской свиты. Первая жила имеет мощность 15 см, падение на восток под углом 50°. Содержания Pb – 0,74–11,14 %, Zn – 4,42–18,6 %, Ag – 15–34 г/т. Вторая жила прослежена канавами на 28 м. Мощность ее – 15–25 см, падение на восток под углом 60–70°. Содержание полезных компонентов, по результатам химического анализа двух штуфных проб, составляет: свинца – 0,03–0,78 %, цинка – 0,13–9,7 %, серебра – 0,4–15 г/т. В обеих жилах зафиксированы повышенные содержания кадмия (до 0,3 %).

На правом притоке р. Холодная (III-2-18) в цементе кварц-карбонатной брекчии отмечается мелкая вкрапленность галенита и сфалерита. Содержания полезных компонентов по результатам химического анализа двух штуфных проб достигают: свинца – 3,85 %, цинка – 1,23 %, а серебра – до 840 г/т.

К востоку от руч. Неприветливый в пункте минерализации (II-3-54) при проведении прогнозно-минерагенических исследований в 2010 г. сектором РПМИ ВСЕГЕИ установлено при опробовании штуфными пробами высокое содержание серебра в габбродолеритах быррангского комплекса ( $T_1b$ ) и в экзоконтактовых породах. В пластовой пологозалегающей интрузии оливиновых долеритов мощностью 3 м содержание серебра составляет 50–60 г/т. В верхнем контакте в гематитовых рудах содержится:  $Fe_2O_3$  – 66,4 %, FeO – 5,27 %, MnO – 3,26 %, Ag – 1460–5980 г/т, Cu – 1,25–2,86 %, Zn – 2,06 %, Pb – 0,02–0,03 %, Sb – 0,42 %, Cd – 0,01 %, Ge – 42,4 г/т, Hg – 0,01 %. В нижнем экзоконтакте (0,5 м) с кварцевыми песчаниками с развитием гематитового оруденения содержание полезных компонентов составляет: Ag – 580–1480 г/т, Ni – 0,32 %, Cu – 0,12–0,18 %, Pb – 0,26–1,39 %, Sb – 0,38 %. Рудные минералы: тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, гематит. По данным микрозондового анализа, серебро содержится в виде акантита (аргентита) в фрейбергите.

Часть проявлений свинцово-цинковой серебросодержащей формации связана с внедрением инъекционных карбонатных тектонитов поздне триасового возраста. В пунктах минерализации в нижнем течении руч. Озорной, притоке р. Озёрная (II-3-59), среднем течении р. Неправильная (III-2-21), левом притоке р. Ледяная (III-2-30), верховьях руч. Приметный (III-2-20) кварц-карбонат-

сульфидные жилы и карбонатные брекчии локализованы в инъекционных карбонатных тектонитах ( $T_3ot$ ) в контакте с пермскими терригенными породами и пермо-триасовыми вулканитами. В жилах и брекчиях наблюдается вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита [286ф].

За пределами пояса развития серебро-полиметаллического оруденения пункты минерализации встречаются на Фадьюкудинской площади. В пункте минерализации на руч. Олений, притоке р. Фадьюкуда (III-1-38), установлена интенсивная сульфидизация окварцованных карбонатных пород ( $T_3ot$ ), слагающих тектонический блок. Оруденение на площади 200 км<sup>2</sup> контролируется разломами, по которым карбонатиты контактируют с терригенными породами быррангской, соколинской, турузовской свит. В окварцованных карбонатных породах встречена жила пирита мощностью 2,5–3,0 м с вкрапленностью галенита и сфалерита. Содержание Pb – 0,04 %, Zn – 1 %, Cd – 0,04 %, Ag – 26 г/т.

Проявление свинцово-цинковых руд за пределами основной полиметаллической зоны находится на севере территории, в верховье руч. Быстрый (I-1-20). Прожилковое и гнездово-вкрапленное оруденение приурочено к окварцованным доломитам продольнинской толщи верхнего рифея. Среди рудных минералов установлены халькопирит, халькозин, малахит, азурит, галенит. Содержание элементов: Ag – 1000 г/т, Cu – 0,2–5%, Pb – 1%, As – 0,1–0,4%, Bi – 0,02–0,06%, Sb – 0,5%, Zn – 0,02%.

## Молибден

На территории листа известно два проявления, семь пунктов минерализации, девять вторичных геохимических ореолов и потоков молибдена. Все проявления и пункты минерализации молибдена промышленного значения не имеют.

Проявление молибдена кварц-березитовой формации обнаружено в верховье руч. Длинный (I-1-38) в апикальной части массива гранитоидов оленьинского комплекса. Здесь развита серия кварц-полевошпатовых жил мощностью до 0,5 м и аплитовидных прожилков с вкрапленностью, реже розетками молибденита размером до 1 см в катаклазированных гранитах. Рудные минералы представлены пиритом, молибденитом, шеелитом. Содержание элементов составляют: Mo – до 1 %, W – 0,004–0,1 %, Bi – 0,02–0,1 %, Sn – 0,001 % [305ф]. Пункты минерализации молибдена в верхнем течении левого притока р. Зееберга (I-1-35), р. Страшная (I-1-10) представлены вкрапленностью молибденита 2–3 %, в гнездах до 1 см, в зальбандах кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков и жилах аплитов мощностью до 0,2 м в апикальной части гранитов оленьинского комплекса поздней перми. Содержание молибдена – 0,01–0,15 %, Sn – 0,004 % [305ф].

Проявление Оленьи молибден-вольфрамовой грейзеновой формации выявлено в нижнем каньоне р. Оленья на протяжении 500 м, в 2 км от берега бух. Беспамятная (I-1-6). В зоне экзоконтакта Оленьинского штока порфиroidных биотитовых гранитов и гранит-порфиров с гранодиоритами (коломейцевский комплекс) на участках в 100–200 м отмечаются зоны грейзенизации в штокверках. В зонах грейзенизации выражена система разноориентиро-

ванных прожилков флюорит-пирит-мусковит-кварцевого состава мощностью от 1 мм до 1–2 см с сульфидами до 50 % – пиритом, халькопиритом, молибденитом и шеелитом. В прожилках отмечаются крупные кристаллы турмалина и апатита. Содержание Mo – 0,01–0,1 %, Cu – 0,01–0,25 %, Au – 0,2–0,4 г/т, W – 0,004 %.

Молибден-вольфрамовая грейзеновая формация представлена также пунктами минерализации, локализованными в гранитах чукчинского комплекса в верхнем течении р. Поздняя (I-1-36), на берегу оз. Глубокое (I-2-22). Молибденит образует розетки размером 2–20 мм и прожилки мощностью 2–4 мм, встречается совместно с пиритом, халькопиритом, магнетитом в зонах калишпатизации в лейкогранитах чукчинского комплекса. Содержание молибдена – 0,03–0,15 %, меди – 0,25 %.

Пункты минерализации молибдена в сланцах встречаются в верхнем течении р. Страшная (I-1-18), п-ове Штурманов (I-1-3). Молибден в количестве 0,01–0,02 % совместно с никелем – 0,01 %, медью – 0,015 %, кобальтом – 0,004 %, ванадием – 0,01 % обнаружен в пачке углеродистых сланцев воскресенской и продольнинской толщ мощностью до 20 м с вкрапленностью пирита, пирротина, ильменита.

Наиболее обширный вторичный геохимический ореол молибдена (I-1-1) находится на площади распространения гранитоидов колемейцевского комплекса, где известны пункты минерализации молибдена и на терригенных образованиях воскресенской и стерлеговской толщ. Основные слабоконтрастные (2–5) вторичные литогеохимические ореолы молибдена располагаются в западной части площади в бассейнах рек Грядовая (II-1-24), Известковая (II-1-25), руч. Горный (II-1-32), руч. Куликовый (II-1-33), р. Угольная (II-1-30), где приурочены к ареалу развития палеозойских и раннемезозойских образований.

## Олово

На рассматриваемой территории известно всего три пункта минерализации, относящиеся к оловорудной кварцевой грейзеновой формации, и два вторичных геохимических ореола рассеяния олова. Пункты минерализации олова, локализованные в зонах экзоконтакта гранитоидов чукчинского комплекса с содержанием Sn 0,008 %, находятся в районе левого притока р. Чукча (I-2-23, I-2-25) [305ф]. Еще более низкое содержание олова – 0,002 % отмечается в экзоконтакте гранитоидов оленьинского комплекса в верхнем течении р. Беспамятная (I-2-1). Вторичный геохимический ореол в междуречье Чёрные Яры–Толмачева с концентрацией 2–4 фона олова приурочен к площади сгущения силлов бырангского комплекса.

## Ртуть

Выделены три шлиховых ореола с единичными знаками киновари, в контакте по разлому терригенных отложений чернойрской свиты верхней перми с базальтами и туфами шайтанской и зверинской свит на руч. Высокий, притоке р. Чёрные Яры (II-3-11), среднем течении р. Высокая (II-3-25) [55, 56].

Киноварь встречается в шлиховых потоках золота в ассоциации с реальгаром, аурипигментом, арсенопиритом, шеелитом, касситеритом на породах ордовика в бассейне р. Галечниковая, левом притоке р. Траутфеттер (I-3-22), р. Весенняя (I-3-26).

### **Мышьяк**

На карту вынесен один пункт минерализации мышьяка с содержанием As 3 % в верховье руч. Длинный (I-1-39), отнесенный к мышьяковой арсенопиритовой березитовой формации. Вкрапленность арсенопирита отмечается в кварцевой катаклазированной жиле в метаалевролитах ленивенской серии верхнего рифея. Мышьяк с содержанием 0,06–0,1 % также встречается в золоторудных проявлениях в верховье р. Оленья (I-1-15, I-1-16, I-1-25), с содержанием до 0,1–0,4 % – в проявлении свинцово-цинковых руд в верховье руч. Быстрый (I-1-20) [305ф].

## **РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ**

### **Литий**

Вторичные геохимические ореолы лития в донных отложениях с концентрацией 2–5 кларков выделены в верхнем течении р. Холодная (II-2-13) и лития и молибдена (2–3 кларка) на р. Короткая (II-2-10) на площади развития палеозойских пород [279ф, 68].

### **Скандий**

Единственный вторичный геохимический поток скандия с повышенным (2–3 фона) содержанием в донных отложениях выделяется в устье руч. Эверсмана (II-3-40) на контакте с базальтами зверинской свиты [55].

## **БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ**

### **Золото**

На площади листа выявлены шесть коренных, два россыпных проявления, 20 пунктов минерализации, 24 шлиховых ореола и потока, одна гидрохимическая аномалия, семь вторичных геохимических ореолов золота. Коренные проявления золота локализованы преимущественно в рифейско-вендских породах, россыпные проявления – в современных аллювиальных отложениях рек Шренк и Маонта связаны с размывом разнообразных промежуточных коллекторов. Золоторудные формации различаются по вмещающему субстрату: золото-сульфидно-кварцевая в терригенных и карбонатно-терригенных комплексах, золото-сульфидно-кварцевая в вулканогенно-осадочных и плутонических породах, по Б. К. Михайлову [142]. Золоторудно-кварцевая формация является сквозной, она проявляется в разных по составу породах и отличается от золото-сульфидно-кварцевой формации пониженным (1–2 %) содержанием сульфидов. Золото-полиметаллическая березитовая формация ха-

рактируется повышенным содержанием Pb, Zn, Cu (0,1–0,5 %), ее проявления встречаются в зонах березитизации–пропилитизации в основном по магматическим породам. Золото-сульфидная черносланцевая формация локализована в углеродистых терригенных флишоидных отложениях верхнего рифея–венда.

Наиболее значительной является группа золоторудных проявлений Жильнинской рудной зоны золото-полиметаллической березитовой и золоторудной кварцевой формации, объединенных в проявление Жильное (I-1-23).

Проявление Жильное в верхнем течении руч. Быстрый – левого притока р. Чукча участок размером 12×2,5 км на площади 30 км<sup>2</sup>. При поисковых работах на участке пройдено 965 пог. м канав, проведено опробование по вторичным ореолам рассеяния [305ф, 293ф, 245ф, 290ф, 244ф]. Рудоносная зона вскрыта на протяжении 1400 м 19 канавами по азимуту простирания 135–140°. Она приурочена к сводовой части антиклинальной структуры северо-восточного простирания и находится в шовной области между структурно-формационными зонами с терригенно-карбонатным и вулканогенно-карбонатно-терригенным составом, на площади последней. Ядро антиклинальной складки сложено карбонатно-терригенными углеродистыми отложениями продольнинской толщи верхнего рифея. На северо-западном крыле обнажены серые и зеленовато-серые кварц-серицитовые песчаники и алевролиты мининской толщи венда–нижнего кембрия. Степень метаморфизма не превышает хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации.

Жильные образования сосредоточены в линейной зоне северо-восточного простирания, вытянутой вдоль основного разлома на 7 км при максимальной ширине до 2 км. Преобладают седловидные и линзующиеся жилы, приуроченные к замкам складок. По составу все жилы являются малосульфидными, чаще всего содержание сульфидов не превышает 1–2 %, хотя на отдельных участках жил или в отдельных жильных образованиях они составляют до 10 %. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатом (до 5 %), изредка – полевым шпатом. Среди рудных минералов преобладают пирит и пирротин, присутствуют халькопирит и сфалерит, несколько реже отмечаются арсенопирит, галенит, марказит. Под микроскопом, кроме того, установлены алтаит, козалин, алексит, ингодит, самородные медь, висмут и золото. Средние содержания золота по различным жилам составляют от 0,81 до 5,24 г/т, при максимальных значениях до 30–60 г/т [305ф, 293ф, 245ф, 290ф, 183].

Образование прожилково-вкрапленной кварц-пиритовой убогозолотоносной минерализации в породах и отложение основной массы кварца в виде линз и седловидных жил в замках складок со слабозолотоносной пирит-кварцевой минеральной ассоциацией происходило в метаморфогенный этап. Сульфидно-кварцевые образования гидротермального этапа отлагались в секущих трещинах в виде самостоятельных жил и сульфидно-кварцевых прожилков и зонк дробления в седловидных жилах. Проба золота колеблется в широких пределах от 697 до 914‰, преобладает золото в пределах 815–887‰. Содержания в рудах других рудных элементов составляют: Ag – до 57 г/т, Cu – до 1,2 %, Pb – до 0,1 %, Zn – до 0,12 %, As – до 0,18 % [294ф, 161].

К Жильнинской рудной зоне относится проявление золото-кварцевой формации в борту руч. Быстрый (I-1-22). В зоне смятия и окварцевания в углеродистых метаалевролитах продольнинской толщи верхнего рифея отмечается серия кварцевых жил и прожилков с мощной (2,5 м) седловидной кварцевой жилой, разбитой продольными и диагональными нарушениями. Пирит, пирротин, арсенопирит, гематит встречаются в виде мелкой вкрапленности, прожилков и гнезд по трещинам и в кавернах кварца. Содержание золота в кварце составляет 3,5–5,5 г/т.

В Оленьинской рудной зоне, в верховье р. Оленья выявлено проявление золото-кварцевой формации в зоне трещиноватости и дробления, оперяющей субширотный разлом в кварцевых жилах во вмещающих кварц-серицитовых сланцах по метаалевролитам ленивенской серии (I-1-17). В кварце отмечается редкая вкрапленность – арсенопирита, пирита, галенита, халькопирита, магнетита, пирротина с содержанием Au до 1,0 г/т, Cu – 0,02 % [305ф].

Проявление золото-полиметаллической березитовой формации руч. Кривой (I-1-26) располагается в Быстринской рудной зоне. В эпидот-альбит-кварц-хлоритовых сланцах продольнинской толщи в зоне рассланцевания, пропилитизации и окварцевания развита серия кварцевых жил мощностью 0,4–1,0 м с гнездовой вкрапленностью борнита, халькопирита, галенита. Березиты развиваются по катаклазированным плагиогранитам малиновского комплекса. Содержание золота в кварцевых жилах и березитах составляет 0,5–1,0 г/т, Ag – 100–400 г/т, Cu – 0,4–3 %, Pb – до 0,4 %, Zn – до 0,03 %, Mo – до 0,02 % [305ф, 308].

Проявление золото-сульфидно-кварцевой формации в терригенных и карбонатно-терригенных комплексах находится в каньоне р. Мамонта, где на протяжении 500 м прослеживается зона прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной минерализации халькопирит-галенит-сфалеритового типа в катаклазированных породах продольнинской толщи (II-1-5). Содержание Au – 0,03–4 г/т, Ag – до 400 г/т, Cu – 2 %, Pb – 0,1 %, Bi – 0,04 % [56, 55]. Пункты минерализации отмечаются в верховье р. Оленья (I-1-15, I-1-16). Прожилки кварца и редкие кварц-сульфидные жилы мощностью до 0,3 м с содержанием сульфидов до 40 % приурочены к зоне трещиноватости и субширотным разломам в метапесчаниках и метаалевролитах стерлеговской толщи. В кавернозном кварце встречается прожилковая вкрапленность и гнезда сульфидов – пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин. Содержание Au – 0,3–0,4 г/т (до 2,2 г/т), Cu – 0,02–0,1 %, As – 0,06–0,1 %, Pb – 0,02 %, Zn – 0,02 %.

Проявление золото-сульфидно-кварцевой формации в вулканогенно-осадочных и plutонических породах (III-1-39) выявлено колонковыми скважинами, пробуренными при поисковых работах на медно-никелевое оруденение в левом борту руч. Олений, бассейне р. Фадьюкуда (скважины ТП-18, 19). Скважинами до глубины 158 м вскрыты тектонические брекчии с обломками терригенных и интрузивных пород в карбонатном цементе и брекчированные карбонатные метасоматиты (инъекционные карбонатные тектониты – *T<sub>3</sub>of*), ниже по разрезу до 345 м – брекчированные терригенные породы турузовской свиты (*C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>tr*) и магматические брекчии. Золото с содержанием 3–4 г/т встречено в 10 пробах в инт. 13,0–158 м, в одной пробе на глубине 345 м

(3 г/т) в терригенно-карбонатно-магматических брекчиях с вкрапленностью пирита, сфалерита, халькопирита [261ф].

Пункты минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации размещаются в гранитоидах позднего рифея чукчинского и малиновского комплексов рек Чукча, Малиновского (I-2-21, I-2-8), оленьинского комплекса верхней перми – оз. Светлое (I-2-17), п-ове Гнейсо-Гранитный (I-1-6) в зонах расщепления – пропилитизации в кварцевых прожилках и жилах с мелкой вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержание золота достигает 0,4–0,6 г/т. В экзоконтакте гранитоидов коломейцевского комплекса в мигматитах в верхнем течении р. Мутная (I-1-31), левом притоке р. Зееберга (I-1-29, I-1-33) содержание золота – 0,8–3,5 г/т. В борзовской толще позднего рифея в верхнем течении р. Гагара (I-2-9, I-2-11), левого притока р. Чукча (I-2-18) в зонах березитизации по вулканитам кислого и среднего состава с повышенным количеством сульфидов до 10 % содержание золота – 0,8–1,0 г/т, Cu – 0,1 %, Pb – 0,04 %, Mo – 0,03 %, Zn – 0,04 %. В истоке р. Гагара (I-2-5) в модинской толще позднего рифея в зоне березитизации и окварцевания отмечается повышенное содержание Au – 3,5 г/т, Ag – до 100 г/т, Cu – 0,5–8 % [305ф, 308].

Золото-сульфидная черносланцевая формация развита ограниченно в северо-западной части территории листа в черносланцевых отложениях воскре-сенской толщи (RF<sub>3</sub>–V<sub>1</sub>vs) на п-ове Штурманов (I-1-2, I-1-4). В углеродистых метаалевролитах, метааргиллитах с гнездовой вкрапленностью пирита, пирротина, марказита, хромита, арсенопирита в линзовидных прожилках содержится Au – 0,4–3,7 г/т, Cu – до 0,2 г/т.

В районе рудопроявления Жильное установлено небольшое россыпепроявление в среднем течении руч. Быстрый (I-1-23) с максимальным содержанием золота в одной пробе 3,25 г/м<sup>3</sup>. Весовое золото получено в 5 % проб [293ф]. Поисковыми линиями в ручьях Олений, Мутный. Короткий, Светлый, Быстрый, Кривой, р. Чукча установлены погребенные ореолы рассеяния золота с максимальным содержанием по пробе 0,7 г/м<sup>3</sup>. Территория малоперспективна на выявление россыпей золота.

Незначительная россыпная золотоносность отложений (0,65 г/м<sup>3</sup>), условно отнесенных к нижней юре (кунарская свита), представленным обломками кварцевых конгломератов, валунами, галечниками в глинистом заполнителе, установлена в аллювии всех верхних левых притоков р. Чекина на северо-восточном борту Шренк-Мамонтовской депрессии (I-3-6) [62]. Судя по повышенной золотоносности руслового и пойменного позднеплейстоцен-голоценового аллювия, в нижнем течении р. Шренк (I-2-34), размывающих нижнемеловые отложения шренковской свиты, последние являются одним из промежуточных коллекторов мелкого золота. Содержания – от 5–10 знаков до 0,1 г/м<sup>3</sup> хорошоокатанного пластинчатого золота с размером частиц до 0,5 мм, установлены в связи с размывом нижнемеловых отложений шренковской свиты в шлиховых ореолах голоценового аллювия в истоках р. Чекина (I-3-6) на площади 150 км<sup>2</sup>, нижнего течения р. Траутфеттер и бассейна руч. Большой на площади 100 км<sup>2</sup> (I-3-20), верховье руч. Узкий (I-3-23), верховье р. Двойная (I-3-27), р. Равнинная (II-1-14), устье р. Начальная (II-1-18), р. Гравийная (II-1-19), нижнего течения р. Шренк (II-1-23), р. Бол. Боотанкага

(Ш-1-1). Шлиховые потоки на породах ордовика в бассейне р. Галечниковая, левом притоке р. Траутфеттер (I-3-22), р. Весенняя (I-3-26) с содержанием до  $0,1 \text{ г/м}^3$  характеризуются наличием крупных золотинок до  $1,1\text{--}1,75 \text{ мм}$  и ассоциацией минералов, сопутствующих золоту: киноварь, реальгар, аурипигмент, арсенопирит, шеелит, касситерит, галенит, сфалерит.

В нижнем течении р. Мамонта и ниже по течению в бассейне р. Шренк на выветрелых образованиях мела в бортах долин залегают золотоносные аллювиальные отложения т. н. «рыжей толщи» или «сидеритовых песков» каменского горизонта палеогена, которые являются также промежуточным коллектором для россыпных проявлений (I-2-34, I-1-47) [33].

Россыпеобразующая золотоносная формация связана с аллювиальными отложениями позднеэоценового-голоценового возраста в долинах рек Шренк и Мамонта (I-2-34, I-1-47, I-1-43,45,46, I-2-32, II-1-1, II-1-3, II-1-12, II-2-6, II-2-7). В депрессии выделяется контрастный шлиховой ореол большой протяженности свыше  $88 \text{ км}$  в долинах нижнего течения рек Шренк и Мамонта и их притоков. Среднее содержание золота в каньонах рек Шренк и Мамонта колеблется от  $0,2\text{--}0,4 \text{ г/м}^3$  (до  $2,4 \text{ г/м}^3$ ), причем выделяются протяженные участки каньонов, характеризующиеся знаковой золотоносностью [244ф, 246ф, 293ф]. Золото Шренк-Мамонтовской депрессии характеризуется преобладанием классов  $0,1\text{--}0,5 \text{ мм}$  при среднем значении  $0,42 \text{ мм}$  с колебаниями по пробам от  $0,21 \text{ мм}$  (р. Шренк) до  $1,01 \text{ мм}$  (в каньоне р. Мамонта).

Увеличение средней крупности золота отмечается в каньоне р. Мамонта и вблизи выступов складчатого основания, при этом единичные золотины имеют размеры до  $4\text{--}7 \text{ мм}$ . Средняя проба шлихового золота в депрессии составляет  $901$ , хотя встречаются золотины с пробой  $755\text{--}854$ . Вместе с золотом ассоциируют зерна реальгара, аурипигмента, шеелита, касситерита [245ф, 244ф].

На водоразделе рек Врезанная и Буйная (I-3-8) обширная гидрохимическая аномалия с повышенным содержанием  $\text{Au}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ag}$  охватывает рифейские комплексы пород (светлинская свита и скальнинская толща) и образования верхнего венда–нижнего ордовика.

В центральной части района, южнее полиметаллического пояса как на образованиях перми (Ш-2-24, Ш-2-28), вулканитах верхней перми–нижнего триаса (Ш-2-10), так и на меловых породах Енисей-Хатангского прогиба (Ш-2-25, 28, 37, 38, 39) встречаются концентрированные вторичные геохимические ореолы золота в донных осадках с коэффициентом концентрации  $13\text{--}70$ , при отсутствии других признаков золотого оруденения. Наиболее концентрированный (70 единиц) вторичный геохимический ореол приурочен к вулканогенным отложениям верхней перми–нижнего триаса, что свидетельствует об их потенциальной золотоносности (Ш-2-10). Ореол приустьевой части нижнего течения р. Верх. Таймыра (Ш-2-37) с концентрацией  $42 \text{ кларка}$  золота в поле отложений нижнего мела малохетской и яковлевской свит, расположен вблизи выступа коренных пород (перми), рассеченных глубинным разломом.

## Уран

На рассматриваемой площади выделено одно проявление и один пункт минерализации урана урановой эйситовой формации. Они локализованы в зоне крупного широтного разлома, контролирующего размещение тектонических блоков карбонатных пород (карбонатитов-кульдимитов) озеротаймырского комплекса [229]. Вмещающими для урановорудного барит-карбонатного тела породами служат песчаники, алевролиты и аргиллиты чернойярской угленосной свиты верхней перми с пластом каменного угля 15–20 см. Оруденелая пластина, зажата между терригенными породами, была выдавлена с глубины в трещинное пространство вмещающих пермских пород при внедрении интрузии верхнетаймырского габбродолерит-монцодиоритового комплекса мощностью 30 м. Предполагается, что рудогенерирующими факторами для образования урановых проявлений и гидротермальной проработки инъекционных карбонатных пород ( $T_{30t}$ ) служат интрузии верхнетаймырского комплекса.

Рудопроявление Гном-1 (II-3-55) расположено на левой террасе руч. Скалистый, впадающего в залив Нестора Кулика. Проявление представляет собой пологозалегающее ( $20^\circ$ ) флюоритсодержащее баритово-карбонатное (карбонатитовое) тело пластообразной формы с резкими согласными контактами с вмещающими породами [57, 55, 219]. Средняя мощность рудной линзы – 2–2,5 м (в раздувах – до 5 м), по падению прослежена на 250 м. Породообразующими минералами служат кальцит, доломит, сидерит, барит, целестин и флюорит. Рудные минералы – урановая смолка, чернь с реликтами уранинита, пирит, мартит, марказит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, галенит, халькопирит, халькозин, ковеллин, лимонит [219]. Урановая минерализация распределена крайне неравномерно. Она концентрируется на следующих участках: 1) контактах баритово-карбонатного тела (карбонатитов-кульдимитов) с углями и углистыми аргиллитами; 2) ксенолитах и участках метасоматически измененных алевролитов и аргиллитов; 3) трещинах внутри рудного тела, выполненных сульфидами и флюоритом. Урансодержащие участки имеют либо линзовидную форму с размерами  $0,5 \times 1,0 \times 3,0$  м, либо образуют пропластки ( $1,0 \times 1,0 \times 0,05$  м) в рудном теле. Фоновая интенсивность поля над самим рудным телом составляет 30–50 мкР/ч. Интенсивность поля над урансодержащими участками достигает 2250 мкР/ч. Содержание урана в линзовидных гнездах и пропластках варьирует от 0,03 до 0,37 %. Содержание тория в породах не превышает 0,005 %. Суммарная площадь рудных участков составляет 1,5–2% от площади рудного тела [219]. Кроме урана и тория, спектральным анализом установлены содержания следующих элементов: Ва – от 1–2 % до 20 %, V – 0,02–0,04 %, Mo – 0,02–0,04 %, Ni – до 0,01 %, Ag – 10–20 г/т, Се – 0,001–0,003 %, La – 0,001–0,003 %, Y – 0,002–0,005 %. Пробирный анализ измененных углистых аргиллитов показал наличие серебра в количестве 21,5–94 г/т [219].

Пункт минерализации Гном-2 (II-3-62) находится в 2 км к восток-юго-востоку от рудопроявления Гном-1 и представляет полосу ( $50 \times 100$  м) делювиальных развалов флюорит-баритово-карбонатных пород – разрушенную

тектоническую чешую. Интенсивность гамма-поля на поверхности составляет 30–50 мкР/ч, в мелких закопущках (0,4 м) достигая 280 мкР/ч. Содержание радиоактивных компонентов эквивалентно 0,001–0,009 % урана.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

#### Флюорит

На площади выделено семь пунктов минерализации флюорита и один шлиховой ореол, не представляющие промышленного интереса. Пункты минерализации флюорита приурочены к тектоническим блокам гидротермально-метасоматически переработанных карбонатных пород (карбонатитов корового типа) озера таймырского комплекса в бассейне р. Заячья (II-3-63), р. Левли (III-1-19), р. Фадьюкуда (III-1-40), руч. Ступенчатый (III-2-33), левого притока р. Ледяная (III-2-27), правого притока р. Ледяная (III-2-32) [55, 56, 219, 68, 284ф, 59, 229]. Пункты минерализации представлены редкой вкрапленностью мелких кристаллов флюорита в брекчированных известняках, скоплениями и гнездами флюорита в кальцитовых жилах, кальцит-флюоритовыми прожилками. На р. Останцовая (III-1-24) отмечаются прожилки флюорита в породах фалабигайской свиты ( $C_{1-2fl}$ ).

Флюорит содержат ураноносные баритово-карбонатные породы (карбонатиты–кульдимиты) проявлений Гном-1, Гном-2 (II-3-55, II-3-62). Флюорит здесь образует как мелкую рассеянную вкрапленность, так и полосы интенсивной минерализации (15–25 см) в контактах рудных тел. Содержание его не превышает первые проценты, достигая в полосах интенсивной минерализации 70 %.

Шлиховой ореол флюорита (единичные знаки) в ассоциации с пиритом (23 %) выделен на площади тектонического блока инъекционных карбонатных пород ( $T_3ot$ ) в нижнем течении р. Мраморная (III-2-8).

#### Барий, стронций

Барий и стронций на исследуемой площади образуют пять вторичных геохимических ореолов и потоков, два первичных ореола, одну гидрохимическую аномалию.

В северной части исследуемой территории, преимущественно в поле развития карбонатных пород палеозоя, отмечаются многочисленные аномалии бария и стронция в коренных породах, донных осадках и поверхностных водах – Источные озера (II-1-2), верховье р. Гравийная (II-1-27), междуречье Холодная–Отрядная (II-2-11), верховье р. Крестинная (II-2-17), в устье р. Бунге (II-3-1), р. Лепехина (II-3-4), руч. Грядовый, приток р. Бунге (II-3-6), северном берегу оз. Энгельгардт (II-3-7) [55, 56, 57, 95]. Площади ореолов колеблются от 4 до 20 км<sup>2</sup>, протяженность потоков рассеяния – 1,5–5,0 км. Содержания полезных компонентов в пределах выявленных аномалий в 2–4 раза превышают минимально аномальные. По всей видимости, здесь бариево-

стронциевая минерализация связана с гидротермальной проработкой карбонатных пород (преимущественно известняков) вдоль крупных широтных разломов. Шлихи, содержащие барит, характеризуются повышенными содержаниями гематита, сидерита, флюорита и пирита.

### **Ретинит**

Ретинит относится к формации россыпей ископаемых смол. На площади листа выделено одно проявление Байкуранеру – в устье руч. Утиный, залив Байкуранеру (IV-3-1), юго-западное побережье, в песках долганской свиты (K<sub>1-2dl</sub>) [7]. Ретинит очень хрупок, для использования в качестве поделочного камня не пригоден, но может использоваться как химическое сырье. Проявление находится в овраге, где в инт. 250–1000 м от устья оврага до вершины в песках долганской свиты выявлено четыре горизонта длиной 8–12 м, мощностью от 0,1 до 0,6 м, обогащенных обломками обугленной древесины, бурого угля и янтареподобных смол. Ретинит имеет желтый с оттенками цвет, иногда коричнево-красный в коричневой корке. Размеры обломков – 2–4 (90%), реже 5–8 мм, максимальные – до 3 см. Содержание смолы в линзах достигает 2,5–10 кг/м<sup>3</sup>, особенно в приповерхностной, наиболее обогащенной за счет дефляции части, где собрано 140 кг ретинита. Промышленного интереса не представляет.

## **ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ**

### **Янтарь**

На юго-востоке территории вблизи южной границы листа S-47 (на северо-востоке листа R-47) известны проявления янтаря в породах терригенной формации хетской свиты верхнего мела и голоценовых отложениях, образованных при перемыве пород хетской свиты в пределах площади водосбора бассейна р. Хета и ее притоков. Янтарь приурочен к мелким прослоям и линзам углефицированной древесины и пластам бурого угля. Янтарь относится к семейству копалита [50]. Янтареносные отложения хетской свиты непосредственно продолжают в пределы юго-восточной части территории листа S-47. В связи с приуроченностью выделений янтаря к отложениям хетской свиты, близостью проявлений к юго-восточной части площади листа S-47, на ней предполагается развитие янтареносных отложений, которые могут вскрываться в береговых обрывах рек.

## **КОЛЛЕКЦИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ**

### **Генойши**

Генойши или радиально-лучистые друзы, сложенные арагонитом, относятся к камнесамоцветной осадочной формации. Известно одно проявление и один пункт минерализации в пределах Енисей-Хатангского регионального

прогиба. На проявлении Арагонитовое (р. Бол. Балахня), у устья р. Дезозноймоудотари (IV-3-7) проводились поисково-оценочные работы экспедицией № 121 «Союзкварцсамоцветы» с попутной добычей в 1976 г. [8]. Арагонитовые стяжения находятся в глинисто-алевритовой толще казанцевской морской террасы протяженностью 2 км. Стяжения арагонита в продуктивном горизонте мощностью 0,3–1 м сосредоточены в основном в средней части толщи мощностью 8–10 м. Размеры друз – от 1,5 до 5–6 см, максимально 15–20 см в сростках. Цвет бежевый, серовато-белый, в выветрелом состоянии – грязно-белый, светло-коричневый. При поисково-оценочных работах собрано 285 кг арагонита, оцененного как коллекционное сырье 2–3-го сортов. Среднее содержание арагонита в наиболее богатой центральной части проявления равно 0,306 кг/м<sup>3</sup>. Ресурсы коллекционных друз составляют 4,5 т при среднем содержании 0,0536 кг/м<sup>3</sup> [7].

Пункт минерализации Снежное находится на р. Бол. Балахня у оз. Дептумалатурку (IV-3-6). В 1976 г. здесь проводились поисково-оценочные работы экспедицией № 121 «Союзкварцсамоцветы». Арагонитовые стяжения также находятся в разрезе отложений казанцевской глинисто-алевритовой толщи протяженностью 500 м, в слое мощностью 0,3–0,6 м. Генойши оцениваются как коллекционное сырье, но более низкое содержание – 0,05 кг/м<sup>3</sup>, преобладание мелких друз, меньший масштаб проявления снижают его значимость по сравнению с Арагонитовым. По заключению объединения «Союзкварцсамоцветы», отработка проявлений нецелесообразна в связи со сложными горнотехническими условиями и удаленностью от населенных пунктов.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

### Глины кирпичные

На территории листа в пределах Северо-Сибирской низменности выявлены три крупных, одно среднее, девять малых по ресурсам месторождений глин. По данным лабораторных исследований, глины пригодны для производства керамического кирпича и керамзитового гравия. Месторождения открыты и оценены при проведении АФГК-200 Э. Л. Фишером (IV-1-6,7,10; IV-2-1, IV-3-4, V-1-3, V-3-1), А. П. Рацко (V-1-1, VI-1-2), А. П. Беловой (V-1-4, VI-1-1,2, VI-2-2). В настоящее время месторождения глин не представляют промышленного интереса. Месторождения связаны с морскими и озерными глинистыми и глинисто-алевритовыми отложениями казанцевско-муруктинского времени, частично перекрываются сартанскими песками мощностью до 10–15 м. Глины сизовато-серые, светло-серые, голубовато-серые, черные горизонтальнослоистые льдистые с мелкой галькой и гравием, местами с раковинами моллюсков. Плотность – 2,0 т/м<sup>3</sup>. Ресурсы кирпичных глин приведены в табл. 47 [7, 8].

**Ресурсы месторождений кирпичных глин Енисей-Хатангского прогиба на листе S-47**

№ п/п	Месторождения (номер на карте)	Площадь, км <sup>2</sup>	Мощность горизонта, м	Вскрыша, м	Ресурсы глин категории Р <sub>3</sub> , млн т
1	Сырутатурское-II (IV-1-7)	4	4	Нет	32
2	Среднелогатское-I (IV-1-10)	2	8	10–15	32
3	Среднелогатское-II (IV-1-11)	2	10	10–15	40
4	Сырутатурское-I (IV-1-6)	2	3,5	Нет	14
5	Нему-Дика-Тарида (IV-2-1)	0,25	8	Нет	2
6	Верхнебалахнинское (IV-3-4)	0,2	4	Нет	1,8
7	Среднелогатское-III (V-1-1)	0,5	4	Нет	4
8	Нижнелогатское-I (V-1-3)	0,4	7	Нет	2,8
9	Нижнелогатское-II (V-1-4)	0,15	10	Нет	3
10	Захарова-Рассохинское (V-3-1)	0,15	6	11–12	1,8
11	Дудыптинское-I (VI-1-1)	0,75	2	Нет	3
12	Дудыптинское-II (VI-1-2)	0,8	2	Нет	3,2
13	Дудыптинское-III (VI-1-2)	0,6	2	Нет	2,4
14	Новое (VI-2-2)	0,25	12	5–10	5,5

**Песчано-гравийный материал**

Малое месторождение галечно-гравийного материала, пригодного для проведения строительных работ, Дюдайсаму-Тари (V-1-2) открыто Э. Л. Фишером на западном берегу озера в 9,0 км на восток от устья р. Дюдасаму-Тари. Морские отложения прибрежной фации, представленные галечно-гравийниками с небольшим содержанием песка с мощностью пачки 20 м, формируют морскую террасу на высотной отметке 110 м. Прогнозные ресурсы гравия категории Р<sub>3</sub> при средней мощности горизонта 10 м и площади распространения 0,2 км<sup>2</sup> составляют 1,2 млн т [8].

**ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ****Гипс**

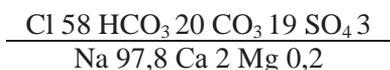
На площади листа выделено одно проявление гипса на левом берегу верхнего течения р. Ледяная (III-2-33) [59]. Формация гипсово-ангидритовая, сульфатно-карбонатная. Промышленного значения не имеет. На участке размером 12 × 22 м встречаются выделения тонкопластинчатого гипса на контакте с блоком карбонатных пород озеротаймырского комплекса. В тектонических блоках карбонатных пород (Т<sub>30т</sub>) в центральной части площади, среди гидротермально-метасоматически переработанных известняков, нередко встречаются линзы и гнезда, выполненные гипсом и ангидритом. Гипсы тонкопластинчатые прозрачные или молочно-белые.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

### Минеральные лечебные

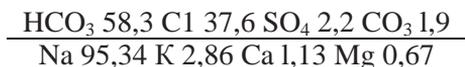
Проявление воды минеральной лечебной без разделения по составу выявлено в скв. ТП-12 в бассейне р. Фадьюкуда, выше устья руч. Олений (Ш-1-45). Проявление подземных вод приурочено к разрезу рыхлых отложений, формирующих таликовую зону. Напорный водоносный горизонт расположен в инт. 360,0–410,0 м, водоприток составляет до 100 л/мин [261ф]. Воды по составу хлоридные, кальциево-натриевые, солоноватые.

В скв. 18 на Балахнинской площади (V-2-2) встречен пласт минеральной воды с растворенным метаном в песчаниках вымской свиты нижней–средней юры в газоносном горизонте в инт. 1666–1678 м, дебит воды – 5 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин</sub> – 575 м, минерализация – 5,5 г/дм<sup>3</sup> с составом:



Вода хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-углекислотная.

В скв. 23 (VI-2-3) на той же площади в газоносном горизонте, в опущенном сбросом блоке получены притоки воды из инт. 1990–2010 в песчаниках лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской объединенных свит (J<sub>1-2</sub>ld–ml). Минерализация пластовых вод – 8–9 г/дм<sup>3</sup>, дебит – 10 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин</sub> – 621 м, статистический уровень – на глубине 82 м [45]. Пластовое давление на глубине 2000 м равно 187 атм, температура воды +37 °С. В этой же скважине в инт. 2210–2225 м в песчаниках дебит воды составляет 1,7 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин</sub> – 879 м, температура пластовой воды на глубине 2214 м равна 30,5 °С. Состав минеральной лечебной воды при минерализации 4,8 г/дм<sup>3</sup>:



Кроме того, в воде содержатся (мг/дм<sup>3</sup>): Br – 4,57, I – 4,70, H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> – 13,6, B – 3,5, pH – 8,35 и растворенный газ (CH<sub>4</sub> – 83 %). Вода гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая, бромная и йодная.

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

Территория листа S-47 располагается в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области и Енисей-Хатангского регионального прогиба на современном эрозионном срезе. Первая делится Главным Таймырским разломом на Северотаймыро-Североземельскую и Таймырскую складчатые системы. Енисей-Хатангский региональный прогиб разделяется Центральнотаймырским швом на Предтаймырский передовой мегапрогиб на Таймырском основании и Хатангско-Ленский краевой мегапрогиб Сибирской платформы. Предтаймырский юрско-меловой передовой мегапрогиб, как структура обрамления герцинско-раннекеммерийского Таймырского основания причленяется к Западно-Сибирской эпигерцинской платформе.

### **МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ**

В пределах листа, в соответствии с металлогеническим и тектоническим районированием России, выделяются части Таймыро-Североземельской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской минерагенических провинций (МП). Они в соответствии со структурно-вещественной эволюцией рассматриваемой территории были сформированы в течение четырех крупных минерагенических эпох (табл. 48): рифейско-вендского, вендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового, юрско-кайнозойского. Эпохи делятся на этапы, этапы – на стадии рудообразования. Стадии рудообразования связываются, как правило, с рудоносными и рудогенерирующими геологическими формациями, образуя серию рудных формаций.

В юрско-кайнозойскую минерагеническую эпоху сформировались наиболее крупные современные структуры: собственно Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция – как основание молодой эпираннекеммерийской платформы с юрско-меловым Нижнетаймырским буроугольным бассейном; Усть-Енисейская буроугольно-нефтегазоносная минерагеническая область (МО) Западно-Сибирской МП и Хатангско-Анабарская буроугольно-золото-алмазоносная МО Восточно-Сибирской МП. Кайнозойским этапом Усть-Енисейская и Хатангско-Анабарская минерагенические области объединены в Енисей-Хатангскую минерагеническую зону (региональный про-

гиб), которая часто в настоящее время рассматривается как единая структура и единое минерагеническое подразделение.

Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция разделяется по среднекаменноугольно-триасовой эпохе на Карскую и Быррангскую минерагенические субпровинции. Карская характеризуется выходами докембрийских и ниже-среднепалеозойских структурно-вещественных комплексов (СВК) двух минерагенических зон (МЗ), сшитых герцинскими гранитоидами: Хутудинско-Большевицкой, принадлежащей к Северотаймыро-Североземельской складчатой системе Северо-Карского блока, и Центрально-Таймырской – к Таймырской складчатой системе северо-западной на окраине Восточно-Сибирского кратона. Быррангская минерагеническая субпровинция объединяет Диксоновско-Северобыррангскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую МЗ, отвечающие двум крупным одноименным раннекембрийским пластинам (зонам), слагаемым поздневендско-палеозойскими и раннемезозойскими СВК Таймырской складчатой системы.

Таблица 48

**Минерагенические провинции, области (зоны) листа S-47**

Этапы		Минерагенические провинции (МП), области (МО), зоны (МЗ), структурно-минерагенические зоны (СМЗ)					
J-KZ	KZ этап	Центральнотаймырско-Североземельская золото-россыпная СМЗ				Енисей-Хатангская СМЗ буроугольная и нефтегазоносная	
	J-K этап	Нижнетаймырский буроугольный бассейн				Усть-Енисейская буроугольно-нефтегазоносная МО	Хатангско-Анабарская буроугольно-золотоалмазная МО (или ПНГО Хатангско-Ленской НГП)
C <sub>2</sub> -T	Таймыро-Североземельская МП	Карская субпровинция		Быррангская субпровинция		Западно-Сибирская МП	Восточно-Сибирская МП
V <sub>2</sub> -C <sub>2</sub>		Хутудинско-Большевицкая мелибденово-золоторудная МЗ	Центрально-Таймырская мелно-золоторудная МЗ	Диксоновско-Северобыррангская сурьяно-ртутно-золоторудная МЗ	Озеротаймырско-Южнобыррангская каменноугольно-мелно-полиметаллическая МЗ		
RF-V <sub>1</sub>							

В соответствии с геологическим районированием, в течение минерагенических эпох формируются структурно-минерагенические области (СМО) (например: Шренк-Фаддеевскому и Мининско-Большевицкому геологическим районам соответствуют Шренк-Фаддеевская и Мининско-Большевицкая).

## РИФЕЙСКО-ВЕНДСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Рифейско-вендская минерагеническая эпоха определяет существование двух структурно-минерагенических областей: Мининско-Большевицкой энсиалической миогеоклинально-коллизийной Хутудинско-Большевицкой золотоносной МЗ и Шренк-Фаддеевской энсиматической офиолитово-субдукционно-аккреционной Центрально-Таймырской МЗ. Металлогеническое значение первой определяется золотом, второй – золотом и медно-полиметаллически-колчеданными проявлениями.

На рассматриваемой территории вклад ранне-среднерифейских и начала позднерифейских минерагенических процессов не установлен. Вещественный комплекс, как составляющая обрамления Шренковского позднеархейского выступа, развит ограниченно и представлен зеленосланцево-диафторированными кристаллическими сланцами и гранитами Сланцевско-Ледяного СВК. С наложенными процессами диафтореза отмечается золотосодержащая сульфидно-кварцевая минерализация.

В пределах *Мининско-Большевицкой СМО* на территории листа наиболее широко представлены вендские турбидитовые комплексы (ленинская олигомиктовая серия) континентального склона и подножия. Докембрийско-раннекембрийская коллизия на рассматриваемом листе выражена повсеместным развитием изменений терригенных пород в условиях зеленосланцевой фации. Последняя контролирует проявления золото-кварцевой, золотосульфидно-кварцевой, золотосульфидной черносланцевой и золото-полиметаллической березитовой формаций. В соответствии с площадями развития зеленосланцевой фации, на территории листа выделяются Штурмановский молибденово-золоторудный потенциальный район, Оленьинский золоторудный потенциальный узел (вне района).

*Шренк-Фаддеевская СМО* допоздневендская отражает древнюю конвергентную границу литосферных плит, разделяемую в соответствии с геологическим районированием на Колосовско-Дорожнинскую и Мамонтовско-Лаптевскую минерагенические подзоны (МПЗ).

Потенциально рудоносные комплексы южной Колосовско-Дорожнинской МПЗ окраины древнего Сибирского континента характеризуются в общих чертах пассивно- и активно окраинными, аккреционными и коллизийными обстановками. На рассматриваемом листе картируется лишь один позднерифейский Становско-Посадочный тектонический комплекс задугового бассейна.

Мамонтовско-Лаптевская МПЗ состоит из комплексов позднего рифея – раннего венда следующих геодинамических обстановок: океанического бассейна и глубоководных впадин преддуговых морей, развитых энсиалических

островных дуг, фронтальных вулканогенно-осадочных поясов и межгорных впадин. В соответствии с этим выделяются три типа вулканогенных рудоносных серий, определяющих возможность проявления трех стадий рудообразования: *ранней дивергентной* – толеитовая натриевая базальт-риолитовая (энсиматическая дуга), *средней субдукционной* – известково-щелочная андезитовая (энсиалическая дуга) и *поздней коллизионной* – вулканогенно-осадочные пояса межгорных впадин (карбонатно-терригенная углеродистая продольнинская и контрастная базальт-риолитовая лаптевская свиты). С первым типом вулканитов связано формирование дунит-клинопироксенит-габбровой и диорит-плагиогранитовой (М-гранитоиды) формаций, со вторым – габбро-диорит-гранитовой формации известково-щелочного ряда (I-гранитоиды), с третьим отмечаются экструзивные и субвулканические тела умереннощелочного и щелочного состава. Все рудообразующие и рудоносные тела МПЗ, как правило, совмещены.

Рудоносность офиолитового комплекса определяется его потенциальной золото-платиноносностью и хромитонносностью.

Проявления золотосульфидно-кварцевой формации в вулканогенно-осадочных и плутонических комплексах Мамонтовско-Лаптевской МПЗ приурочены к субдукционным комплексам средней стадии (андезитовым), захватывая также более древние образования раннего офиолитового комплекса. Рудоносные зоны контролируются зонами березитизации, имеющими приразломный характер, с периферическими обширными полями пропилитизации. Метаморфизм вмещающих пород не превышает зеленосланцевой фации (зоны биотита). Протяженность рудоносных зон обычно 8–15 км, мощность – 300–400 м. Содержание Au достигает 12 г/т (Быстринская зона), Ag – 400 г/т, Cu – 2–5 %, Pb – 1 %, Zn – 0,4 %.

Минерогения поздней коллизионной стадии определяется проявлениями золотосульфидно-кварцевой черносланцевой формации (р. Чукча). Зоны сульфидно-кварцевого прожилкования достигают мощности 100 м, протяженности – первые км и содержания Au 3–10,3 до 60 г/т (рудопроявление Жильное).

В пределах Мамонтовско-Лаптевской МПЗ по конечной эпохе рудообразования, контролируемой зонами сохранившегося зеленосланцевого метаморфизма, выделяются: Малиновско-Гагаринский медно-золоторудный район потенциальный, Чукчинский медно-золоторудный узел потенциальный (вне района) и Верхнемамонтовско-Шренковский медно-золоторудный район потенциальный (северо-западная часть листа).

### **Вендско-среднекаменноугольная минерогеническая эпоха**

Поздненвендско-среднекаменноугольная минерогеническая эпоха для Таймыро-Североземельского региона характеризуется вхождением в единую эпибайкальскую постколлизионную платформенную систему с двумя структурно-минерогеническими областями (СМО), соответствующими геологическим районам: Северо-Бырангской (развита в Центрально-Таймырской и Диксоновско-Северобырангской МЗ) и Фалабигай-Нордвикской (в Озеротаймырско-Южнобырангской МЗ). СМО сформированы в течение четырех

этапов: поздневендско-раннеордовикского, раннеордовикско-позднесилурийского, позднесилурийско-девонского и ранне-среднекаменноугольного. Потенциальная рудоносность вещественных комплексов раннего этапа определяется наличием трансгрессивных грубообломочных (нижнеостанцовская свита) и регрессивных углеродистых (степановская, грустнинская свиты) отложений. Первые потенциально россыпеносны и перспективны на выявление месторождений гидрогенно-инфильтрационного типа. Вторые характеризуются повышенными содержаниями V, Mo, U, Th, Au. Раннеордовикско-позднесилурийский этап характеризуется дальнейшим разделением на три фациальные зоны. Основное минерагеническое значение придается геохимической специфике (на пятиэлементную рудоносную формацию) «черносланцевой» формации Северо-Бырангской СМО.

Позднесилурийско-девонский и ранне-среднекаменноугольный этапы характеризуются дальнейшей дифференциацией движений с формированием в Северо-Бырангской СМО преимущественно карбонатных образований, а в Фалабигайско-Нордвикской СМО – соленосно-сульфатно-терригенно-карбонатного ряда формаций. В минерагеническом плане неясной осталась роль кор выветривания на границе девона и карбона.

### **Среднекаменноугольно-триасовая минерагеническая эпоха**

Среднекаменноугольно-триасовая дейтерогенная минерагеническая эпоха характеризует чрезвычайную мобильность территории и является наиболее продуктивной в отношении полезных ископаемых. В течение этой эпохи сформированы Карская потенциально редкометалльно (Mo, W)-золотоносная и Южно-Бырангская каменноугольно-серебро-полиметаллическая потенциально платиноидно-медно-никелевая СМО, соответствующие в целом, с учетом образований более древних эпох, Карской и Бырангской субпровинциям. Карская СМО характеризуется филократонно-сводово-плутоническим или повторно коллизионным тектоническим режимом, Южно-Бырангская – приорогенно-рифтогенно-тафрогенным (или тектоническим режимом осадочных бассейнов форланда и постколлизионных межгорных впадин, а также трапповых областей и горячих точек). В первой СМО широко развиты рудопроявления золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-редкометалльной и золотосодержащих медно-молибден-порфировой, молибденит-кварцевой, урановорудной аргиллизитовой в палеозойских черных сланцах и сурьмяно-ртутно-мышьяковой формаций, во второй, Южно-Бырангской СМО – проявления золотосодержащих серебро-полиметаллической, платиноидно-медно-никелевой, комплексной полиметаллически-редкоземельной (флюорит-барит-редкоземельной с ураном и торием, полиметаллически-карбонатитовой, сульфидно-карбонатитовой).

Тектоно-минерагенический режим эпохи определяется сочетанием движений по двум структурным планам: формированием палеобассейнов с субмеридиально-северо-западным простирием и фациальной зональностью с запада на восток (режим растяжения субмеридиональный); проявлением складчатости субширотно-северо-восточного простириания (режим сжатия с северо-запада на юго-восток – субширотный), сопровождающейся поясами

даек и интрузивов того же направления. В соответствии с режимами сжатия и растяжения структурно-минерагенические области сформированы тремя крупными тектоническими этапами: среднекаменноугольно-пермским, позднепермско-раннетриасовым и ранне-позднетриасовым. Первому этапу соответствуют салические интрузивные серии формаций (гранитовая, гранодиоритово-субщелочногранитовая), второму – мафическая (трахидолеритовая, долеритовая, пикрит-габбродолеритовая, анкарамит-габбродолеритовая формации), третьему – мафически-салическая (монзонит-граносиенитовая, субщелочногаббродолеритовая, щелочносиенитовая, гранит-порфирировая формации) и ультрамафически-мафическая (натриево-лампрофировая, лампроитовая, карбонатитовая коровая формации).

### **Карская СМО**

**Позднепалеозойский тектоно-минерагенический этап** наиболее важен в отношении золотоносности. Этап подразделяется на три стадии рудообразования: средне-позднекаменноугольную, позднекаменноугольно-раннепермскую и ранне-позднепермскую.

*В течение первой стадии (раннеповторно коллизионной)* сформированы «двуслюдяные граниты» (S-типа) мигматит-гранодиорит-гранитовой (ленивенско-толевский комплекс) формации. Раннеколлизионные гранитоиды относятся к автохтонным и сопровождаются региональным зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа. Региональный метаморфизм и гранитоиды являются золоторудогенерирующими факторами контроля. К отложениям, метаморфизованным в зеленосланцевой фации метаморфизма, приурочены проявления золото-кварцевой, золотосульфидно-кварцевой, золотосульфидной черносланцевой и золото-полиметаллической березитовой формаций. Большинство проявлений рудных формаций подчинено метаморфогенно-гидротермальным раннеколлизионным процессам, развивающимся в терригенных углеродистых отложениях ленивенской серии венда и мининской толщи венда – раннего кембрия.

*Позднекаменноугольно-раннепермская стадия* характеризуется общим прогибанием Карской СМО (филократона) с формированием узких заливов с востока и накоплением тафrogenных аллювиально-морских и прибрежно-морских грубообломочных отложений (коротковская толща). С этой стадией связана одна из наиболее ранних эпох россыпеобразования.

*Заключительная ранне-позднепермская стадия (позднеповторно коллизионная)* характеризуется становлением массивов, батолитов магматического замещения диорит-гранодиоритовой формации (коломейцевский комплекс) и внедрением штокообразных интрузий субщелочногранитовой формации (оленьинский комплекс). Проявления золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формации приурочены к вмещающим гранитоиды породам, метаморфизованным в зеленосланцевой фации вне зоны экзоконтактовых роговиков и удалены от контакта, как правило, на 800–1500 м (Зееберговская, Оленьинская рудоносные зоны). В связи с гранит-порфирами оленьинского комплекса установлены проявления золотосодержащих медно-молибден-порфировой и молибденит-кварцевой формаций (Оленье и др.).

**Раннетриасовый этап** в пределах Карской СМО характеризуется становлением даек габбродолеритов с вкрапленным медно-никелевым оруденением, не имеющим промышленного значения.

**Средне-позднетриасовый этап** выражен ареалами кольцевых малых (1–5 км<sup>2</sup>) интрузий монцонит-сиенит-граносиенитовой формации (беспамятинский комплекс), сопровождающийся молибденит-кварцевым оруденением.

В соответствии с ареалами развития позднепалеозойских субщелочных гранитоидных и раннемезозойских монцонит-сиенит-граносиенитовых формаций, в пределах Карской СМО выделяется Коломейцевско-Чукчинская (Оленьинский с проявлением Оленье, Волчий и др.) структурно-металлогеническая зона, потенциально перспективная на выявление месторождений золотосодержащего медно-молибден-порфирового оруденения.

### **Южно-Бырангская СМО**

На раннем среднекаменноугольно-позднепермском этапе (С<sub>2</sub>–Р<sub>3</sub>) образуются аргиллито-песчано-алевролитовая шельфовая и песчано-алевритовая каменноугольная паралическая формации внутриконтинентального шельфа внешнего участка складчато-надвиговой области и прилегающей платформы. В течение этого этапа сформирован Восточно-Таймырский каменноугольный район Таймырского угленосного бассейна, охватывающий территорию распространения терригенных толщ верхнего палеозоя. Внутри района площади развития угленосной черной свиты верхней перми выделены в качестве Энгельгардтовского узла угленакопления. Чернорское время отвечает главной позднепермской эпохе углеобразования.

Средний позднепермско-раннетриасовый этап (Р<sub>3</sub>–Т<sub>1</sub>) характеризуется формированием туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, долеритовой, пикродолеритовой, оливинит-пикрит-габбродолеритовой формациями внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза (амфиклизы), сопровождающихся платино-медно-никелевой минерализацией. На площади листа выделяется Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-медно-рудный район с четырьмя рудными узлами этого этапа: Фадьюкудинским, Горноозерским, Боотанкагским, Дябакатаринским. В юго-западной части Южно-Бырангской СМО, перекрытой юрско-меловыми отложениями, по геофизическим данным, предполагаются проявления платино-медно-никелевой минерализации. В связи с затуханием магматической деятельности, в конце раннего триаса наблюдается переход от вулканических разрезов (с запада на восток) к терригенным с примесью туфогенного материала.

Заключительный средне-позднетриасовый минерагенический этап связан со становлением Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуры послетраппового заложения и раннекиммерийской складчатостью. Из образований ее ядра на рассматриваемом листе присутствует одна интрузия дюмпталейского комплекса, сопровождающаяся ванадий-титаномагнетитовым и сульфидным с благородными металлами оруденением (М. З. Комарова и др., 1999 [259ф]). Характерной чертой развития кольцевой структуры является наличие средне-позднетриасовых интрузий габбродолеритовой (верхнетаймырский комплекс), пикрит-ширсгеймит-анкарамит-габбродолеритовой (дябакатарин-

ский комплекс), нефелин-сиенитовой (фадьюкудинский комплекс) формаций, коровых карбонатитов (озеротаймырский комплекс) и лампроитов. Терригенные и вулканогенные породы среднего карбона–перми и триаса смяты в складки и разбиты на блоки разломами сбросо-взбросового характера. Осадочные комплексы Северо-Быррангского геологического района по Пограничному надвигу надвинуты на образования Южно-Быррангского. Максимум тектонической активности фиксируется широким развитием малых интрузий, характерных для геодинамических режимов рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий. В связи с раннекиммерийскими тектоно-магматическими процессами широко распространены гидротермально-метасоматические образования, сопровождающиеся формированием серебро-полиметаллических, флюорит-баритовых рудопроявлений, проявлений урана.

В составе Верхнетаймырско-Левлинского платино-никелево-меднорудного района выделяется Дябакатаринский потенциальный узел, в центральной и восточной частях Озеротаймырско-Южнобыррангской минерагенической зоны выделяются Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудный район с Партизанским и Суровозерским рудными узлами. Неправильный полиметаллически-меднорудный узел выделяется вне серебро-полиметаллического района.

### **Юрско-кайнозойская минерагеническая эпоха**

Юрско-кайнозойская эпоха характеризуется формированием трех СМО: Таймыро-Североземельской буроугольно-золотороссыпной, Усть-Енисейской буроугольно-нефтегазоносной и Хетско-Анабарской янтаре-буроугольно-нефтегазоносной. Закономерности формирования первой наиболее важны для прогнозирования россыпной золотоносности провинции.

В тектоническом отношении *Таймыро-Североземельская СМО* отвечает молодой платформе, заложенной на раннекиммерийском основании после мощного этапа пенепленизации и образования кор химического выветривания на границе позднего триаса–ранней юры. В соответствии с геоструктурной классификацией шельфов, область относится к парашельфовой. В ее пределах выделяются, в зависимости от истории развития, три трансгрессивно-эмерсивных литостратиграфических ряда: парашельфо-геократический юрско-меловой, ортошельфо-геократический палеоген-позднеплейстоценовый и ортошельфо-эпейрогенический позднеплейстоцен-голоценовый. Россыпепроявления золота приурочены к «трансгрессивным» фациям лито-стратиграфических рядов (нижнеюрская кунарская свита, палеогеновый каменский горизонт, современные аллювиальные россыпи). В зависимости от изученности россыпной золотоносности среднемезозойско-кайнозойского чехла в настоящее время выделяются Нижнетаймырская и Шренк-Мамонтовская россыпные площади. Все они не выходят за границы Карской дейтерогенной позднепалеозойско-раннемезозойской структурно-минерагенической области, в которой известны проявления россыпеобразующих рудных формаций (золото-кварцевой, золотосульфидно-кварцевой).

Проявления бурого угля установлены в регрессивных и эмерсивных фациях ранне-среднемелового ряда формаций (шренковская и траутфеттерская свиты). В связи с проявлениями бурого угля в шренковской свите нижнего мела выделяется Нижнетаймырский буроугольный район.

*Усть-Енисейская буроугольно-нефтегазоносная СМО* сформирована в три этапа и складывается соответственно тремя рядами формаций: юрско-раннемеловым терригенным песчаниково-аргиллитовым – осадочных прогибов и надрифтовых систем, раннемеловым терригенным буроугольным – внутриконтинентального мелководья; ранне-позднемеловым терригенным – субаэральных внутриплитных пенепленов и палеоген-голоценовым терригенным – ледниково-морским Северо-Сибирской низменности. Основная эпоха углеобразования связывается с малохетско-яковлевским временем (поздний готерив–ранний альб). В Усть-Енисейской СМО в связи с проявлением терригенной буроугольной формации внутриконтинентального мелководья выделяется Байкуронерский буроугольный район. С этой же эпохой связывается основная перестройка территории, инверсия юрско-раннемелового прогиба, формирование Балахнинского и Рассохинского валов и основной этап миграции нефтегазоносных флюидов. В пределах Турку-Логатского прогиба в выском коллекторе под леонтьевским флюидоупором формируются проявления газа, газоконденсата и нефти.

*Хетско-Анабарская буроугольно-нефтегазоносная СМО* сформирована, так же как и Устьенисейская СМО, в три этапа. Характеризуется формированием Жданихинского прогиба в неокме перед фронтом растущих мегавалов. В пределах Северо-Сибирской моноклинали (только на разрезе) выделяются несколько эпох углеобразования (сангасалинская, рассохинская, огневская), с которыми восточнее связывается серия месторождений бурого угля. На рассматриваемом листе на поверхности в ядре прогиба выходит терригенный янтареносный Бегичевско-Крестыноярхский регрессивный терригенно-угленосный СВК. Хетская эпоха (поздний коньяк–ранний сантон) характеризуется проявлениями янтаря, крестыноярхская (маастрихт) – угленакоплением. В связи с проявлениями янтаря в терригенных формациях верхнего мела выделяется Хетско-Рассохинский янтареносный район.

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ**

В пределах листа, в соответствии с минерагеническим районированием (табл. 48) выделяются Таймыро-Североземельская, Западно-Сибирская и Восточно-Сибирская минерагенические провинции (МП).

Таймыро-Североземельская МП разделяется по позднепалеозойско-ранне-мезозойскому циклу на две минерагенические субпровинции: Карскую с Хутудинско-Большевицкой и Центрально-Таймырской минерагеническими зонами (МЗ) и Быррангскую с Диксоновско-Северобыррангской, Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ. По юрско-меловому минерагеническому этапу Таймыро-Североземельская МП включает Нижнетаймырский буроугольный бассейн. Хутудинско-Большевицкая и Центрально-Таймырская

МЗ специализированы на рудное золото и молибден. Золоторудные проявления обладают значительным ресурсом в северной части территории, относящейся к Большому Арктическому заповеднику, кластер № 5 (Нижняя Таймыра), поэтому работы здесь не планируются. В пределах 50 % площади этого заповедника располагается и Нижнетаймырский буроугольный бассейн. Диксоновско-Северобыррангская МЗ потенциально перспективна на золото, сурьму, ртуть. В пределах Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ практический интерес могут представлять проявления полиметаллов, серебра, золота, платины, меди, никеля, каменного угля, здесь выделяются потенциальные Восточно-Таймырский каменноугольный, Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный, Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудные районы.

Западно-Сибирская МП на рассматриваемом листе представлена Усть-Енисейской буроугольно-нефтегазоносной МО, Восточно-Сибирская МП – Хатангско-Анабарской алмазо-золото-буроугольной МО. Они обладают высокими перспективами на выявление месторождений нефти и газа.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала, таблица прогнозных ресурсов и впервые выявленных и переоцененных ресурсов сведены в приложениях 3, 4, 5.

### **Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция**

Таймыро-Североземельская МП занимает северную половину листа и представлена Хутудинско-Большевицкой молибденово-золоторудной, Центрально-Таймырской медно-золоторудной, Диксоновско-Северобыррангской потенциальной сурьяно-ртутно-золоторудной, Озеротаймырско-Южнобыррангской каменноугольно-медно-полиметаллической МЗ, Нижнетаймырским буроугольным бассейном.

#### **Закономерности размещения полезных ископаемых Хутудинско-Большевицкой молибденово-золоторудной МЗ**

В пределах Хутудинско-Большевицкой МЗ выделяются потенциальные Штурмановский молибденово-золоторудный район и Оленьинский золоторудный узел (вне района).

#### ***Штурмановский потенциальный молибденово-золоторудный район***

В пределах листа выделяется восточная часть Штурмановского потенциального молибденово-золоторудного района площадью 540 км<sup>2</sup>. Рудный район располагается на побережье залива Вальтера, п-ове Штурманов, о. Расторгуева, нижнем течении рек Коломейцева, Зееберга и Мутная ([305ф] Хапилин, 1990ф, Васильев, 1985, 1991ф). Юго-восточная граница района оконтуривается северо-западным контактом гранитов коломейцевского гранодиоритового комплекса нижней–средней перми. Перспективы района связаны с развитием золотосодержащих сульфидизированных черных сланцев воскре-сенской толщи венда(?) и метаморфогенно-гидротермального жильно-кварце-

вого оруденения в углеродистых сланцах. Слабопроявленное оруденение золото-сульфидной черносланцевой формации контролируется 10–15 м пачкой углеродистых пиритизированных сланцев воскресенской толщи верхнего рифея–нижнего венда, метаморфизованной в биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, смятых в изоклинальные складки ([160], Васильев и др., 1989).

Кварцевожилльная минерализация широко проявлена как одиночными жилами различной морфологии, так и жильно-прожилковыми зонами. Более 60% жил являются соскладчатыми, меньшая часть жил – продольно- и поперечносекущими с крутыми и вертикальными углами падения. Для жил первого типа характерны седловидные, линзовидные, четковидные и комбинированные морфологические разновидности, максимальные мощности (0,5–2,0 м) и сравнительно простой минеральный состав. Помимо кварца (85–90%) присутствуют кальцит и железо-магнезиальные карбонаты, мелкие линзовидные скопления хлорита, серицита (мусковита), биотита, мелкозернистого альбита. Сульфидная минерализация представлена пиритом (не более 1,5%). Содержание золота в этом типе жил не превышает десятых долей грамма, редко – первых граммов на тонну. Более поздние косо- и продольносекущие жилы, нередко переходящие по простиранию в согласные, развиваются непосредственно по жилам первой генерации, имеют мономинеральный кварцевый, реже альбито-кварцевый и альбито-карбонато-кварцевый состав. Общее содержание сульфидов, в основном пирита – 2–5%, на отдельных участках достигает 15–40%. Этот тип жил содержит аномальные концентрации металлов: Au – до 60 г/т, Bi – до 0,1%, Cu – до 0,1%, Pb – до 0,17%, Zn – более 0,1%. Во всех жилах установлены пирит (преобладает), пирротин, халькопирит, марказит, рутил и ильменит. В жилах второй генерации обнаруживаются только под микроскопом: галенит, сфалерит, висмутин, свинцово-висмутовый сульфотеллурид, самородный висмут и золото. Золото высокопробное (средняя проба 955‰) [26].

В пределах площади рудного района поле положительной магнитной аномалии охватывает залив Вальтера и частично п-ов Штурманов и связывается с нескрытым гранитоидным массивом. Палеозойские гранитоидные массивы в пределах Хутудинско-Большевицкой МЗ являются рудогенерирующими источниками редкометалльной минерализации (висмутовой и молибденовой), наложенной на ранее сформированные кварцевожилльные образования метаморфогенного генезиса.

В результате работ ПГО «Севморгеология» на данной территории были выделены две перспективные зоны северо-восточного простирания – Вальтеровская (за пределами листа) и Штурмановская (290 км<sup>2</sup>), прослеживающаяся по выходам дислоцированных углеродистых пород воскресенской свиты от бух. Совинья на северо-востоке (на листе S-47) до среднего течения р. Аномалии на юго-западе (на листе S-46), имеет общую протяженность более 30 км при ширине 500–600 м на северо-востоке до 1,5 км на юго-западе. Для этих двух зон определены прогнозные ресурсы металла по категории P<sub>2</sub> в количестве 26 т, при продуктивности 26 000 кг : 470 км<sup>2</sup> = 55 кг/км<sup>2</sup> [244ф]. Вычисленная продуктивность может быть принята в качестве базовой для оценки ресурсов рудного золота части рудного района в пределах листа S-47.

Ресурсы должны быть понижены до категории Р<sub>3</sub>; с учетом площади Штурмановской рудной зоны, которая на листе составляет 50 % от общей, ресурсы золота золотокварцевой формации для района составят  $145 \text{ км}^2 \times 55 \text{ кг/км}^2 = 8 \text{ т}$  (прил. 3). Золотоносные кварцевые жилы не представляют промышленного интереса в силу низких содержаний, золото-сульфидные слабоизученные проявления не имеют большого распространения. Район расположен на территории Большого Арктического заповедника (Кластер № 5, Ниж. Таймыра), поэтому работы в его пределах не планируются.

### *Оленьинский потенциальный золоторудный узел (вне района)*

Оленьинский рудный узел находится в зоне влияния Главного Таймырского разлома северо-восточного простирания и оперяющих его разломов, заложённых по трещинам скола в субширотном направлении, на площади распространения терригенных пород ленивенской серии и мининской толщи. На площади проявлено оруденение золото-кварцевой малосульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формации в терригенных и карбонатно-терригенных комплексах. Проявления золота приурочены к мелким зонам тектонических нарушений – сбросам и субширотным разломам. Породы смяты в изоклинальные и опрокинутые складки, усложненные разрывами вдоль осевой линии. Содержание золота в маломощных согласных и послойных прожилках, реже мощных (1,5–2,0 м) кварц-карбонатных жилах, зонах окварцевания, брекчирования, иногда с массивными арсенопиритовыми рудами невелико и редко достигает 1–2,2 г/т, серебра – до 400 г/т, свинца – до 0,5 %, цинка – до 0,2 %, мышьяка – до 0,4 %. Проба золота – 765 ‰ [290]. Жилы по составу хлорит-мусковит-карбонат-кварцевые с переменным количеством сульфидов, в основном пирита и арсенопирита – от 1 до 50 %. Протяженность кварц-карбонатных жил при мощности 0,7–1 м достигает 1,5 км. Жилы и прожилки сгруппированы в рудные зоны протяженностью до 35–50 м. В прожилково-жилых зонах отмечаются как тонкие (0,5–2 см) прожилки кварца с арсенопиритом, так и единичные кварц-сульфидные и карбонат-кварц-сульфидные жилы и брекчии мощностью до 0,5 м. Сульфидная минерализация составляет от 5–10 до 40 % жил и брекчий. Жилы и прожилки относительно простирания пород кососекущие с различными углами падения (от 30 до 80°). Среди сульфидов преобладает арсенопирит, местами он составляет до 80 % от всех сульфидов, но в отдельных жилах уступает первенство галениту и халькопириту. Пробность золота – 764,6 ‰, примесей, кроме серебра, в нем не установлено.

Изотопный состав свинца галенита одного из золоторудных проявлений руч. Олений свидетельствует о его вендском возрасте (600–630 млн лет) [305]. Вследствие низких содержаний и малого объема рудной массы промышленного значения не имеют. Оленьинский потенциальный рудный узел расположен на территории Большого Арктического заповедника (Кластер № 5, Ниж. Таймыра), работы не планируются.

## **Закономерности размещения полезных ископаемых Центрально-Таймырской медно-золоторудной МЗ**

Центрально-Таймырская МЗ сформирована в рифейско-ранневендский, поздневендско-среднепалеозойский и позднепалеозойско-раннемезозойский минерагенические циклы. Границами МЗ являются региональные протяженные разломы-надвиги: Главный Таймырский – на северо-западе и Пясино-Фаддеевский – на юго-востоке. В пределах МЗ выделяются потенциальные Малиновско-Гагаринский медно-золоторудный район, Верхнемамонтовско-Шренковский медно-золоторудный район и Чукчинский потенциальный медно-золоторудный узел (вне района).

### *Малиновско-Гагаринский потенциальный медно-золоторудный район*

Малиновско-Гагаринский рудный район в пределах листа представлен своей юго-западной половиной и ограничен на северо-западе зоной Главного Таймырского разлома, на юго-востоке – бортовой частью Нижнетаймырской депрессии, выполненной угленосными меловыми и юрскими отложениями. Пункты минерализации золота золото-сульфидно-кварцевой формации локализованы в гидротермально-метасоматических образованиях по верхнерифейским вулканитам борзовской толщи и гранитоидам толеитового ряда малиновского комплекса [160]. Рудно-формационная система плутоногенно-вулканогенная, метаморфогенно-дислокационная, пропилит-березитовая субдукционного этапа рифейско-вендской минерагенической эпохи, в осадочно-вулканогенных толщах, с реликтами в их основании древних интрузивных гранитоидных пород. В рудном районе по вулканитам кислого и среднего состава, катаклазитам кварцевых диоритов и плагιοгранитов развиты неполно- и полнопроявленные березиты и пропилиты, образующие протяженные зоны вдоль региональных разломов шириной 300 м, длиной – десятки км. В зонах березитов-пропилитов наблюдается интенсивное расщепление с развитием кварц-карбонатных и кварцевых прожилков с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией до 10–20 %. Содержание золота – 0,4–1 г/т, в сульфидизированных разностях – 3 г/т, при повышенных значениях для меди – 1–8 %, серебра – 100 г/т [294ф, 161].

Потенциальные рудные зоны золото-кварцевой и золотосульфидно-кварцевой формации контролируются зонами березитизации, имеющими приразломный характер, с периферическими обширными полями пропилитизации, более раннего образования. Метаморфизм вмещающих пород не превышает зеленосланцевой фации (зоны биотита). Протяженность потенциальных рудных зон составляет от 8–15 до 20 км, мощность зон деформированных и березитизированных пород достигает 300–400 м. Обычно они объединяют в себе серию колчеданных рудных тел линзовидной, линзовидно-слоистой формы мощностью от первых метров до сотен метров и протяженностью до 0,5–1 км. Карбонатно-кварцевые жилы, представляющие собой крайнюю полнопроявленную фацию березитов, в пределах колчеданных тел имеют четковидную и линзовидную формы. Мощность их варьирует от 0,2 до 1,5 м при протяженности первые км.

Рудная минерализация березитов представлена главным образом пиритом (20–30%), определяющим морфологию рудных тел. Их граница выражена нечетко и характеризуется постепенным уменьшением сульфидов во внешних зонах березитов. Рудная минерализация карбонатно-кварцевых жил значительно разнообразнее, составляет в среднем от 1–3 до 10% и представлена халькопиритом, пиритом, пирротинном, борнитом, халькозином, ковеллином, блеклой рудой, галенитом, реже арсенопиритом, сфалеритом, самородным золотом, молибденитом, виттихенитом, золотом. Постоянно отмечаются малахит, азурит, гематит, лимонит, пироморфит, англезит. Ведущей минеральной ассоциацией в связи с медноколчеданными рудами является халькопирит-пиритовая и халькозиновая с борнитом (с пробностью золота 876–974).

В 1986 г. при завершении ГГС-200 А. Ф. Хапилиным на площади Малиновско-Гагаринского потенциального рудного района подсчитаны прогнозные геохимические ресурсы рудного золота в метасоматитах по потенциальной рудной зоне. Параметры рудных тел, принятые для расчета ресурсов, следующие: мощность – 300 м, протяженность – 30 км, глубина – 600 м, содержание золота – 0,03 г/т, плотность пород – 2,82 т/м<sup>3</sup>. Ресурс золота, вычисленный прямым расчетом, составляет 457 т. Оценка прогнозных ресурсов Малиновской руднороссыпной зоны, сделанная КНИИГГиМС, значительно менялась по годам: 2004 г. и 2006 г. по рудному золоту – в 1,8 и 35 т, россыпному – 0,7 и 12 т [297ф, 191, 158].

Малиновско-Гагаринский потенциальный рудный район обладает значительными перспективами, т. к. на листе S-48 на Светлинской площади в подобной геологической ситуации – золоторудной зоне березитов-пропилитов утверждены ресурсы рудного золота в количестве 28 т по категории P<sub>2</sub> с содержанием 3 г/т. В качестве объекта-аналога Светлинского рудного поля принято Раздолинское рудное поле с Попутнинским месторождением Енисейского Кряжа. Рудовмещающие толщи представлены вулканогенно-карбонатно-терригенными образованиями позднего рифея. Подобные золоторудные объекты в метасоматитах выявлены на п-ове Челюскин в междуречье Кунар–Серебрянка. Для Кунар-Серебрянского рудного узла утверждены прогнозные ресурсы рудного золота по категории P<sub>3</sub> в количестве 150 т (Лист Т-47).

Содержания золота в метасоматитах составляют сотые и первые десятые г/т, реже достигают первых г/т. В кварцевожилных образованиях среди зон метасоматитов золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой формации содержания золота выше и достигают первых г/т (до 12,3 г/т). Ресурсы рудного золота категории P<sub>3</sub> при минимальной продуктивности 0,1 т/км<sup>2</sup>, коэффициенте подобия 0,5 и площади района (в пределах листа) 700 км<sup>2</sup> равны 35 т (прил. 3). Малиновско-Гагаринский потенциальный рудный узел расположен на территории Большого Арктического заповедника (Кластер № 5, Ниж. Таймыра), работы не планируются.

### ***Верхнемамонтовско-Шренковский медно-золоторудный район потенциальный***

Верхнемамонтовско-Шренковский потенциальный район с проявлением оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации в карбонатно-терриген-

ных и вулcano-плутонических комплексах расположен юго-восточнее зоны Главного Таймырского надвига (автохтоне). На рассматриваемой территории находится северо-восточное окончание района в районе озер Астрономические. В пределах потенциального рудного района широко распространены гидротермально-метасоматические образования и зоны жильно-кварцевой минерализации, формирование которых связано с позднепалеозойским этапом тектоно-магматической активизации и становлением гранитоидных интрузий коломейцевского и оленьинского комплексов, расположенных к северу от Главного Таймырского надвига. На рассматриваемой площади проявления золота в каньоне р. Мамонта представляют серию кварцевых жил в терригенных породах продольнинской толщи верхнего рифея с золото-халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализацией. Содержание золота – до 4 г/т, серебра – 400 г/т, меди – 2 %.

### *Чукчинский медно-золоторудный узел потенциальный*

Чукчинский рудный узел охватывает верховья р. Страшная и район руч. Быстрый, левого притока р. Чукча. Рудный узел находится в области сочленения Хутудинско-Большевицкой и Центрально-Таймырской МЗ, на площади последней. Стратифицированные отложения в пределах рудного узла представлены образованиями верхнего рифея – карбонатно-терригенными углеродистыми породами продольнинской толщи и вулканогенными борзовской толщи. Разновозрастные интрузивные образования полностью оконтуривают рудный узел. Оруденение локализуется в межинтрузивном пространстве. При этом узел приурочен к антиклинальной структуре или к относительно приподнятому блоку, а гранитоидные массивы находятся на значительном удалении от рудных образований [163].

Главными формационными типами золотого оруденения в пределах узла являются золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый, золото-полиметаллический березитовый. Средние содержания золота по различным жилам составляют от 0,81 до 5,24 г/т, при максимальных значениях – до 30–60 г/т [26].

Тип оруденения – жильные и минерализованные зоны. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  определены прямым расчетом для центральной части участка Жильное на площади  $1,4 \times 1$  км. Среднее содержание золота для подсчета ресурсов с учетом борздового и штупного опробования составляет  $(2,2 + 4,02) : 2 = 3,11$  г/т, при колебаниях до 60 г/т. По данным борздового опробования по коренным породам, по полотну двух магистральных канав на длину 965 м (опробовано 835 м) приходится 10,5 м кварцевых жил, т. е. площадной коэффициент рудоносности составляет 0,0125. Глубина прогноза составляет 100 м, т. к. на склоне при пологом залегании пород опробована вся рудовмещающая толща, при вертикальном размахе оруденения 110 м. Ресурс рудного золота категории  $P_2$  составляет:  $(1400 \text{ м} \times 1000 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 0,0125 \times 2,7 \text{ т/м}^3 \times 3,11 \text{ г/т}) : 1\,000\,000 = 14,7$  т.

Ресурс всего рудного узла площадью  $30 \text{ км}^2$  составляет: при минимальной продуктивности для жильных и минерализованных зон в терригенных комплексах  $10 \text{ т/км}^2$ , понижающем коэффициенте 0,5 для новых площадей, по-

нижающем коэффициенте 0,5 на бесперспективные участки распространения черносланцевых безрудных толщ:  $10 \text{ т/км}^2 \times 30 \text{ км}^2 \times 0,25 = 75 \text{ т}$  категории  $P_3$ . За вычетом из этой суммы ресурсов категории  $P_2$ :

$75 \text{ т} - 14,7 \text{ т} = 60,3 \text{ т}$  – составляют ресурсы категории  $P_3$  (прил. 3). Аналогом проявления Жильное является месторождение Совиное (Чукотка) [287ф]. Ранее по результатам поисковых работ подсчитывались ресурсы центральной части участка Жильное в количестве 11,5 т по категории  $P_2$  с более низкими параметрами рудных тел [293ф]. Проведение работ в пределах Чукчинского рудного узла не планируется, т. к. рудный узел находится на площади Большого Арктического заповедника, кластер № 5 (Ниж. Таймыра).

### **Закономерности размещения полезных ископаемых Диксоновско-Северобыррангской сурьмяно-ртутно-золоторудной потенциальной МЗ**

Диксоновско-Северобыррангская минерагеническая зона площадью  $6650 \text{ км}^2$  на севере граничит по Пясино-Фаддеевскому надвигу с Центрально-Таймырской, а по Пограничному надвигу на юге – с Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ. Минерагеническая зона соответствует выделяемой здесь Ленинско-Клюевской (Переходной) геологической площади Северобыррангского геологического района. В пределах «Переходной» зоны выявлены шлиховые ореолы и потоки золота в бассейнах рек Отрядная, Прав. Косая, Прямая, Двойная, левых притоков р. Траутфеттер – руч. Узкий, р. Галечниковая, р. Весенняя. Кроме золота в шлихах встречаются киноварь, реальгар, аурипигмент, арсенопирит, шеелит, касситерит. Вся площадь «Ленинско-Клюевской» зоны перспективна для поисков проявлений золото-черносланцевой (типа Карлин) и золоторудной полиметаллической формаций [46]. В пределах «Переходной» палеозойской рудоносной зоны ЦНИГРИ в 2006 г. апробированы ресурсы рудного золота по категории  $P_3$  в количестве 50 т при оценке Барковской рудоносной зоны (узла) Барковско-Ждановского золоторудного района на листе S-48. В пределах МЗ на листе S-46 утверждены прогнозные ресурсы рудного золота категории  $P_3$  по Тарейскому рудному району в количестве 200 т. Ввиду отсутствия прямых признаков золотого оруденения – проявлений и пунктов минерализации, проводится оценка металлогенического потенциала по рудному золоту Диксоновско-Северобыррангской МЗ из расчета площадной продуктивности  $15 \text{ кг/км}^2 - 100 \text{ т}$  (прил. 3).

### **Закономерности размещения полезных ископаемых Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ**

В пределах минерагенической зоны оруденение контролируется трапповым магматизмом в связи с этапом формирования Таймырского рифтогенного прогиба ( $P_3-T_1$ ), последующим режимом рассеянного рифтогенеза ( $T_{1-3}$ ). Рудные районы с медно-никелевым и серебро-полиметаллическим оруденением контролируются системой дизъюнктивных нарушений северо-восточного направления. Наиболее крупными нарушениями являются Пограничный надвиг и Верхнетаймырская (Южно-Таймырская) зона разломов, Центральный и Осевой сбросы. Разломы северо-западного направления контролируют

положение рудных узлов в пределах районов. Среди них выделяются «раздвиговые» рифтооперяющие зоны – Левлинская, Фадьюкудинская, Байкура-Туркинская, Байкало-Таймырская (Несторокуликовская), Ямубайкурская, секущие систему северо-восточных разломов [70, 291ф, 240ф]. Возникновение этих проницаемых зон связано с рифтогенезом, и они представляют собой структуры, оперяющие рифты на участках их выклинивания [70].

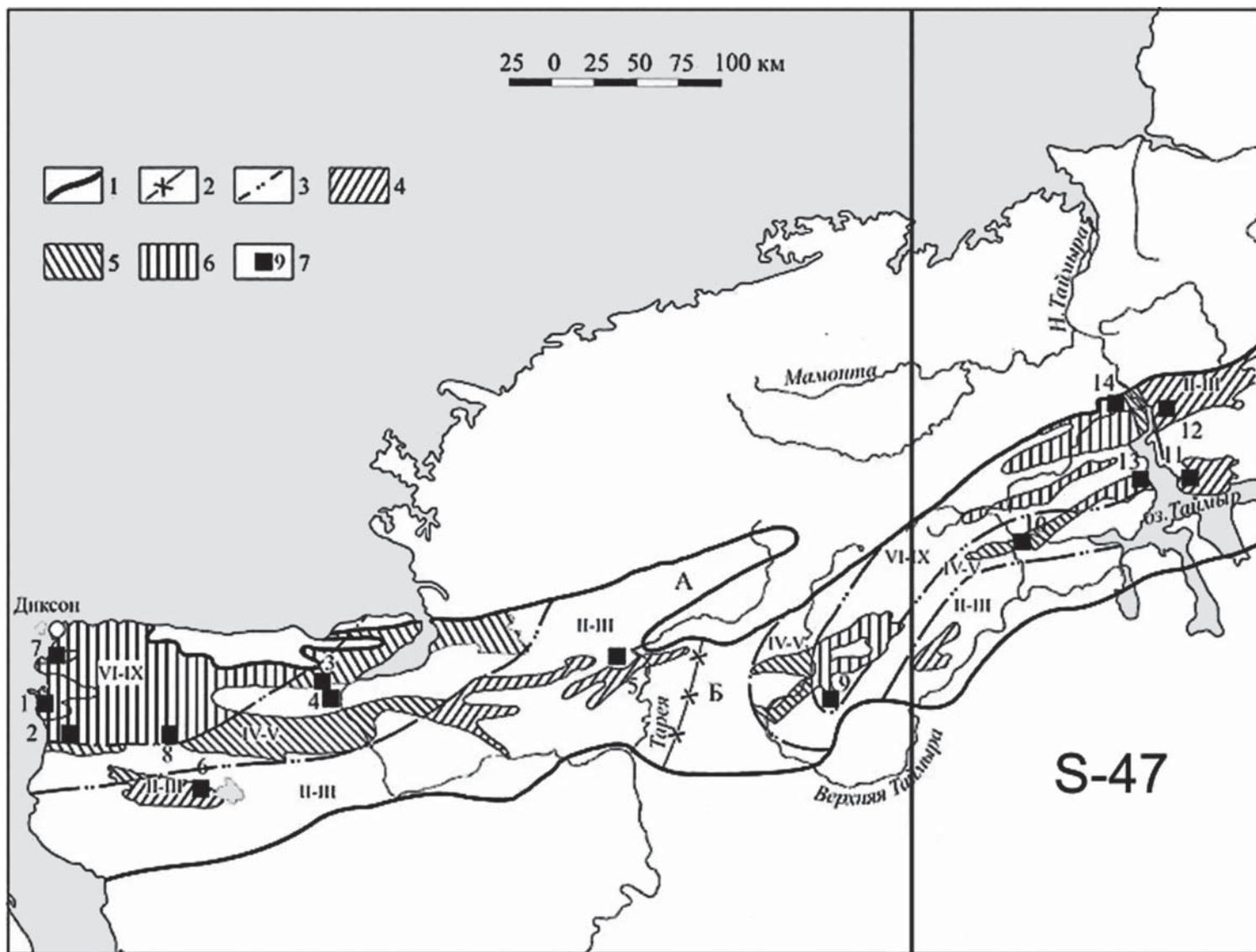
### *Восточно-Таймырский каменноугольный район*

На территории листа S-47 в Восточно-Таймырском угольном районе развита каменноугольная пермская угленосная формация. Утвержденные прогнозные ресурсы в целом по Таймырскому каменноугольному бассейну, главным образом в пределах листов S-44–47 составляют 97 706 млн т., в т. ч.  $P_1$  – 278 млн т,  $P_2$  – 7316 млн т,  $P_3$  – 90 112 млн т., в т. ч. ресурсы коксующихся углей – 23 111 млн т [150]. Запасы месторождений Крестьянское и Слободское (лист S-44) составляют: категорий  $A+B+C_1$  – 3,184 млн т.,  $C_2$  – 85,760 млн т [64].

Продуктивность угленосных пермских отложений связана с черной свитой, в разрезе которой по естественным обнажениям на Черноярском, Заячьем, Нганасанском (р. Угленосная) месторождениях (в современной трактовке – проявлениях) присутствуют от шести до 12–14 пластов угля рабочей мощности. Многочисленные разрозненные выходы свиты на дневную поверхность заключают один-четыре угольных пласта, не прослеживающихся по площади. Качество углей изучалось преимущественно по окисленным пробам из естественных обнажений и лишь в единичных случаях – в подземных горных выработках (Заячье месторождение). Их марочный состав определялся только степенью метаморфизма по данным химического анализа и не отвечает требованиям ныне действующего ГОСТ 25543-88 [44]. Использование нового для рассматриваемой территории фактического материала по величине показателя отражения витринита (R) позволило наметить в первом приближении три укрупненные зоны метаморфизма углей по ГОСТ 21489-76: II, III, IV–V, VI–IX (рис. 14).

На этой основе проведена переинтерпретация марочного состава углей

Черноярского, Заячьего и Нганасанского объектов, приводимых ранее в работах И. М. Мигая [139]. По ее результатам в пределах II–III зон выделены угли марок Г, ГЖО, Ж, КЖ, КО(?), IV–V – К, КО, КС, ОС(?), их маркировка приблизительно соответствует ГОСТ 25543-88 [75, 253ф]. Они относятся преимущественно к мало- и среднезольным, низкосернистым, мало- и среднефосфористым, по своим химико-технологическим характеристикам – пригодным для использования в энергетике, производстве металлургического кокса, углеродистых наполнителей и т. п. Количественная оценка прогнозных ресурсов проводилась в пластах мощностью 0,7 м и более, при верхнем пределе зольности 25 % для коксующихся и 40 % – энергетических углей, до глубины 600 м. Последнее ограничение привело к исключению из подсчета площадей распространения продуктивноугленосных отложений верхней перми под толщей вулканогенных позднепермско-раннетриасовых образований. Впервые проведенная на данной территории количественная оценка



**Рис. 14. Схема распределения ресурсов углей по зонам метаморфизма (и маркам) в Таймырском угольном бассейне.**

1 – граница Таймырского угольного бассейна, 2 – граница между Западно-Таймырским (А) и Восточно-Таймырским (Б) каменноугольными районами, 3 – границы зон метаморфизма; зоны метаморфизма: 4 – II–III (газовая и жирная), 5 – IV–V (коксовая и отошенная), 6 – VI–IX (тощая и антрацитовая); 7 – проявления и месторождения углей: 1 – Слободское, 2 – Крестьянское, 3 – Озерное, 4 – Пясинское, 5 – Тарейское, 6 – Сырадасайское, 7 – Лемберовское, 8 – Верхнекрестьянское, 9 – Фаладидигютюское, 10 – Нганасанское, 11 – Заячье, 12 – Черноярское, 13 – Гельмерсенское, 14 – Энгельгардтское.

прогнозных ресурсов по ГОСТ 25543-88 исходит из структуры распределения технологических марок углей по зонам метаморфизма: II–III и III–IV на Сырадасайском и IV–V на Пясинском месторождениях [73]. Они послужили объектами-аналогами для всей области развития среднеметаморфизованных углей в Таймырском бассейне (табл. 49).

Таблица 49

**Структура марочного состава углей на Сырадасайской площади и Пясинском месторождении**

Стадия метаморфизма	Марки углей												
	Г	ГЖО	ГЖ	Ж	КЖ	К	КО	КСН	КС	СС	ТС	Т	А
II–III	3	7	8	14	10	–	5	1	–	7	–	–	5
III–IV					5	17	5	–	5	3	–	–	5
IV–V									3	50	2	45	–

Такой способ количественного прогноза марочного состава по ГОСТ 25543-88 представляется в методическом отношении достаточно обоснованным. Зона VI–IX стадий метаморфизма вполне однозначно интерпретируется как площадь распространения ранее выявленных тощих углей и антрацитов. Общие кондиционные ресурсы пермских углей территории листа S-47 составили 19 660 млн т (табл. 50) (прил. 3). В большинстве своем они относятся к самой низкой категории достоверности P<sub>3</sub>, ресурсы категории P<sub>2</sub> в количестве 89 млн т выделены на отдельных участках Черноярского и Зачьего месторождений.

Таблица 50

**Ресурсы углей Восточно-Таймырского угленосного района на территории листа S-47 в инт. 0–600 м (в млн т)**

Марка углей (ГОСТ 25543-88)	Ресурсы, соответствующие кондициям балансовых запасов			
	прогнозные ресурсы			
	Всего	в том числе по категориям		
		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>
Г–А	19 660	–	89	19 571
Г	963	–	9	954
ГЖО, ГЖ, Ж, КЖ	5972	–	58	5914
К, КО, КС, ОС	3915	–	22	3893
СС, Т	5840	–	–	5840
Т–А	2970	–	–	2970
			в том числе коксующихся	
Г–ОС	10 850	–	89	10 761

Перспективы углей прежде всего связаны с Западно-Таймырским угольным бассейном, находящимся за пределами листа S-47, где имеются балансовые запасы в месторождениях Слободское и Крестьянское, расположенные

на морском побережье. Поисково-оценочные работы на уголь проводятся на Сырадысайской площади. Серьезные предпосылки для промышленного освоения недр, ввиду удаленности от промышленных центров страны, отсутствия значительных местных потребителей, неразвитости транспортной и социальной инфраструктуры, а также весьма слабой изученности, в настоящее время отсутствуют. Вместе с тем угли в будущем могут быть востребованы для создания собственной энергетической базы в случае выявления и разработки на территории региона крупных или уникальных месторождений различных полезных ископаемых, имеющих стратегическое значение для России.

***Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный район потенциальный***

Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный район (восточная часть) располагается в западной и центральной частях площади листа S-47, в пределах Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ, являющейся частью Южно-Таймырского никеленосного рудного пояса. В структурно-тектоническом плане Южно-Таймырский никеленосный рудный пояс приурочен к Быррангскому инверсированному прогибу субширотного простирания, выполненному внутриконтинентальным рифтогенным структурно-формационным комплексом, сформированным в позднепермско-раннетриасовый тектоно-магматический этап [259ф]. С севера Быррангский инверсированный прогиб по зонам глубинных разломов ограничен от Карского сводового поднятия Пясино-Фадеевским надвигом, с юга – Верхнетаймырской (Южно-Таймырской) зоной разломов – от Енисей-Хатангского позднемезозойского прогиба.

Верхнетаймырско-Левлинский рудный район расположен к югу от основных лавовых полей в пределах структур Дябакатаринской, Верхнебафинской, Каньонской синклиналей и Лебянинской, Обручевской, Среднебоотанкагской, Нижнебафинской, Гусиноозерской антиклиналей, сложенных в основном образованиями фалабигайской ( $C_{1-2fl}$ ), турузовской ( $C_2-P_{tr}$ ), быррангской ( $P_{br}$ ), соколинской ( $P_{sk}$ ) свит, пронизанных силами и дайками основного–ультраосновного состава пермо-триасового возраста.

Рудный район контролируется системой дизъюнктивных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее крупными нарушениями северо-восточного направления являются Пограничный надвиг и Верхнетаймырская (Южно-Таймырская) зона разломов. Разломы северо-западного направления контролируют положение рудных узлов – Фадьюкудинского, Горноозерского, Боотанкагского, Дябакатаринского в пределах района. Среди разломов северо-западного направления выделяются «раздвиговые» рифтооперяющие зоны шириной 10–25 км, протяженностью 100–150 км: Левлинская и Фадьюкудинская, секущие систему северо-восточных разломов [70, 291ф, 259ф]. Внедрение интрузивов в борта тектонических зон обязано экранирующему воздействию вулканогенных пород. На рассматриваемой территории интрузивные формации развиты в толще пермо-карбоновых и пермских терригенно-угленосных образований, составляя 20–25 % ее разреза. Среди интрузивных формаций с платино-медно-никелевым оруденением в пределах рудного района выделяются оливинит-пикрит-габбродолеритовая

боотанкагского комплекса ( $T_{1bt}$ ), шрисгеймит-анкарамит-габбродолеритовая дябакатаринского комплекса ( $T_{2-3dk}$ ) и прогнозируемая шрисгеймит-габбродолеритовая дюмталейского комплекса ( $T_{2-3dm}$ ).

В Фадьюкудинском рудном узле оливинит-пикрит-габбродолеритовая формация боотанкагского комплекса представлена проявлением Габбровое и мелкими проявлениями левлинского пикрогаббродолеритового комплекса. В Горноозерском и Боотанкагском рудных узлах формация боотанкагского комплекса представлена одноименными интрузиями, а также интрузиями дябакатаринского комплекса. В Дябакатаринском рудном узле к шрисгеймит-анкарамит-габбродолеритовой формации дябакатаринского комплекса относится одноименная интрузия (дайка) и ряд даек небольшой мощности с сульфидной вкрапленностью. Мощность пологосекущих интрузий и силлов достигает 60–200 м, ширина – 500–700 м, протяженность – от 1,5 до 7,5 км. Дайки дябакатаринского комплекса имеют мощность до 60 м, протяженность – 3–12 км. Выделяются следующие типы оруденения: малосульфидное платинометалльное, сульфидное платино-медно-никелевое и прожилковое в экзоконтактных зонах, а также прогнозируемое железо-титано-платино-медно-никелевое (дюмталейского комплекса). Вкрапленное интерстициальное с мелкими шширами оруденение с сульфидами от 5 до 40 % приурочено к приподошвенной и верхней частям интрузий. Сплошные сульфидные руды встречаются в пластах мощностью от 0,2 до 2 м в нижней части интрузий и в контакте с вмещающими породами. В пикритовых, такситовых, троктолитовых габбродолеритах содержится сульфидное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение с мощностью горизонта вкрапленных руд 2–30 м. Размер сульфидных выделений – 0,5–1 мм, реже – 5 мм. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, кубанитом, реже встречаются макинавит, сфалерит, иногда – виоларит, марказит, аргентопентландит, медистый пентландит, миллерит, галенит, джерфишерит, никелин, герсдорфит, кобальтин, сперрилит, майченерит, самородная медь. Содержание основных компонентов редко достигает промышленных значений: меди – 0,07–1,2 %, никеля – 0,06–0,83 %, кобальта – 0,01–0,03 %, суммы платиноидов – 1,3 г/т, золота – 0,03–0,29 г/т, чаще содержание ниже. Суммарные прогнозные ресурсы (категории  $P_3$ ) рудных полей с основными проявлениями – Боотанкагское, Горноозерское, Габбровое, Дябакатаринское – в составе Верхнетаймырско-Левлинского рудного района, по данным А. П. Салманова и Н. И. Кокорина, составляют: медь – 2395 тыс. т, никель – 586,4 тыс. т, кобальт – 103,9 тыс. т, платиноиды (палладий + платина) – 393 т, без учета ресурсов в килевых прогибах интрузий [291ф, 259ф]. Ресурсы не рассматривались и не утверждались. Нами выполнена переоценка проявлений рудного района с определением минерагенического потенциала, из расчета коэффициента достоверности 0,2, площадной продуктивности по сумме металлов 2 тыс. т/км<sup>2</sup>: медь – 780 тыс. т, никель – 370 тыс. т, кобальт – 40 тыс. т, платиноиды – 200 т.

По Д. А. Додину, образование никеленосно-платиноносного Боотанкагского массива укладывается в модель формирования рудоносных интрузий норильско-талнахского типа с слабопроявленным внутрирудным этапом, связанным с образованием богатых кубанитовых и халькопиритовых руд [83]. В маломощных интрузиях Дябакатаринского ареала, сходных с железистыми

ультрамафит-мафитовыми массивами дюмталейского типа, установлено преимущественное распространение малосульфидного платинометаллического оруденения, что дает основание прогнозировать оруденение в связи с крупными нескрытыми массивами над дайками в медно-никелевых ареалах рек Дябака-Тари и Неправильная [83].

Титан-железо-платино-никелево-меднорудные интрузии дюмталейского шрисгеймит-габбродолеритового комплекса прогнозируются под экранами базальтов и их туфов в нижней части разреза в Большебоотанкагской мульде в ее краевой части, где вулканогенные образования имеют наименьшую мощность на простирании с Луктахским участком, с Дюмталейской интрузией. На Луктахском участке с промышленным оруденением (лист S-46) в дюмталейском комплексе медь, никель, кобальт, платиноиды концентрируются в нижней, приподошвенной части интрузии, а железо и титан располагаются в пластообразных залежах над ними [260ф].

В центральной части района известно проявление золото-сульфидно-кварцевой формации в пермо-карбоновых породах в левом борту руч. Олений, бассейне р. Фадьюкуда. Золото с содержанием 3–4 г/т, по данным спектрозолотометрии, встречено в 3–10-метровых пробах керна из скважин в интервале разреза 13,0–158 м, в другой скважине – в одной пробе на глубине 345 м (3 г/т) в терригенно-карбонатно-магматических брекчиях в разрезе турузовской свиты (C<sub>2</sub>-P<sub>4</sub>tr). На площади района встречаются шлиховые ореолы свинца и цинка, а у северо-восточной границы – пункты минерализации свинца и серебра. Таким образом, наблюдается телескопирование золото-серебро-свинцово-цинковой и медно-никелевой минерализации на площади Верхне-таймырско-Левлинского платино-никелево-меднорудного района.

### *Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудный район*

Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудный район имеет протяженность в пределах листа 135 км, ширину 10–20 км, площадь 2000 км<sup>2</sup>. В пределах района рудопроявления распределяются неравномерно, образуя в месте пересечения разломов восточного–северо-восточного и северо-северо-западного направления рудные узлы, разделенные площадями слабо насыщенных точек полиметаллической минерализации. Рудоконтролирующее значение имеет система нарушений, возникших синхронно на завершающей стадии вулканических процессов. Месторождения и основные проявления серебро-полиметаллической минерализации контролируются протяженными зонами растяжения, являющимися опережающими структурами по отношению к основному Енисей-Хатангскому рифту. Поперечные зоны растяжения образуют трещины отрыва, маркируемые субмеридионально вытянутыми озерами, вдоль которых группируются месторождения и рудопроявления – озера Суровое, Лебяжье, Неприветливое. Субширотные разломы играют роль экранов для развития оруденения – при приближении к ним возрастает его интенсивность. Оруденение контролируется также соскладчатыми трещинами осевого кливажа в антиклиналях.

Рудный район локализован на площади развития терригенных пород перми, вулканогенных пород перми–триаса и магматизма малых интрузий, раз-

мещается между северным и южным полями базальтов и туфов пермо-триасового возраста на площади вулканического пояса области тектоно-магматической активизации.

Рудные узлы – Партизанский и Суровоозерский тяготеют к южной границе базальтового поля и контролируются Осевым разломом. Вдоль Осевого субширотного разлома цепочкой располагаются многие проявления, представленные жильно-прожилковыми зонами и зонами брекчирования протяженностью до 3 км. Выделяется свинцово-цинковая гидротермальная постмагматическая среднетемпературная, среднеглубинная жильная формация, проявленная в терригенных неметаморфизованных породах перми и туфах верхней перми–нижнего триаса, инъекционных карбонатных тектонитах ( $T_{30t}$ ). Галенит-сфалеритовая минерализация приурочена к жилам, прожилкам, гнездам, зонам брекчий и штокверков. Рудные жилы выполняют незалеженные трещины с глиной трения и полости в сбросах, сдвигах, зонах дробления. Протяженность рудных тел – до 1200–2000 м, мощность жил – до 2,5–3,5 м, штокверковых зон – сотни метров при ширине от 5–10 до 150 м. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, блеклой рудой, марказитом, пирротинном, жильные – кварцем и сидеритом. В пределах рудных узлов в 1951–1953, 1958–1961, 1975–1979 гг. проведены поисковые работы в рамках геологосъемочных работ масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000, которые включали проходку канав, шурфов, штолен. Выявлены месторождения Партизанское, Горы Геологов, руч. Крутой, проявление Оранжевое и группа проявлений в пределах рудных узлов. Серебро в рудах месторождений при проведении поисковых работ определялось в редких случаях. Кроме основных полезных ископаемых, в галенит-сфалеритовых рудах месторождений отмечается высокое содержание кадмия и германия.

Всего по результатам поисковых работ было подсчитано запасов и ресурсов: свинец – около 250 тыс. т, цинк – 350 тыс. т, серебро – 270 т. Запасы и ресурсы в настоящее время балансом не учитываются, т. к. при оценке запасов категории  $C_2$ , а также ресурсов категории  $P_1$  предшественниками содержание свинца и цинка по рудным телам в Суровоозерском рудном узле в большинстве случаев определялось визуально по концентрации галенита и сфалерита, в других случаях, по Партизанскому месторождению – преимущественно спектральным анализом. Ресурсы свинца и цинка по отдельным объектам утверждались в 1983 г., после чего не рассматривались и не утверждались [300ф].

Из рудопроявлений наиболее крупным является проявление Реки Оранжевая. Серебро-полиметаллическое оруденение установлено на участке размером 500 × 2500 м, сложенном вулканогенно-осадочными образованиями шайтанской и зверинской объединенных свит. Максимальные концентрации полезных компонентов составляют: свинца – 43,07 %, цинка – 22,6 %, кадмия (до 1 % и более), серебра (до 800 г/т). Кроме того, серебро в количестве 50–60 г/т обнаружено в пластовой пологозалегающей интрузии оливиновых долеритов мощностью 3 м и вмещающих терригенных породах до 1,46–5,98 кг/т. В пределах рудного района, кроме известных проявлений свинцово-цинковой серебросодержащей, прогнозируются месторождения серебро-полиметаллической формации. Высокие содержания серебра установлены

при ГГС-200 и тематических работах в связи с крупнокристаллическими галенитовыми рудами в терригенных толщах перми – до 10 кг/т. По данным пробирных анализов, содержание серебра в галенитовых рудах составляет от 300–500 до 960 г/т.

Серебро-полиметаллические объекты – кварц-карбонатные тела (р. Оранжевая, Партизан) выделяются высокими значениями изотопного состава серы в галенитах +8,1; +11,1; +11,5 ‰. Эти месторождения выделяются аномально тяжелыми изотопами серы, заимствованной из изотопно-тяжелой серы сульфата морской воды и сульфатов вмещающих нижезалегающих пород [292ф]. Предполагается более широкое распространение серебро-полиметаллической минерализации в разрезе и к югу от рудного района, за южным базальтовым потоком. На дневной поверхности в рудном районе и за его пределами выделяются узкие тектонические блоки карбонатитов озера Таймырского комплекса, с проявлениями полиметаллов, перемещенные из нижнего структурного этажа. На нижнем структурном этаже в карбонатных породах девона–карбона прогнозируются межпластовые залежи свинцово-цинковых серебросодержащих руд.

Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  Таймыроозерского рудного района оценивались Д. А. Додиным в 2002 г. в количестве – по 1,5–2 млн т Pb + Zn, 700–1000 т Ag, что практически совпадает с нашей оценкой [83].

Площадь Таймыроозерского серебро-полиметаллического района – 2000 км<sup>2</sup>, площадная продуктивность – 0,002 млн т (по материалам ЦНИГРИ, для колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных толщах) [147], ресурс свинца и цинка при коэффициенте подобия 0,5–2000 тыс. т. Среднее содержание Pb + Zn – 20 %, суммарная мощность рудных тел – 10 м, суммарная протяженность – 2000 м, глубина оценки – до 100 м. Среднее содержание серебра 400 г/т. Формация свинцово-цинковая, серебросодержащая в терригенных породах. Прогнозные ресурсы полиметаллов Таймыроозерского района приведены в табл. 51 и в прил. 3.

Таблица 51

**Прогнозные ресурсы полиметаллов категории  $P_3$  серебро-полиметаллического Таймыроозерского района**

Оцениваемые компоненты	Прогнозные ресурсы категории $P_3$	Принятые содержания, %
Руда, млн т	10,0	
Свинец (тыс. т)	1000	10,0
Цинк (тыс. т)	1000	10,0
Серебро (т)	900	0,04

Прогнозируются месторождения садонского свинцово-цинкового жильного типа в терригенно-вулканогенных породах серебро-свинцово-цинковых зон разломов с линзовидными жилами и зонами рассланцевания.

Аналогом рудного района со свинцово-цинковыми жильными месторождениями является Ондумско-Улугойский рудный район Алтае-Саянской ми-

нерагенической провинции с Кызыл-Таштыгским месторождением в пределах Улугуйской минерагенической зоны на северо-востоке Тувы. Запасы Pb+Zn рудного района составляют 1500 тыс. т при суммарном среднем содержании свинца и цинка 12 %, площадная продуктивность – 0,002 млн т/км<sup>2</sup>.

Аналогом прогнозируемых серебро-свинцово-цинковых месторождений зон разломов с линзовидными жилами и зонами расланцевания является Кутинское месторождение Эмкырчанского рудного поля и месторождения Мангазейского рудного поля (Нижнеэндыбальское, Верхнеэндебальское, Безымянное) Верхоянско-Колымской минерагенической провинции. На площади Таймыроозерского потенциального рудного района планируется проведение поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в пределах Партизанского, Суровоозерского месторождений и проявления Оранжевое.

Южнее границы центральной части серебро-полиметаллического Таймыроозерского рудного района известно шесть концентрированных вторичных литогеохимических ореолов золота в бассейне р. Верх. Таймыра и бух. Ледяная, приуроченных к площади распространения вулканогенных отложений верхней перми–нижнего триаса, рассеченных Верхнетаймырской системой разломов. Намечается рудная зональность в смене серебро-полиметаллического и медно-никелевого оруденений к югу золото-серебряным и золото-сульфидно-кварцевым в связи с позднепермско-триасовой активизацией. Здесь прогнозируются месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации в вулканогенно-осадочных и плутонических породах, золото-серебряной формации зон растяжения, сопровождающих региональные сдвиги. Примером месторождений золото-серебряной формации в зонах растяжения служит крупнотоннажное месторождение Кысылтасское с системой жил Позолота, Пентиум Верхоянско-Колымской минерагенической провинции.

#### ***Неправильный полиметаллически-меднорудный узел (вне района) потенциальный***

В пределах Неправильного полиметаллически-меднорудного узла, оконченного за пределами Таймыроозерского района, распространены точки с серебро-свинцово-цинковой и медно-никелевой минерализацией. Часть проявлений свинцово-цинковой серебросодержащей формации связана с внедрением инъекционных карбонатных тектонитов поздне триасового возраста. Кварц-карбонат-сульфидные жилы и карбонатные брекчии с вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита локализованы в инъекционных карбонатных тектонитах (Т<sub>30т</sub>) в контакте с пермскими терригенными породами и пермо-триасовыми вулканитами.

#### **Закономерности размещения полезных ископаемых Нижнетаймырского юрско-мелового буроугольного бассейна**

##### ***Нижнетаймырский буроугольный район***

Продуктивная угленосность нижнемеловых отложений на территории листа S-47 установлена в пределах Шренк-Мамонтовской депрессии, в низовьях долины р. Траутфеттер и верховьях р. Фомина. Учетные ресурсы углей

площади северного Таймыра на листах S-47, T-48 составляют 640 млн т по категории  $P_2$  и 5560 млн т категории  $P_3$ . Угли мало- и среднезольные низкосернистые, технологической марки Б. Условно они отнесены к группе 2Б, поскольку классификационные параметры индикации групп, такие как показатель отражения витринита ( $R_o$ ), максимальная влагоемкость ( $W^{daf} \max$ ), выход смолы полукоксования ( $T_{sk}^{daf}$ ) не определялись. Подсчет прогнозных ресурсов проведен по следующим параметрам: оцениваемая площадь – 6600 км<sup>2</sup>, глубина подсчета – 100 м, средний суммарный рабочий пласт – 10,35 м при минимальной рабочей мощности угольного пласта 0,9 м, коэффициент достоверности, учитывающий выклинивание пластов на коротких расстояниях и отсутствие прямых сведений об угленосности на закрытых участках площади – 0,1, кажущаяся плотность угля – 1,1 т/м<sup>3</sup>. Соответственно общие ресурсы углей составляют  $10,35 \times 6600 \times 1,1 \times 0,1 = 7500$  млн т. В пределах Шренковского проявления на площади 560 км<sup>2</sup> подсчитаны прогнозные ресурсы углей категории  $P_2$  в количестве 640 млн т. Соответственно прогнозные ресурсы бурых углей категории  $P_3$  составляют: 7500 млн т – 640 млн т = 6860 млн т.

#### **Закономерности размещения россыпных полезных ископаемых палеоген-четвертичных отложений**

В пределах Шренк-Мамонтовской депрессии золотоносные интервалы с невысокими содержаниями металла были выявлены по керну двух буровых картировочных скважин, остановленных на глубине 200 м в юрско-меловых континентальных угленосных отложениях. В 1982–1986 гг. в бассейне нижнего и среднего течения р. Шренк и на побережье Карского моря от залива Зееберга до бух. Книповича проводились горно-буровые работы с шлиховым и литогеохимическим опробованием на поиски россыпей золота [293ф]. В горной части пройдено 10 433 пог. м скважин и 1004 м<sup>3</sup> канав, в пределах Шренк-Мамонтовской депрессии – около 5000 пог. м колонковых скважин. В результате работ установлена знаковая и низкая весовая золотоносность голоценового, неоген-четвертичного аллювия и озерно-аллювиальных отложений малиновской свиты ( $J_3-K_1ml$ ), угленосных отложений шренковской свиты ( $K_1sr$ ). При проведении ГГС-200 в депрессии вкост простирания ниже и выше слияния рек Шренк и Мамонта на протяжении 50 км пройдены четыре поисковых профиля скважин глубиной до 300 м, которые вскрыли гидрослюдисто-каолинитовые коры химического выветривания поздне триасово-раннеюрского возраста мощностью 20–50 м, развитые по карбонатным породам протерозоя [62, 55]. Золото в керне буровых скважин установлено в 97 шлиховых пробах из 1456 в мелких (менее 0,1 мм) знаках в корях выветривания, юрско-меловых, плиоцен-верхнеоплейстоценовых и голоценовых отложениях [62, 55]. В одной скважине, вскрывшей галечники каменского горизонта палеогена, золото содержится в семи пробах из 14 в количестве до 0,05 г/т. Как показывают данные горно-буровых работ и поверхностного шлихового опробования, россыпные проявления золота приурочены к верхнеоплейстоцен-голоценовым аллювиальным отложениям.

Повышенное содержание россыпного золота в Шренк-Мамонтовской депрессии в пределах рассматриваемой территории ( $0,4 \text{ г/м}^3$ ) выявлено только в каньоне р. Мамонта, где 20 % проб имеют содержание более  $1 \text{ г/м}^3$ , при максимальном  $4,9 \text{ г/м}^3$  в нижнем течении р. Жёлтая и на россыпепроявлении р. Шренк в устье р. Привальная. В каньоне р. Мамонта, где на протяжении 5 км рекой размываются потенциально золотоносные гравелиты и конгломераты продольнинской толщи верхнего рифея с корами химического выветривания по ним, можно ожидать наибольшую золотоносность голоценовых россыпей. Река на этом участке также пересекает золотоносную зону, выявленную в бортах долины на протяжении 500 м.

Прогнозные ресурсы пойменных и террасовых отложений голоцена бассейна р. Шренк оценивались по результатам поисковых работ в 1986 г. В. А. Сальниковым по категории  $P_3$  в количестве 1027 кг, по категории  $P_2$  – 1754 кг [293ф]. Параметры ожидаемых россыпей представляются значительно завышенными: содержание – от  $0,94$  до  $1 \text{ г/м}^3$ , ширина – 1380–1540 м, при незначительной протяженности в первые км. В ходе научно-исследовательских работ по прогнозной оценке россыпной и коренной золотоносности северного Таймыра прогнозные ресурсы категории  $P_3$  аллювиального россыпного золота всей площади бассейна рек Шренк и Мамонта определены в 1991 г. С. С. Сердюком по площадной продуктивности в 27,8 и 1,8 т соответственно [296ф]. Позднее, в 2004 г. им же определены ресурсы золотоносных аллювиальных россыпей Шренковского россыпного узла в количестве 1,5 т, Мамонтовского руднороссыпного узла (на листах S-46,47) – рудного золота 1,0 т, россыпного – 0,3 т (из них кор выветривания – 0,2 т) [191]. В 2006 г. ресурсы золота были уточнены и составили, по данным С. С. Сердюка, для Мамонтовского руднороссыпного узла – рудные – 17 т, россыпные – 6 т. В. В. Межубовским на площади  $43 \text{ км}^2$  к югу от параллели  $75^\circ 20'$ , охватывающей в разной степени бассейны рек Шренк, Мамонта и их притоки, при продуктивности  $300 \text{ кг/км}^2$  прогнозные ресурсы категории  $P_3$  россыпного золота с коэффициентом достоверности 0,5 определены в 6,5 т [279ф].

Нами при подсчете ресурсов приняты более объективные данные, базирующиеся на результатах шлихового опробования, горных и буровых работ: среднее –  $0,4 \text{ г/м}^3$ , ширина пласта – 50 м, мощность песков – 0,5 м, соответственно линейная продуктивность золота составит  $10 \text{ кг/пог. км}$ .

Общая длина речной сети, перспективной на выявление россыпей поздне-неоплейстоцен-голоценового возраста, в бассейнах рек Шренк и Мамонта составляет 88 км. Ресурс россыпного золота категории  $P_3$  Шренковского проявления (I-2-34) при продуктивности  $10 \text{ кг/пог. км}$ , составит –  $34 \text{ км} \times 10 \text{ кг/пог. км} = 340 \text{ кг}$ . Ресурс россыпного золота Мамонтовского проявления (I-1-47) при продуктивности  $10 \text{ кг/пог. км}$  составит –  $54 \text{ км} \times 10 \text{ кг/пог. км} = 540 \text{ кг}$  (прил. 3). Россыпи пригодны для старательской отработки, тем более что россыпные проявления верхнего течения р. Мамонта уже находятся в Распределенном фонде недр. Рекомендуются для лицензирования.

На участке руч. Жёлтый, притоке р. Мамонта в связи с развитием триасово-юрских кор выветривания, наличия реликтов древнего сцементированного аллювия, морфогенетических признаков золота (наличие мощных «рубашек» на золоте, нескольких генераций высокопробных оболочек) в каньоне р. Ма-

монта прогнозируются древние россыпи мезозойско-кайнозойского возраста, совмещенные на участке каньона с голоценовыми россыпями с протяженностью погребенной сети до 40 км.

На южном борту Нижнетаймырской депрессии шлиховой ореол относительно крупного золота приурочен к аллювиальным отложениям левых притоков рек Фомина, Колосова, Чекина, представленных обломками конгломератов и конглобрекчий с примазками каолиновых глин коры химического выветривания, сидерит-кальцитового цемента и гидроокислов железа. Золотоносные конгломераты и валунные глины, условно отнесенные к отложениям кунарской свиты нижней юры, встречаются в элювиальных развалах на северном склоне Фомина-Траутфеттерской положительной морфоструктуры. Ввиду малой мощности и неопределенности положения в разрезе, эти образования на карту не вынесены. Золотоносность фиксируется шлиховым ореолом (I-3-6) – на склоне депрессии и гидрохимической аномалией (I-3-8) – на водораздельной поверхности. Под площадью шлихового ореола предполагаются погребенные под меловыми отложениями долины юрского возраста заложения, содержащие золотоносный аллювий. Как известно, золотоносные россыпные проявления кунарской свиты нижней юры, с развитыми по ним корами химического выветривания палеогена, выполняют Кунарскую и Серебрянскую эрозионно-тектонические депрессии на п-ове Челюскин [282ф, 51]. Ввиду большой мощности перекрывающих отложений в борту Нижнетаймырской депрессии, интерес будут представлять верхние участки погребенных долин, совмещенных с современными водотоками, где происходит размыв золотоносных глинистых образований палеогеновых кор выветривания, конгломератов и галечников нижеюрских россыпей.

### **Западно-Сибирская минерагеническая провинция**

Западно-Сибирская МП на площади листа выделена при нефтегазогеологическом районировании, охватывает северо-западную часть Енисей-Хатангского регионального прогиба и представлена Усть-Енисейской минерагенической областью.

#### **Закономерности размещения полезных ископаемых Усть-Енисейской минерагенической области**

В вертикальном разрезе Усть-Енисейская МО охватывает доюрские образования Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ, перспективы которой оцениваются по геофизическим данным: юрско-раннемеловые – Енисей-Хатангской газонефтеносной области, ранне-позднемеловые–угленосно-фосфоритоносные Турку-Логатского прогиба и четвертичные потенциально золотороссыпеносные Енисей-Хатангского регионального прогиба. В составе последних двух типов отложений выделяются Байкуронерский буроугольный район потенциальный.

В северо-западной части Усть-Енисейской МО, по геофизическим данным, оконтуривается северо-восточная часть Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуры. Комплексные гравимагнитные аномалии указывают на

наличие интрузивного магматизма. Наибольший практический интерес с точки зрения поисков медно-никелевых рудоносных объектов представляют разностные магнитные и гравитационные поля на эффективной глубине – 2 км. Отмечается ряд аномальных линейных зон в пределах Усть-Енисейской МО, обусловленных как наличием протяженных валов и поднятий, характеризующихся повышением поля силы тяжести, так и распространением в нижних частях разреза магнитных вулканогенных отложений.

По геофизическим данным выделяется прогнозируемый платино-медно-никелевый Дептумалинско-Логатинский интрузивный массив на листах S-46–47 (магнитная аномалия IV-1-9). Общая площадь аномального участка составляет 2760 км<sup>2</sup>. В пределах участка выделяются две крупные и ряд мелких аномалий комплексного мультипликативного гравимагнитного показателя и аномалий коэффициента подобия эталонным участкам. Дептумалинско-Логатинский участок по геофизическим полям близок к Луктахскому [259ф].

Практический интерес может представлять участок Верхне-Логатинский площадью 630 км<sup>2</sup>, расположенный в северо-восточной части Южно-Таймырской зоны, вдоль зоны глубинного разлома субширотного направления. Аномалии комплексного мультипликативного гравимагнитного показателя и аномалия коэффициента подобия эталонным участкам (со значением до 0,8 ед.) совпадают.

Менее перспективны другие комплексные аномалии, характеризующиеся значительной глубиной залегания возмущающих объектов. В самом юго-западном углу листа на Средне-Дудыптинском участке площадью 800 км<sup>2</sup> выявлена комплексная гравимагнитная аномалия с высоким (0,9) коэффициентом подобия рудоносным медно-никелевым интрузиям [259ф]. К северо-востоку на ее продолжении выделяется аномалия р. Новая. На севере с запада берет начало р. Бол. Волчья, на востоке протекает р. Новая, на юге участка – р. Дудыпта (магнитная аномалия V-1-5). Площадь аномального участка составляет 2100 км<sup>2</sup>. Аномалии комплексного мультипликативного гравимагнитного показателя занимают всю площадь, неоднородную по значениям. Аномалия коэффициента подобия эталонным участкам со значением до 0,9 ед. занимает центральную зону, вытянута по долготе [259ф].

### *Байкуронерский бурогольный район потенциальный*

Немногочисленные прослои бурых углей содержатся в малохетской свите мощностью 150–350 м, сложенной светло-серыми песками с прослоями алевролитов, глин и конгломератов. Пласты и линзы бурых углей объединяются в три угленосных горизонта в яковлевской свите мощностью 80–570 м. Яковлевская свита представлена глинами и алевролитами с прослоями песков и песчаников с пластами и пропластками бурых углей. Меловые угленосные отложения на большей части территории перекрыты четвертичными образованиями, но во многих местах они залегают близко к поверхности. Промышленного значения угли не имеют.

## Восточно-Сибирская минерагеническая провинция

### Закономерности размещения полезных ископаемых Хатангско-Анабарской минерагенической области

В пределах Хатангско-Анабарской МО выделяются предположительно образования среднего палеозоя Фалабигайско-Нордвикского геологического района поздневендско-среднепалеозойского тектоно-минерагенического цикла, позднего палеозоя–раннего мезозоя и установленные юрско-раннемеловые образования Хатангско-Анабарской перспективной нефтегазоносной области, ранне-позднемеловые отложения угленосно-янтароносные Жданихинского прогиба и Северо-Сибирской моноклинали. Хатангско-Анабарская МО с россыпными проявлениями золота, алмазов, каменных углей, янтаря выделяется на листах S-48,49 и продолжается на лист S-47, где известны к настоящему времени проявления бурых, переходных к каменным, углей и прогнозируются проявления янтаря.

В Фалабигайской зоне, как известно, формировался соленосно-сульфатно-терригенно-карбонатный ряд формаций. Вблизи юго-восточной границы листа (на листе R-47) известны проявления высокоминерализованных (до 150 г/кг) хлоридных натриевых вод (глубинных рассолов), большая часть которых связана с девонским соленосным комплексом. Источники рассолов могут быть связаны с соляными куполами.

На пограничных площадях с листами S-48 и R-48 в разрезе пермских отложений выявлены проявления бурых углей. На юго-востоке территории листа в связи с проявлениями янтаря в терригенных формациях верхнего мела и полиформационных голоценовых образованиях выделяется Хетско-Рассохинский янтареносный район. Кроме того, на юго-востоке площади листа известны проявления бурых углей в пластах мощностью до 3,4 м среди песков крестыряжской свиты верхнего мела. Угли бурые, переходные к каменным.

## НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Районирование территории по особенностям распределения нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных земель является необходимым условием подсчета ресурсов углеводородов (УВ) и прогноза их поисков. Однако карты нефтегеологического районирования Енисей-Хатангского регионального прогиба в связи с его слабой нефтегеологической изученностью или вообще не строились при съемочных работах, или могли быть только мелко-масштабными. В прошлом столетии даже при общегосударственных подсчетах ресурсов УВ картографической основой служили, главным образом, структурно-тектонические карты масштаба 1 : 5 000 000.

Более или менее полноценными картами нефтегеологического районирования стали лишь карты нефтегазоносности Западной и Восточной Сибири масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А. Э. Конторовича, построенные к подсчету ресурсов и запасов УВ на 1.01.2002 г. На этих картах показаны нефтегазоносные области практически по всем основным нефтегазоносным бас-

сейнам, а по наиболее крупным из них (например, по Западно-Сибирскому) и все нефтегазоносные районы. Однако при следующем подсчете ресурсов и запасов УВ на 1.01.2012 г. созданная во ВНИГНИ Карта нефтегазоносности РФ и сопредельных стран под редакцией К. А. Клещева и А. И. Варламова [111] в масштабе 1 : 5 000 000 с районированием на нефтегазоносные провинции и области выглядит несколько упрощеннее предыдущего варианта карты 2002 г. Так, в пределах всего Енисей-Хатангского прогиба (от р. Енисей до Хатангского залива) показана лишь одна Енисей-Хатангская нефтегазоносная область (НГО) без выделения иных перспективных и потенциально перспективных областей и тем более районов.

При построении Карты нефтегазогеологического районирования листа S-47 нами не использована схема районирования, предложенная на «Карте нефтегазоносности РФ...» масштаба 1 : 5 000 000 (ВНИГНИ), и в основу выделения районов и зон положены структурно-тектонические, литолого-фациальные и минерагенические принципы выделения соответствующих таксонов, комплексно отражающих перечисленные признаки и отвечающие сводной Легенде Таймыро-Североземельской серии листов ГГК-1000/3.

Результатом такого подхода явились новые представления о взаимоположении базовых таксонов (районов и зон нефтегазонакопления) и границах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (на Схеме прогноза на нефть и газ обозначена римской цифрой *I*) и выделенной на ее продолжении в юго-восточной части листа S-47 Хатангско-Ленской газонефтеносной провинции (*II*), представляющей собой широтную часть некогда выделявшейся Хатангско-Вилойской провинции. Меридиональная часть этой провинции носит ныне название Лено-Вилойской ГНП и начинается близ дельты р. Лена, занимает весь Предверхоянский краевой прогиб и восточную часть Вилойской гемисинеклизы. Осадочный бассейн, выполненный палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями, занимает почти половину территории листа S-47 и составляет восточную оконечность Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНГП), до границы Рассохинско-Балахнинского мегавала с Жданихинской впадиной, принадлежащей к уже Хатангско-Ленской газонефтеносной провинции. В северной части ЗСНГП выделяется Енисей-Хатангская газонефтеносная область (ЕХГНО), в пределах которой намечено три района: Южно-Таймырский перспективный газонефтеносный район (ПГНР), занимающий значительную часть одноименной моноклизы; Логатско-Туровский перспективный газонефтеносный район (ПГНР), приуроченный в основном к Логатскому прогибу, который в свою очередь граничит с Балахнинским газонефтеносным районом (ГНР), площадь которого практически совпадает с Балахнинским мегавалом, включая и его западную склоновую часть. Восточная граница мегавала отделяет ЗСНГП от Хатангско-Ленской газонефтеносной провинции (ГНП), которая начинается на западе Хатангско-Анабарской перспективной газонефтеносной областью с весьма значительным по площади Жданихинским районом (ПГНР).

## Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция (I)

### *Енисей-Хатангская газонефтеносная область (I-A)*

Северная граница области проходит в 10–20 км южнее выходов складчатых сооружений Таймыро-Североземельской области, чаще всего параллельно им, отступая к югу на 30–40 км лишь в районе оз. Таймыр. Часть этой территории неглубокого залегания подошвы мезозойско-кайнозойских пород (до 300–400 м) отнесена к зоне свободного водообмена (естественно, с учетом современной мерзлотной толщи) с достаточно промытыми инфильтрационными водами отложениями и потому не включена в площадь нефтегазоносного бассейна. Граница нефтегазоносных территорий на соседнем листе S-48 была в 2008 г. проведена по границе складчатых сооружений Таймыра, вследствие чего возник единственный элемент нестыковки соседних листов.

Структура ГНО достаточно сложна, что обусловлено прежде всего наличием разновеликих поднятий (вплоть до мегавалов) и нескольких значительных по амплитуде прогибов. Характерно, что крайняя северо-восточная часть приурочена к более погруженной зоне Южно-Таймырской моноклизы, где подошва юрских отложений может залегать от 400 до 1500 м и более.

Ширина Южно-Таймырского ПГНР (I-A-1) изменяется с северо-востока от 15–20 км на юго-запад, где может превышать 60 км. Основное увеличение по площади район получает близ границы с листом S-46. Однако толщины мезозойских пород и тем более юрских отложений в этих местах можно только предполагать; во всяком случае, из 3000 м осадочной толщи до одной трети или чуть больше могут составлять юрские отложения, в которых самые нижние горизонты (например, аналоги джангодской свиты) могут быть потенциально перспективными на углеводороды. Решающими факторами здесь должны стать дизъюнктивные нарушения, проникающие в осадочный чехол из палеозойского складчатого основания, и перетоки УВ – скорее всего из пермских пород, судя по битуминозности их в пределах складчатой системы, а также наличие ловушек в низах юрских отложений.

Логатско-Туровский перспективный газонефтеносный район приурочен к Логатскому прогибу, простираясь вплоть до Кубалахского вала несколько южнее последнего, расширяясь с 20–30 км на севере и в центральной части района до 70 км на юго-западе листа. Логатская скважина 361 вскрыла мезозойский разрез доюрских отложений (базальты и туфопесчаники до 320 м). Выше по разрезу в нижнеюрских отложениях джангодской свиты обнаружены битуминозные алевролиты, полный геохимический анализ которых показал, что битумоиды образца из интервала 3142–3154 м являются ХБА нефтяного ряда, и потому можно предположить, что в указанном интервале вскрыта джангодская битуминозная толща.

Общая толщина юрских отложений в скв. 361 составляет 1260 м, но удовлетворительные ловушки можно найти лишь в гольчихинской свите, в ее средней части под качественной покрывкой и в кровле свиты, но под менее надежной покрывкой.

Что касается меловых отложений разреза Логатско-Туровского ПГНР, то его главным отличием является доминирование песков и алевритов над глинами, а песчано-алевролитовых пород – над аргиллитами, поэтому пронизае-

мость там достаточно высокая, а сохранность вертикально мигрирующих УВ весьма низкая. Плотность разломов и зон деструкций в районе невелика; более того, разломы, проникающие из палеозоя, далеко не всегда достигают меловых горизонтов. Поэтому последние и не могут содержать крупных скоплений УВ, а лишь насыщенные в разной мере пластовые воды.

Балахнинский газонефтеносный район, наиболее крупный по площади, интересен и в нефтегеологическом отношении. В центральной части Балахнинского ГНР расположены два вала: Кубалахский и Балахнинский, разделенные Таридским прогибом. Сам Балахнинский ГНР заканчивается на севере листа Владимирским валом (его южной оконечностью), а на юге – крупным Курьинским поднятием.

Восточно-Кубалахская скважина 357 вскрыла разрез юрских и меловых отложений толщиной соответственно 1660 и 1832 м, представленных в нижней половине разреза преимущественно глинистыми и аргиллитовыми отложениями (с редкими прослоями проницаемых пород), а в верхней половине – почти целиком песками, песчаниками, алевролитами, порой с прослоями углей, т. е. проницаемыми для УВ практически до мерзлотного слоя и выхода в атмосферу. В интервале 3550–3602 м из скважины получены интенсивные проявления газа с конденсатом и выпоты нефти со всеми характерными гидродинамическими (аномально высокое пластовое давление) и геохимическими признаками углеводородного скопления.

Продуктивными являются отложения вымской свиты средней юры, представленной толщей алевролитов, перекрытых аргиллитами лайдинской свиты. Тип залежи скорее всего тектонически экранированный с хорошей запечатанностью УВ, поскольку избыточное давление в ловушке составляет порядка 200 МПа. Можно полагать, что вскрыт вымский газонефтеносный комплекс (ГНК).

На Балахнинском валу пробурено пять скважин глубиной от 3538 до 4501 м со вскрытием нижнеюрских и триасовых отложений. Все скважины, размещенные вдоль длинной оси вала, оказались в разных блоках и вскрыли вымский газонефтеносный комплекс на разных глубинах с максимальной амплитудой 623 м. Залежи газа с конденсатом находятся в 40-метровой толще песчаника и перекрыты глинами леонтьевской свиты.

## **Хатангско-Ленская перспективная газонефтеносная провинция (II)**

### ***Хатангско-Анабарская перспективная нефтегазоносная область (II-A)***

Западной границей провинции является краевой шов, проходящий вдоль восточного склона Балахнинского мегавала, а наиболее крупной ее газонефтеносной областью является Хатангско-Анабарская, территория которой простирается до нижнего течения р. Анабар и одноименного залива.

Крупнейшим районом этой области является Жданихинский ПНГР, занимающий значительную площадь листа S-47 и почти всю южную половину листа S-48. Приурочен район к Жданихинскому прогибу, переходящему на соседнем листе во впадину сложной конфигурации и глубинами по подошве мезозоя до 4,5–5 км. Поэтому и скважина Массоновская 363 при глубине бо-

лее 4350 м вскрыла в основном разрез меловых отложений (толщиной 3590 м) и всего лишь 560 м юрско-меловых отложений гольчихинской свиты. Тем не менее, образцы пород свиты оказались битуминозными, а геохимические анализы их показали, что битумоиды – нефтяного ряда, с элементами миграционных составляющих. Эти данные пока единичные, но подобные анализы будут продолжены, особенно в пробуренных скважинах большой глубины (более 3500–4000 м).

Фиксируемая интенсивность разрывных нарушений в данном районе, очевидно, слабее, чем в рассмотренных ранее районах (особенно в пределах отдельных валов и сводовых поднятий Балахнинского мегавала), но роль зон деструкций в миграции УВ на значительных глубинах (более 3,5 км) не уменьшается. Изолинии подошвы юрских отложений см. на геологической карте.

Таким образом, структурно-тектонические условия выделенных районов в целом благоприятны как для образования крупных фрагментов нефтегазозносного бассейна, каковым является совокупность охарактеризованных выше районов Енисей-Хатангской ГНО, так и для формирования скоплений УВ, в частности наличие проводящих для вертикальной миграции УВ путей (разломы, иные зоны деструкций) и необходимых ловушек. Редкое количество благоприятных для накопления УВ крупных антиклинальных ловушек является негативным фактором для обнаружения новых месторождений нефти и газа.

## **ПРОГНОЗ НА НЕФТЬ И ГАЗ**

Прогноз нефтегазоносности выделенных элементов районирования основывается на главных факторах и соответствующих критериях нефтегазоносности: удельной плотности ресурсов углеводородов по ГНР, ГНО и ПГНР, использовании результатов площадных сейсмических работ при выделении перспективных для опоискования зон, прямых и косвенных признаков нефтегазоносности, многочисленных геохимических показателях и т. д. Оценка начальных суммарных ресурсов УВ северных районов Восточной Сибири производилась на 1.01.2002 г. в СНИИГТиМС под руководством В. С. Старосельцева, затем уточнялась во ВНИГРИ в 2006 г., во ВНИГНИ в 2009–2012 гг. (под руководством М. И. Лоджевской) и продолжается для Нераспределенного фонда и в настоящее время. Поэтому, кроме официального общегосударственного подсчета ресурсов УВ на 1.01.2012 г., нами учитывался материал, в первую очередь, по геологическому строению и отдельным параметрам подсчета, наработанным в перечисленных выше институтах.

Следует отметить, что изучение ресурсов УВ в пределах территории листа в сложных структурно-тектонических условиях имеет большое значение, поскольку это – зона состыковки двух нефтегазоносных провинций. Поэтому к составляющим ресурсной оценки относятся: доказанная газонефтеносность мезозойских (в основном юрских) отложений; сравнительно небольшие по современным представлениям глубины залегания перспективных на УВ комплексов и резервуаров (до 3,5–4 км); достаточно высокие концентрации нефтяных компонентов в составе битумоидов пород; достаточно высокая до-

ля (более 50 % разреза) проницаемых пород: песчаников, алевритов и т. п.; своеобразии и сложности строения ловушек УВ: структурно-тектонических, литологических и тектонически ограниченных и т. д.; многопластовость углеводородных скоплений и газонефтепроявлений; разнообразие флюидного состава углеводородных скоплений: газовые, газоконденсатные, газонефтяные; достаточно высокая битумонасыщенность пород разреза; нефтегазоносный потенциал еще не опробованных горизонтов и комплексов палеозоя, венда, рифея.

Нефтегазогеологическое районирование и перечисленные особенности недр региона позволяют оценить начальные суммарные ресурсы УВ согласно требованиям методических положений [138]. Главными из них явились выбор аналогов углеводородной системы и соответствующих расчетных эталонов. Начальные суммарные геологические ресурсы УВ нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных районов приведены в табл. 52.

Наибольшими ресурсами УВ обладает Балахнинский ГНР Енисей-Хатангской ГНО, причем в расчет принимались в основном толщины пород мезозойского возраста (вымской и гольчихинской свит). Доминирующая продуктивность последней связана с газообразными углеводородами.

На Картах прогноза на нефть и газ масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000 выделены в границах ГНО и ПГНО территории с различной ресурсной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ в тыс. т н. э./км<sup>2</sup> с соответствующей дифференциацией земель на более перспективные (10–20 тыс. т н. э./км<sup>2</sup>), перспективные (5–10) и малоперспективные (менее 5), а также, возможно, перспективные и бесперспективные.

На Картах прогноза на нефть и газ масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000 выделены зоны нефтегазонакопления как первоочередные объекты разведки, ряд антиклинальных структур, подготовленных к опoisкованию параметрическими и поисково-разведочными скважинами и несколько структур для постановки на них площадных сейсмических работ. К первым из перечисленных относятся Балахнинская зона газонакопления (возможно, газоконденсатонакопления, т. к. газоконденсатный фактор не замерялся) и Восточно-Кубалахская зона газонефтенационакопления. Для Балахнинской зоны газонакопления, приуроченной к среднеюрским отложениям, характерен невыдержанный литологический состав при отсутствии отдельных толщ, обогащенных органическим веществом; значения последнего чаще всего не превышают 0,5 % в песчано-алевритовых породах и доходят до 1–1,5 % в глинах и мергелях. Состав ОВ смешанный сапропелево-гумусовый, меняющийся по площади и в условиях катагенеза.

Учитывая значительную площадь Балахнинского вала, представляющего собой брахиантиклинальную складку, имеющую северо-восточное направление, осложненную серией глубинных разломов, являющихся не только структурообразующими (на разрезе – блоковое строение месторождения), но и проводящими для углеводородов глубинного залегания, можно полагать, что зона накопления газоконденсата будет расширена прежде всего в северо-восточном направлении, а также по боковым склонам вала вплоть до глубинных разломов.

Начальные суммарные геологические ресурсы углеводород перспективных нефтегазоносных провинций и районов территории листа S-47

Нефтегазогеологические провинции и области	Нефтегазоносные и перспективные нефтегазоносные районы	Расчетная площадь ГНР, ПНГР, км <sup>2</sup>	Начальные суммарные геологические ресурсы (НСР) УВ, млн т н. э.	Удельная плотность НСР УВ, тыс. т н. э./км <sup>2</sup>	Примечание
Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция (НГП) Енисей-Хатангская газонефтеносная область (I-A)	Южно-Таймырский ПНГР I-A-1	9031	36	< 5	Оценка р НСР производится по мезозойским перспективным отложениям (выльская и гольчихинская свиты) на основании подсчетных ресурсов УВ по категории D
	Логатско-Туровский ПНГР I-A-2	12 750	96	5-10	
	Балахнинский ГНР I-A-3	11 738	176	10-20	
Хатангско-Ленская ПНП, Хатангско-Анабарская ПНГО (II-A)	Жданнинский ПНГР II-A-1	9445	71	5-10	
Всего на территории листа S-47 ресурсов категории D		42 964	379		

Все газоконденсатные залежи являются пластовыми и малодебитными, а само месторождение с запасами газа в 7,56 млрд м<sup>3</sup> по категориям С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> относится к малым. Газы вымской свиты Балахнинского месторождения – метановые, с повышенным содержанием тяжелых углеводородов: 2,2–7,1%; значения последних сопоставимы с газами пермских и триасовых пород Анабаро-Хатангской седловины, связанных с нефтью.

Не менее интересная зона газонефтенакопления фиксируется в пределах Кубалахского вала и включает в себя две разбуренные площади: Восточно-Кубалахскую (скв. 357), и Кубалахскую (скв. 1). На первой из них в инт. 3550–3602 м получены интенсивные проявления газа с конденсатом и выпоты нефти по поверхностям напластования песчаников. Аномально высокие пластовые давления здесь превысили нормальные пластовые на 200 МПа. Наиболее приемлемым вариантом трактовки такого явления можно считать подток углеводородных флюидов с глубин, как минимум на 2 км больше отмеченного выше интервала. Значительный ресурсный углеводородный потенциал несут в себе антиклинальные структуры третьего порядка, подготовленные для глубокого бурения: Курьинская, Томмотская, Владимирская и Байкурская, причем на первой из них необходимо провести площадные сейсмические работы и при положительном результате пробурить параметрическую скважину глубиной не менее 4–5 км и вскрытием пермских, возможно, девонских и нижележащих отложений.

Подготовлен и достаточный резерв локальных структур для вышеуказанной группы скважин поисково-разведочных глубокого бурения. К ним относятся структуры, выявленные по гравитационным и магнитным исследованиям для постановки детальных сейсмических работ: Верхнетаймырская, Большеволочанская, Малологатская, Рассохинская и Большебалахнинская. Особенно важны две первые из них, которые дадут возможность оценить предварительно нефтегазоносность Южно-Таймырского ПНГР как менее изученного.

Максимальными ресурсами УВ юрских отложений в регионе отличается Балахнинский ГНР, сосредоточивающий почти столько же запасов и ресурсов УВ, сколько приходится на остальные ПГНР листа S-47.

Помимо изложенного выше, нами проводился геохимический анализ битумоидов, извлеченных из битумов пород керна, как с позиций обоснования перспективности нефтегазоносности неизученных в этом отношении районов, так и генезиса УВ юрских отложений. Так, доля ХБА в образце керна Массоновской скважины 363, интервал опробования 4198–4210 м, составила 0,13 % (битуминозный коэффициент – до 6,0), что свидетельствует о смешанном характере ХБА, а именно сингенетичный битумоид содержит элементы миграционной составляющей.

По элементному составу изученные ХБА близки и характеризуются невысоким количеством гетероэлементов. Отношение Н/С<sub>ат</sub> колеблется от 1,28 до 1,59. Групповой состав ХБА различен. Преобладание масел отмечено в образцах Массоновской скважины 363 (глубина 4128–4210 м), в образцах Кубалахской скважины 1 (глубина – 3487,9–3499,4 м), Логатской скважины 361 (инт. 3142–3254 м) и особенно в образце с глубины 3049 м доля масел невелика. В составе асфальтово-смолистых компонентов преобладают асфальте-

ны и бензольные смолы. Углеводородный состав масел показывает повышенное содержание насыщенных УВ для всех исследованных ХБА, но соотношение между насыщенными и ароматическими УВ изменяется в широких пределах.

В целом проанализированные ХБА по всем параметрам показали различие их между образцами Кубалахского вала и Массоновской впадины прежде всего по соотношению син- и эписитумоидного составов, т. е. о смешении исходного состава во втором случае. Однако значения отношений при-стан/фитан составляют соответственно 1,36–2,5 и 1,36–2,9.

Поэтому авторы рекомендуют глубинное изучение недр, качественное опробование пермских и девонских пород как минимум. Что касается размещения, скажем, первой глубокой скважины, то она должна быть на востоке Балахнинского вала, близ тектонического шва, разделяющего две нефтегазоносные провинции: Западно-Сибирскую НГП и Хатангско-Ленскую ГНП.

Первоочередные поисково-разведочные работы предлагается провести в пределах двух зон нефтегазонакопления: в Балахнинской зоне газоконденсатонакопления, в ее северо-восточной части должна быть пробурена одна скважина глубиной 4,5 км со вскрытием вымского резервуара и верхних потенциально продуктивных горизонтов пермских отложений; в пределах Кубалахской зоны нефтегазонакопления рекомендуется пробурить поисково-разведочную скважину глубиной 4 км на отложения вымской продуктивной свиты в 1–1,5 км юго-западнее скв. 357. Из локальных структур, подготовленных для бурения, предлагается пробурить на Курьинской площади параметрическую скважину. Естественно, после положительных результатов детальных сейсмических работ.

Кроме того, необходимо провести в предлагаемых скважинах качественное опробование потенциально продуктивных толщ, исследование керна пород, пластовых флюидов самыми современными анализами.

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

По условиям формирования, характеру распространения подземных вод и геоструктурным особенностям на территории листа выделяются (Гидрогеология СССР, т. XVIII, 1972) Таймырская гидрогеологическая горно-складчатая область и Восточно-Сибирская артезианская область. На территории листа горно-складчатая область включает в себя три гидрогеологических района: Южно-Таймырский, Центральнo-Таймырский и Северо-Таймырский. Артезианская область включает в себя два артезианских бассейна: Енисейско-Хатангский и Котуйский.

Для рассматриваемой территории имеются малочисленные гидрогеологические данные, полученные в результате бурения на разведочной площади, расположенной в юго-восточной части территории листа.

На всей площади листа распространена вечная мерзлота до глубин 350–500 м.

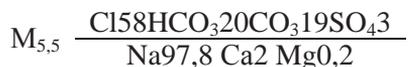
Большая часть листа в гидрогеологическом отношении может быть охарактеризована только в порядке прогноза.

На территории Таймырской складчатой области, как и на всей территории листа, четвертичные отложения полностью проморожены и неводоносны. Исключение составляют деятельный слой, оттаивающий до глубины 0,5–0,7 м в теплое время года, и таликовые зоны под руслами больших рек и озер (реки Ниж. Таймыра, Верх. Таймыра, оз. Таймыр).

Несмотря на общее атмосферное питание и равные климатические условия круговорота, химический состав, минерализация поверхностных вод на территории листа должны зависеть от смены породных комплексов, геологических условий, морфологии участков. На основе материалов геологической карты выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. На эрозионную поверхность выходят следующие водоупорные криогенные горизонты: юрско-кайнозойский, верхнекарбонoво-триасовый, верхневедско-верхнекарбонoвый, протерозойский.

**Юрско-кайнозойский водоупорный криогенный горизонт.** Надмерзлотные подземные воды в современных образованиях связаны только с сезонным талым слоем либо с подрусловыми таликами. Надмерзлотные воды представлены почвенными, грунтовыми и болотными порово-пластовыми водами. Основным источником питания поверхностных и надмерзлотных вод являются атмосферные осадки. Ввиду малой мощности деятельного слоя (0,2–0,5 м) и полного его промерзания, надмерзлотные воды не могут являться источником постоянного водоснабжения.

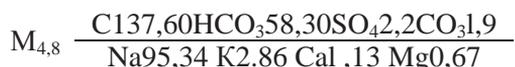
*Юрский водоносный горизонт.* Подмерзлотные воды юрско-кайнозойского комплекса встречены в скв. 3 на Балахнинской площади. Воды вскрыты в инт. 1666–1678 м, представленном светло-серыми и зеленовато-серыми песками, песчаниками и алевритами. Дебит – 5 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин</sub> – 575 м, состав:



В воде содержится газ CH<sub>4</sub>.

В скв. 6 на той же площади получены притоки из интервала 1990–2010 м (нижняя юра–средняя юра), представленного прибрежно-континентальными серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми песками и песчаниками с мало-мощными прослоями углей. Минерализация пластовых вод – 8–9 г/дм<sup>3</sup>, дебит 10 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин</sub> – 621 м, статистический уровень на глубине 82 м. Пластовое давление на глубине 2000 м равно 187 атм, температура пластовой воды +37 °С.

Воды нижней юры испытывались в интервале 2210–2225 м, породы представлены неоднородным песчаником, дебит – 1,7 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин</sub> – 879 м, температура пластовой воды на глубине 2214 м равна 30,5 °С, состав:



Br – 4,57, I – 4,70, H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> – 13,6, B – 3,5 мг/дм<sup>3</sup>, pH – 8,35. В воде содержится растворенный газ (CH<sub>4</sub> – 83 %).

В скважине на южном берегу оз. Лабаз встречены напорные воды в меловых породах на глубине 400 м (Погребицкий, лист S-47–49). Напор воды над кровлей горизонта – 360 м, минерализация – до 10 г/дм<sup>3</sup>, воды хлоридно-натриевого состава.

**Верхнекарбонovo-триасовый водоупорный криогенный горизонт.** Наибольшее распространение этот горизонт получил в пределах Центрально-Таймырского гидрогеологического района. Надмерзлотные воды преимущественно пресные и слабосолоноватые, гидрокарбонатного натриевого и кальциевого (магниевого) состава. Связаны с песчаниками, алевритами и аргиллитами, углистыми сланцами с прослоями углей, линзами и слоями конгломератов и гравелитов. Потенциальные водоносные подмерзлотные горизонты верхнекарбонovo-триасового комплекса могут содержать порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды в зонах трещиноватости глубинных разломов.

**Верхневендско-верхнекарбонoвый водоупорный криогенный горизонт** представлен карбонатными породами и распространен в пределах Центрально-Таймырского гидрогеологического района. Ниже зоны промерзания подземные воды могут быть локализованы в проницаемых трещинных и кавернозно-трещинных коллекторах. Имеются данные о подмерзлотных водах кембрия–силура, изученных на Костроминской площади (южнее кромки ли-

ста). Вскрыты в скв. 1 в инт. 1645–1976 м, представленном песчаником. В результате опробования отмечен приток пластовой воды плотностью 1,03 г/см<sup>3</sup> с дебитом 33,6 м<sup>3</sup>/сут при Н<sub>ср.дин.</sub> – 780 м от устья скважины, вода – хлоридно-натриевая.



Состав: рН – 8,0; СО<sub>2</sub> своб. – 12,67 мг/дм<sup>3</sup>, жесткость: общая – 513, карбонатная – 12, некарбонатная – 501 мг-экв/л.

**Протерозойский водоупорный криогенный горизонт** представлен метатерригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом, распространенным в пределах Северо-Таймырского гидрогеологического района. С поверхности протерозойские толщи заморожены на глубину до 700 м. Водоносность может быть связана лишь с подрусловыми таликами. Данных о подмерзлотных водах нет.

В целом в гидрогеологическом отношении территория листа изучена совершенно недостаточно. Замеров пластовых давлений и статических уровней, как правило, не проводилось. Распространение здесь подземных вод в жидкой фазе весьма ограничено сезонно-талым (деятельным) слоем и участками подрусовых, реже подозерных таликов – надмерзлотные воды, а также водоносными горизонтами, распространенными ниже зоны многолетнемерзлых пород. Ресурсы пресных питьевых вод для целей централизованного водоснабжения населенных пунктов и предприятий в регионе ограничены и связаны исключительно с подрусовыми таликами крупных рек. Подмерзлотные воды и воды таликов при планировании использования их в водоснабжении требуют изучения.

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Глава состоит из двух разделов:

А – Эколого-геологическая схема масштаба 1 : 2 500 000;

Б – Схема оценки эколого-геологической обстановки масштаба 1 : 5 000 000.

Анализ эколого-геологической обстановки для комплекта листа S-47 ГГК-1000/3 выполнен с учетом требований «Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов ГГК РФ масштаба 1 : 1 000 000» и ЭБЗ-1000. При создании схем изучались карты специального содержания и атласы, в том числе:

- ландшафтная карта СССР, масштаб 1 : 2 500 000 (1979 г.);
- карта экзогенных геологических процессов РФ, масштаб 1 : 2 500 000 (2001 г.);
- ландшафтная эколого-геохимическая карта России, масштаб 1 : 5 000 000 (1998 г.);
- карта четвертичных образований РФ, масштаб 1 : 2 500 000 (2010 г.);
- атлас природных и техногенных опасностей в РФ (2005 г.);
- атлас Арктики (1985 г.).

К работе привлекались данные, полученные на основе имеющихся в комплекте листа геологических материалов, и дополнительные данные, в том числе по результатам анализа дистанционных и геохимических основ. Дополнительно просматривались отчеты Госкомгидромета по мониторингу природной среды в регионе. Значительное внимание было уделено эколого-геологическим данным по Государственному природному биосферному заповеднику «Таймырский» и Государственному природному заповеднику «Большой Арктический». Большое практическое значение для создания схем имели полевые исследования авторов в 2010–2012 гг.

### А. Эколого-геологическая схема

Легенда схемы состоит из трех основных блоков информации, характеризующих экологически значимые компоненты геологической среды территории и воздействие на нее неблагоприятных природных и техногенных явлений и процессов:

1. Фоновая основа – морфоструктурные области (морфогенетические комплексы) с выделением морфоструктур и макроформ, обобщенной характеристикой вещественного состава отложений, а также выделением экзодинами-

ческих групп, которые позволяют оценить эколого-геологическую обстановку и ее устойчивость к техногенному воздействию.

2. Опасные и неблагоприятные природные явления и процессы (экзогенные и эндогенные) с выделением соответствующих ареалов распространения вредных элементов или их площадных знаков.

3. Прочие обозначения в виде линейных знаков, в основном границ эколого-геологических подразделений и заповедников.

На схеме в качестве цветной основы показаны группы макроформ рельефа, отличающиеся морфологическими, литологическими и почвенными особенностями, а также специфическими мерзлотными комплексами и растительными ассоциациями, развитыми на них. Опасные природные явления отображены в виде соответствующих значков. В целом данный подход позволяет обеспечивать оценку в первом приближении основных естественных экологически значимых факторов, непосредственно влияющих на природную (геологическую) среду данной территории, а значит, на ее состояние и степень устойчивости к возможному техногенному загрязнению.

Основными региональными морфоструктурами (РМФС) северной и центральной частей листа являются Северо-Таймырское нагорье (низкогорье) и горы Бырранга, южная часть листа относится к Северо-Сибирской низменности.

Главные орографические элементы данной территории с севера на юг:

- аллювиально-морская равнина дельты р. Ниж. Таймыра;
- Северо-Таймырское нагорье, характеризующееся чередованием локальных положительных МФС в виде возвышенных денудационных плато и невысоких гряд (абс. отм. до 350 м) северо-восточного простираения с отрицательными МФС, занятыми равнинами унаследованных впадин (депрессий);
- Главная гряда гор Бырранга с абс. отм. до 660 м и переходная (предгорная) зона в виде слаборасчлененного низкогорья с абс. отм. до 380 м;
- северо-восточная часть Северо-Сибирской низменности (Таймырская низменность, по Ю. Е. Погребницкому).

Основными геолого-экологическими факторами, существенно влияющими на развитие экологических обстановок данного региона, являются климат, рельеф и экосубстрат. Под последним, в обобщенном смысле, понимаются особенности геологического строения территории и его связь с морфогенетическими комплексами (макроформами). Четвертая составляющая, а именно антропогенное воздействие, здесь практического значения не имеет ввиду отсутствия населения и каких-либо путей сообщения.

Морфоструктуры, макроформы и ландшафты, формирующиеся в условиях повсеместного развития многолетнемерзлых пород, относятся к арктическому и субарктическому (на юге территории листа) типам. В основном это – арктические тундры (местами пустыни) на приводораздельных участках Северо-Таймырского нагорья и в горах Бырранга, тундровые арктические пространства выположенных предгорий и равнин межгорий, субарктическая тундра и лесотундра (только по крупным таликовым долинам южных водотоков) Северо-Сибирской низменности.

Оценка эколого-геологической обстановки района произведена по материалам ГСР-200, специальных исследований не проводилось.

*Нижнетаймырская аллювиально-морская равнина* представляет собой пологоволнистую, местами всхолмленную поверхность с достаточно мощным чехлом четвертичных образований разного генезиса с повсеместным активным развитием процессов термокарста. По своим характеристикам она относится к морфоструктурным областям аккумуляции и транзита. Основные морфогенетические комплексы (макроформы) относятся к подзоне арктических равнинных тундр. Здесь широко распространены дриадово-моховые растительные группировки, чередующиеся с полосами голого грунта, а также мохово-лишайниковые кочковатые и полигональные тундры, местами с разреженной луговой растительностью. Понижения рельефа заняты полигональными травяно-гипновыми болотами. Здесь же развиты сильно переувлажненные тундрово-арктические полуболотные почвы. На повышениях рельефа преобладают пятнистые кустарничково-моховые тундры, для которых характерны медальоны голого грунта (около 50 % всей площади), разделенные морозными трещинами, по которым и развита примитивная растительность.

Главенствующие опасные природные явления (ОПЯ) связаны здесь с проявлениями разномасштабных термокарстовых процессов на фоне повсеместного развития многолетнемерзлых пород. Они, в свою очередь, создают водоупорный горизонт, что приводит к заболачиванию. В рыхлых, преимущественно суглинистых отложениях образуются морозобойные трещины, заполняемые жильным льдом. На некоторых участках ледяные клинья составляют до 50 % от объема грунтов. Протаивание льда приводит к просадке грунта, формированию мелких термокарстовых озер на плоских поверхностях пойм и болот, а также сети оврагов на склонах речных долин. Определенную роль в развитии термокарста играет протаивание реликтовых глетчерных льдов [279ф].

Сейсмичность п-ова Таймыр связывается с современными тектоническими движениями, которые фиксируются в основном вдоль молодых разломов, в субмеридиональном направлении пересекающих субширотные древние структуры. Особенно отчетливо «живые» разломы трассируются по участкам современной перестройки гидросети, которая связана с перехватом долин рек. Однако основные проявления сейсмичности зарегистрированы на восточной оконечности п-ова Таймыр. Они выражены субмеридиональной цепочкой эпицентров землетрясений на западном фланге Лено-Таймырской полосы (параллельно хр. Гаккеля), секущей п-ов Таймыр вдоль берега Прончищева примерно по границе древних (карбон–пермь) отложений с кайнозойскими осадочными толщами. В составе этой группы толчков отмечено самое крупное Таймырское землетрясение 9.06.1990 г. с  $m_b = 5,0$ . Число же событий в центре п-ова Таймыр значительно меньше, чем в Лено-Таймырской зоне. Здесь за последние 60 лет отмечено лишь несколько слабых сейсмических толчков.

Незначительный участок береговой линии Карского моря (на крайнем северо-западе территории листа) подвержен достаточно активной термоабразии, особенно в период положительных среднесуточных температур и штормов. Следует отметить пляжи, местами забитые плавником техногенного происхождения (в основном кругляк), привнесенным, вероятнее всего, из

дельты Енисея. На приустьевых участках дельты Ниж. Таймыры фиксируются приливно-отливные течения с колебаниями уровня воды до 1,2 м.

Редкие геохимические аномалии по потокам рассеяния свинца, олова, меди, молибдена имеют значения намного ниже ПДК для данных элементов, поэтому на схеме не показаны. Среди потенциальных ОПЯ на данной равнине можно выделить геохимические аномалии, связанные с газопроявлениями метана на месторождениях бурых углей, которые южнее формируют целый угленосный бассейн [286ф].

Нижнетаймырская равнина целиком расположена в пределах Большого Арктического заповедника. Подробнее о природоохранных территориях Таймыра будет изложено ниже.

*Северо-Таймырское нагорье* располагается в пределах морфоструктурной области денудации и характеризуется достаточно интенсивной расчлененностью рельефа и, соответственно, большим разнообразием морфогенетических комплексов (макроформ). Основными макроформами являются горные арктические тундры на цокольных плато и арктические тундры на морских аккумулятивно-денудационных (трансгрессионных) и аллювиальных равнинах в депрессиях и межгорных котловинах.

*Горные арктические тундры* развиты на приводораздельных участках низкогорья, представляющего собой грядовые и холмисто-грядовые поверхности возвышенных равнин (цокольных плато) с абс. отм. до 350 м. Данные поверхности носят следы нивальной обработки устойчивых к процессам морозного выветривания рифейских гранодиоритов и характеризуются незначительным развитием площадной солифлюкции. На вершинах водоразделов иногда наблюдаются каменные развалы среди пятен накипных лишайниковых и мохово-лишайниковых тундр, а склоны покрыты мохово-лишайниково-кустарничковыми тундрами. Сами водоразделы характеризуются практически полным отсутствием почвенного покрова. И только на нижних уплощенных «наплывных» участках склонов получили достаточно широкое развитие термокарстовые процессы (солифлюкция), выраженные в виде нагорных террас и полигональных грунтов. Здесь сползание и пучение грунтов местами нарушают структуру почвы: образуются пятна и полосы голого грунта, присущие пятнистым тундрам. Среди почв преобладают тундрово-дерновые – и только там, где травяной покров имеет высоту до 10 см.

Таким образом, комплексы, развивающиеся на прочных породах (особенно у водоразделов), в наименьшей степени подвержены процессам эрозии и денудации, связанным с криогенезом. В дальнейшем при оценке обстановок именно эти и подобные им площади получат статус «благоприятная».

*Арктические тундры на морских плоско-волнистых, местами террасированных равнинах* наблюдаются в унаследованных депрессиях и межгорных впадинах. Наиболее крупная из них (Шренк-Траутфеттерская депрессия) характеризуется широким развитием комплекса абразионных морских террас казанцевско-муруктинского возраста [279ф]. Поверхность площадок сильно переработана термокарстовыми процессами, заболочена, часто задернована. Среди почв преобладают тундрово-дерновые. На них широкое развитие получили пятнистые травяно-кустарничково-моховые тундры.

Нижние уровни террасового комплекса образуют обширные плоские либо слабоволнистые площади, осложненные озерно-болотными котловинами и прорезанные густой сетью речных долин, врезанных на 10–20 м в толщу рыхлых пород. В долинах водотоков и на днищах межгорных котловин развиты обширные участки мохово-осоково-пушицевых и кочкарных тундр с большим количеством мелких термокарстовых озер и болот.

Основные ОПЯ связаны с криогенными процессами. Так, обводнение рыхлых грунтов на крутых склонах крупных речных долин в период летнего протаивания ведет к образованию оползней. К неблагоприятным факторам можно отнести активную эрозионную деятельность рек, выраженную в образовании глубоко врезанных каньонов и участков интенсивной боковой эрозии. В период весеннего половодья на реках Шренк и Мамонта вследствие образования ледяных заторов их пойменно-русловые части оказываются затопленными на площадях в первые квадратные километры с образованием сезонных озер [279ф].

Одной из разновидностей ОПЯ являются так называемые «горелики», которые встречаются в долине р. Шренк. Это – термально-измененные породы (глиеж) на месте горения отдельных участков угленосных толщ Шренковского месторождения бурых углей. Так, в районе р. Привальная наблюдаются многочисленные следы древних пожаров, а некоторые угли горят и сейчас [286ф].

Наиболее представительной морфоструктурной областью денудации на территории листа являются горные сооружения Главной гряды гор Бырранга с абс. отм. вершин до 700 м, классифицируемые как низкогорье. Однако за счет внушительных относительных превышений (особенно у южных предгорий), часто интенсивного расчленения с образованием узких ущелий, гребневидных вершин и, соответственно, альпиноподобного облика Главная гряда имеет все основания для названия «горный хребет». Предгорья гряды в так называемой Переходной зоне, наоборот, имеют весьма сглаженные очертания в виде грядо-увалистых плато.

В этой зоне выделяются два морфогенетических комплекса (макроформы):

– горные арктические тундры на глыбово-складчатых грядовых горных сооружениях основной оси гор Бырранга;

– горные арктические тундры на грядо-увалистых плато предгорий гор Бырранга с фрагментами арктических ледниковых аккумулятивно-денудационных равнин межгорий.

*Горные арктические тундры Главной гряды гор Бырранга* приурочены к выположенным вершинам и уплощенным водоразделам, развитым преимущественно на осадочно-терригенных породах палеозоя. Поверхности этих водоразделов имеют отчетливые следы ледниковой обработки. Их склоны часто крутые, с многочисленными участками, занятыми курумниками и обвально-осыпным чехлом в нижней части. На максимальных абсолютных отметках ландшафт вершин приближается к комплексу арктической пустынь. Растительный и почвенный покров примитивный. Преобладают дресвяно-щербнистые тундры с накипными и листоватыми лишайниками на горно-тундровых почвах. Растительный покров занимает не более 30 % площади и приурочен в основном к ложбинам морозных трещин. На более низких при-

водораздельных участках гряды Главная, особенно южной экспозиции, начинают встречаться пятнистые мохово-лишайниковые тундры с отдельными цветковыми растениями. Для Горного Таймыра характерны небольшие узкие, но глубокие озера (до 130 м), приуроченные к поперечным тектоническим долинам (озера Суровое, Неприветливое, Левинсона-Лессинга и другие многочисленные мелкие озера в межгорных впадинах) [83].

Долины и межгорные котловины Главной гряды характеризуются очень крутыми и высокими склонами, выработанными в преимущественно темноцветной терригенно-осадочной толще малопрочных палеозойских пород. Их поверхности практически повсеместно заняты обвально-осыпными массами обломков разной величины, постоянно подпитываемыми новыми обрушениями. По этой причине они имеют очень мрачный облик. Узкие русла горных рек изобилуют водопадами и порогами, часто образованными крупными отломниками и глыбами. В целом оценка природной среды этой территории весьма неблагоприятная, а с учетом потенциально повышенной сейсмоактивности гор Таймыра претендует на статус «кризисная».

*Горные арктические тундры предгорий гор Бырранга* развиты на приводораздельных участках (до 320 м), а *ледниковые равнины межгорий и предгорий* занимают самые низкие гипсометрические ступени горных сооружений на абс. отм. до 200 м (в долинах горных водотоков южных предгорий – до 100 м). Рельеф равнин холмисто-западинный с широким развитием солифлюкционных и термокарстовых процессов. Преобладают лишайниково-моховые пятнистые тундры в сочетании с полигональными тундрами и термокарстовыми озерами.

Основные ОПЯ связаны с гравитационными явлениями, характерными для высокоширотных горных сооружений. Коренные породы здесь представлены в основном терригенными отложениями палеозоя, которые в условиях активнейшего воздействия морозного выветривания формируют многочисленные осыпи, курумники и нагорные террасы.

Определенную напряженность для окружающей среды могут представлять рудные проявления и геохимические ареалы распространения таких экологически неблагоприятных элементов, как уран и ртуть. Особое внимание привлекают проявления урана, обнаруженные на южных предгорьях (Переходная зона) восточного побережья оз. Таймыр. Здесь в долине руч. Скалистый, обнаружены семь проявлений урановой руды. Максимальные содержания урана, имеющие промышленное значение, зафиксированы в проявлениях Гном 1 и Гном 2, где они достигают 0,37%. Еще одно проявление урана находится на северо-западном склоне гор Бырранга в долине р. Фадьюкуда, где фоновые значения радиоактивности достигают 1200 мкР/ч. Ртутные ареалы отмечены на северо-восточных (среднее течение долины р. Высокая) и северо-западных (долина р. Продольная) предгорьях. Однако содержания металла в обоих случаях весьма незначительны (отдельные знаки киновари в шлихах). В горах Бырранга отмечаются геохимические ареалы свинца и цинка, а также проявления фосфоритов. Все они приурочены в основном к выходам триасовых базальтов на северных предгорьях и имеют низкие содержания [279ф].

Общая оценка природных обстановок предгорий гор Бырранга также является неблагоприятной и может быть отнесена к кризисным.

Территория листа, расположенная к югу от гор Бырранга на расстоянии около 250 км, занята обширной *Таймырской низменностью*. В ее пределах расположены две морфоструктурные области. Наиболее значительные площади занимает область аккумуляции (преимущественно ледниковая). Область транзита приурочена к многочисленным долинам рек. Для Таймырской низменности характерно развитие аккумулятивных пологоувалистых возвышенностей и холмов, сложенных рыхлыми породами гляциогенного ряда (морены, флювиогляциал), чередующихся с широкими заозеренными и заболоченными ложбинами и котловинами (озерно-ледниковые, аллювиально-озерные образования). Абсолютные высоты возвышенностей обычно не превосходят 150–250 м, относительные превышения составляют 70–90 м и редко достигают 100 м. Озера котловин часто окружены крутыми и обрывистыми склонами. Происхождение их обусловлено просадками грунтов за счет термокарстовых процессов в мощной толще многолетнемерзлых пород [8]. Наиболее крупным водоемом является оз. Таймыр. Оно вытянуто вдоль гор Бырранга на расстояние 180 км по границе с Таймырской низменностью. В целом озеро можно охарактеризовать как мелководное.

Территория низменности характеризуется повсеместным распространением вечной мерзлоты. Нижний предел глубины развития мерзлоты достигает 400 м. Среди плейстоценовых отложений и под ними встречаются погребенные льды.

На территории низменности выделяются следующие морфоструктуры (морфогенетические комплексы):

– Предбыррангская аккумулятивная ледниковая и водно-ледниковая равнина;

– Енисей-Хатангская аккумулятивная полигенетическая равнина.

*Предбыррангская равнина* занимает переходную зону от отрогов гор Бырранга к области развития абразионно-аккумулятивного рельефа южной части Таймырской низменности. Поверхность равнины характеризуется пологоволнистым и холмисто-бугристым рельефом возвышенных ледниковых конечных гряд, окаймляющих Таймырскую низменность с севера. Межгрядовые гляциодепрессии заняты озерами различных размеров и болотами. Здесь наблюдаются преимущественно субарктические северотундровые равнины с мерзлотно-солифлюкционными формами на мохово-лишайниковых и кустарничковых тундрах.

Арктические тундры приурочены к водоразделам с максимальными абсолютными отметками, сложенным мореной муруктинского оледенения, в составе которой преобладают крупнообломочные прочные породы с глинистым заполнителем. В результате длительного криогенеза дневная поверхность приобрела монолитный сцементированный облик за счет вымерзания и вымывания песчанистой составляющей заполнителя и, соответственно, с замедлением процессов почвообразования и развития растительных ассоциаций. Вершины моренных гряд приобрели в основном гольцовый облик. Сравнительно слабая реакция этих водоразделов (особенно связанных с конечными

и краевыми моренами) на термокарстовые процессы позволяет оценить обстановку их ландшафтов как «благоприятную».

Днища котловин интенсивно расчленены долинами мелких водотоков, в которых отмечаются таликовые участки с активизацией ОПЯ, связанных с термокарстовыми процессами. Для долин крупных водотоков (Верх. Таймыра, Логата и др.) характерен пологоволнистый рельеф пойменно-террасового комплекса. На поверхности низких террас наблюдаются полигональные, моховые, осоково-пушицевые, кочкарные тундры, часто заболоченные, с многочисленными блюдцами термокарстовых озер и заболоченных аласов. Здесь же наблюдается большое количество и многообразие термокарстовых микроформ рельефа: булгунняхи, байджарахи, полигоны морозных медальонов и пр. [8]. Пойма и высокая пойма несут на себе следы мощных паводков, выраженных особенно отчетливо на глинистых оползневых склонах у тылового шва в виде характерных линейных уровней каверн и промоин. Оползни обнажают в стенках склонов террас многочисленные массивы ископаемых подземных льдов, которые при интенсивном таянии в весенне-летний период готовят почву для новых сходов переувлажненных глинистых масс, особенно во время паводков. Данные процессы повторяются регулярно и вкуче с активным развитием термокарста позволяют оценить состояние ландшафтов как «напряженное».

*Енисей-Хатангская полигенетическая равнина* занимает самую южную часть листа. Здесь сформировался южный комплекс конечно-моренных образований, представляющий собой грядовые массивы, состоящие из серии лопастных образований первой стадии муруктинского оледенения. Приводораздельные участки наиболее возвышенных лопастей местами также имеют гольцовый облик, но развиты фрагментарно ввиду относительно плохой сохранности самих массивов конечных морен, склоны которых подверглись активной абразионной обработке морского бассейна, проникшего сюда в каргинское время.

Основные ландшафты представлены мохово-лишайниково-кустарничковыми тундрами на пологоволнистых холмисто-западинных равнинах. Между массивами гряд простираются обширные пространства днищ гляциодепрессий [286ф]. В этих депрессиях наблюдается огромное количество озер различных размеров, часто соединенных протоками в единую сеть. Среди них встречаются и очень крупные озера – Лабаз, Тонское, Кокора и др. Для озерных котловин характерны таликовые участки с фрагментами ландшафта, приближающегося к лесотундре. Особо выделяется участок лесотундры в долине р. Новая, где наблюдается лесной массив сибирской лиственницы. Именно там расположен один из кластеров Таймырского заповедника.

Основная же часть днищ депрессий характеризуется максимальным развитием заболоченных пространств. Следует отметить, что глубина болот редко превышает первые десятки сантиметров даже в летний период и эти пространства весьма удобны для передвижения на гусеничном транспорте. Однако малейшее нарушение поверхностного слоя этим транспортом приводит к «шрамам», на заживление которых у природы уходят десятки лет. Здесь преобладают полигонально-валиковые травяно-гипновые болота, а по таликам – осоково-моховые болота с островками карликовых берез и низкорос-

лых лиственниц. Основные ОПЯ связаны с активными термокарстовыми процессами.

Долины крупных водотоков, принадлежащих в основном к бассейнам рек Хатанга и Верх. Таймыра, представлены фрагментами первой надпойменной террасы и поймой. Поверхность их плоская, иногда бугристо-западинная. Здесь широко представлены полигонально-валиковые образования, связанные с повторно-жильными льдами в рыхлых отложениях. Таликовые участки в долинах приурочены к местам пересечения ими крупных депрессий. Днище долин очень интенсивно заболочено, с большим количеством термокарстовых озер. Повсеместно распространены различные виды мерзлотных микроформ рельефа. Здесь наблюдаются самые богатые растительные ассоциации на территории листа. Ландшафты представлены субарктическими полигональными мохово-осоково-пушицевыми тундрами и островками кустарниковых тундр.

В целом общая оценка природной среды девственных тундр Северо-Сибирской низменности – «удовлетворительная».

Животный мир довольно богат, особенно летом, когда много перелетных птиц и в тундру приходят северные олени. Живут там также полярные волки, песцы и лемминги. Из птиц постоянно обитают полярная сова и белая куропатка, перелетные – многочисленные виды куликов, уток, гусей.

Окружающая среда региона находится в относительно благоприятных условиях в связи с незначительной антропогенной нагрузкой. Однако арктические и субарктические ландшафты, развитые на территории листа, являются весьма уязвимыми к техногенному загрязнению и механическому антропогенному воздействию ввиду исключительно слабой степени самовосстановления.

### **Заповедники Таймыра**

Полуостров Таймыр, на котором расположены три государственных природных заповедника (ГПЗ), – наиболее выдвинутая к северу материковая часть суши в мире. Поэтому организаторы заповедников стремились к тому, чтобы охватить наибольшее разнообразие зональных природных ландшафтов – арктической, типичной и южной тундр, а также предтундровых редколесий (лесотундры).

В настоящее время на полуострове действует единое самостоятельное учреждение «Заповедники Таймыра». Оно объединяет три ГПЗ: «Таймырский», «Большой Арктический» и «Путоранский». На территории листа S-47 частично расположены два из них: «Таймырский» и «Большой Арктический» (см. прилагаемую «Схему оценки эколого-геологической обстановки» масштаба 1 : 5 000 000).

ГПЗ «Таймырский» получил свой статус согласно Постановлению Совета Министров РСФСР № 107 от 23.02.1979 г.

ГПЗ «Большой Арктический» был образован 11.05.1993 г.

В 1995 г. решением МАБ ЮНЕСКО ГПЗ «Таймырский» получил статус «Биосферного резервата ЮНЕСКО» и современное полное название – «Государственный природный биосферный заповедник «Таймырский».

ГПЗ на Таймыре относятся к кластерному типу. Так, «Таймырский» состоит из четырех участков общей площадью более 2,7 млн га. На территории листа S-47 частично расположены два участка:

– западная часть кластера № 2 «Ары-Мас» (около 7 тыс. га) в долине р. Новая (юго-восточная территория листа), которая входит в зону защитных (тундровых) лесов;

– кластер № 3 «Основная тундровая территория» («Логатский»), который практически целиком располагается в центральной части листа (около 1 млн га).

ГПЗ «Большой Арктический» состоит из семи участков. На территорию листа S-47 (северо-западная часть) попадает около половины площади кластера № 5 «Нижняя Таймыра» площадью около 0,8 млн га.

Заповедный участок «Ары-Мас» (в переводе «Лесной Остров») расположен на правом берегу среднего течения р. Новая – левого притока р. Хатанга. Это – один из самых северных лесных участков земного шара ( $72^{\circ}30'$  с. ш.). Единственная древесная порода здесь – даурская лиственница Гмелина. Высота деревьев достигает 10 м, диаметр стволов – 25–30 см, максимальный возраст деревьев – около 250 лет. Этот лесной массив имеет исключительную научную ценность. Подробные исследования в нем позволят проследить влияние различных факторов на развитие лесной растительности в экстремальных условиях.

Самый крупный заповедный участок на территории листа «Логатский» расположен на Северо-Сибирской низменности (бассейн р. Верх. Таймыра). В пределах кластера находится юго-западная часть оз. Таймыр – крупнейшего пресноводного водоема Российской Арктики, площадь зеркала которого в период максимального уровня занимает около 455 тыс. га. Поверхность суши представляет собой пологоволнистую аккумулятивную равнину с характерным холмисто-грядовым ледниковым рельефом, местами перекрытым морскими отложениями. По левобережью Верх. Таймыры в заповедник заходят отроги гор Бырранга с довольно интенсивным эрозионным расчленением. Абсолютные высоты территории колеблются от 567 м в северо-восточной части (горы Бырранга) до 6 м в устье р. Верх. Таймыра.

Территория кластера занята главным образом тундровой растительностью. На левобережье Верх. Таймыры и в предгорьях расположена подзона арктических, а на остальной части правобережья – подзона субарктических тундр.

В целом фауна заповедника изучена пока недостаточно. Отмечено 16 видов млекопитающих, около 50 видов гнездящихся птиц и более 20 видов рыб. Для животного мира характерна бедность видового состава при относительной многочисленности некоторых специализированных форм. Наименее обитаемы приводораздельные сухие участки тундр. На склонах и около водоемов животное население богаче. Один из специфических биотопов заповедника, вокруг которого концентрируется жизнь, – крутые яры по берегам рек Северо-Сибирской низменности. Здесь в большом количестве гнездятся сапсан, зимняк, белая сова, под защитой которых от песцов и поморников устраивают гнезда краснозобая казарка и гусь-гуменник. Особо ценная птица заповедника краснозобая казарка занесена в международную «Красную книгу» и «Красную книгу России». Она является эндемиком полуостровов Таймыр и

Гыдан. В настоящее время, по данным обследования, общая численность краснотелой казарки в заповеднике составляет примерно 2,5 тыс. особей.

Из млекопитающих заповедника особый интерес представляют дикий северный олень и овцебык. Сейчас на Таймыре обитает самая крупная популяция данного вида оленей в стране – около 500 тыс. особей. Сорок лет назад в таймырской тундре начали эксперимент по расселению овцебыка – представителя «мамонтной фауны», обитавшего на Таймыре еще 2–3 тыс. лет тому назад, но вымершего по неизвестным причинам. Эксперимент проходил успешно, и от 30 первоначально завезенных из Канады и США животных, содержащихся в 1974–1980 гг. в вольерах на берегу р. Бикада (восточное побережье оз. Таймыр), к настоящему времени возникло стадо, насчитывающее более 2000 особей, расселившихся по Таймыру от северной оконечности полуострова до границы типичных и южных тундр.

Своеобразна ихтиофауна Таймыра, особенно оз. Таймыр. Здесь преобладают ценные виды рыб – сиговые, лососевые, хариусовые. Озеро Таймыр – крупнейший в Арктике маточный сиговый водоем.

Участок Нижняя Таймыра (общая площадь 1874,1 тыс. га) – самый крупный кластер Большого Арктического заповедника. На территории участка он занимает площадь от низовой р. Ниж. Таймыра – на запад через долину ее левого притока р. Шренк – и на север до побережья Карского моря и прибрежных островов. Участок отличается большое ландшафтное разнообразие. Полоса приморских низменных равнин с высотами до 50 м, занятых преимущественно ивково-моховыми арктическими тундрами, сменяется холмистыми равнинами, сложенными ледниковыми и морскими отложениями. Долина р. Ниж. Таймыра практически до устья Шренка представляет собой далеко вдающийся в полуостров мелководный эстуарий (Таймырская Губа), расположенный на равнинах морского и ледникового происхождения. Южнее, простираясь до предгорий гор Бырранга, долины чередуются с выположенными возвышенностями, достигающими высот 250–350 м. Возвышенности и предгорья гор Бырранга заняты в основном горными арктическими тундрами с локальными выходами на поверхность коренных скальных пород, иногда в виде очень живописных останцов.

Территории всех заповедников находятся в зоне сплошной многолетней мерзлоты. Мощность ее составляет от 200 м на южных участках до 300–400 (по расчетным данным даже 1000) м в северо-восточной части гор, а температуры мерзлой толщи – минус 10–15 °С. Повсюду широко распространены мерзлотные формы рельефа. Наиболее яркое и частое их проявление – пятнистые тундры. Глубина оттаивания мерзлоты весьма различна на разных ландшафтах. На песках речных долин южных участков она может достигать 2 м, на щебнистых и галечных покровах тундры не превышает 1 м. В наиболее распространенных щебнисто-суглинистых и суглинистых грунтах толщина сезонно-талого слоя колеблется от 50 до 70 см. Наименьшая глубина оттаивания наблюдается в торфяниках на юге Таймырского заповедника – не более чем на 30 см. Наблюдения за сезонно-талым слоем – одна из важных задач научных сотрудников заповедников.

## **Б. Схема оценки эколого-геологической обстановки**

Для реализации экспертной оценки экологической обстановки территории листа S-47 была принята за основу программа «Признак», созданная коллективом авторов в лаборатории экологического моделирования СПбГУ [9].

Данная оценка базируется на создании иерархической системы природных процессов, явлений и рисков, развитых в данном регионе. В методическом отношении предлагается более упрощенный вариант экспертного рейтингового анализа всей экосистемы, который сопровождается составлением таблиц природных процессов (явлений), последствия которых могут привести к чрезвычайным ситуациям. Все природные опасности оцениваются по степени риска с выставлением оценок по пятибалльной системе. Вторая таблица включает в себя оценки степени устойчивости природной среды к различным видам антропогенного вмешательства, потенциальных для данной территории, а также прогнозируемым техногенным нагрузкам (техногенезу).

Территория листа S-47 относится к Таймырской эколого-ресурсной провинции, выделенной по природно-ландшафтным и геолого-геохимическим особенностям [8]. В целях более детальной проработки экспертной оценки, данная территория условно разбивается на два участка, резко отличающихся друг от друга по морфолитогенетическим обстановкам и природным ландшафтам. Первый участок относится к горам Бырранга и Северо-Таймырского низкогорья, где преимущественное развитие имеют горные арктические тундры. Второй участок представляет собой обширные аккумулятивно-денудационные равнины с преимущественным развитием арктических и субарктических равнинных тундр. Основные опасные природные явления (ОПЯ), характерные для данной территории, получены при поэтапном анализе для каждого выделенного участка.

На первом этапе оценивается выраженность и активность природных процессов и явлений в природно-территориальных комплексах (ПТК). На втором этапе дается представление об устойчивости природной среды участков к техногенным нагрузкам. Основные данные получены из «Атласа природных и техногенных опасностей в РФ» [1], а также по материалам полевых исследований.

Следует отметить, что наиболее уязвимыми в провинциях Арктической зоны России являются горные сооружения, ввиду активности нивальных, склоновых (гравитационных), эрозионных и мерзлотных процессов вкупе с незначительной мощностью чехла рыхлых отложений, а на Таймыре – и с учетом потенциальной сейсмичности.

Наименее уязвимы низменные, заболоченные пространства дельты р. Ниж. Таймыра и обширные равнинные пространства Северо-Сибирской низменности, где отмечаются достаточно высокие показатели ассимиляционной ёмкости и мощности четвертичных отложений, а также характерна относительно высокая биологическая продуктивность и видовой состав биоценоза [5].

После поэтапного анализа вырисовывается общая картина экологического состояния ПТК на двух выделенных участках листа S-47 и их потенциальная уязвимость.

Так, оценки показателей интенсивности ОПЯ и степени рисков возникновения чрезвычайных ситуаций для горных областей (относятся к ненарушенным ПТК), колеблются в пределах 1,0–4,0 баллов. Средний балл степени устойчивости, т. е. способности к самовосстановлению, равный 0,7, свидетельствует о чрезвычайной уязвимости ПТК гор и низкогорий. Полученные данные по естественному состоянию природной среды на данной территории указывают на то, что любое антропогенное воздействие может иметь тяжёлые последствия. По степени устойчивости к прогнозируемым отрицательным последствиям техногенеза эта территория может характеризоваться как «весьма уязвимая».

Эколого-геологическая обстановка горных районов, в соответствии с принятой градацией, оценивается как «кризисная». Подробная аргументация для вынесения такой оценки приводится в объяснительной записке к эколого-геологической схеме.

Равнины Северо-Сибирской низменности имеют средний показатель активности природных процессов около 3,0 балла и относятся к слабонарушенным ПТК. По степени устойчивости к последствиям техногенеза (около 2,5 балла) они приближаются к категории «уязвимые». Сравнительно высокие показатели аккумулятивных равнин связаны, в первую очередь, с упомянутыми выше достаточно активными способностями данного ПТК к самовосстановлению за счет мощного чехла четвертичных отложений и высокой степени биопродуктивности.

Эколого-геологическая обстановка на придельтовых равнинах Ниж. Таймыры в целом оценивается как «удовлетворительная». Однако участки этих равнин, относящихся к береговой зоне Карского моря, подвергаются активной волновой абразии и термоабразии в основном за счет приливно-нагонных явлений и частых штормов. Оценка природной среды (ландшафтов) данных участков – «напряженная».

Особое внимание следует уделить долинам крупных водотоков региона и прибрежным участкам крупных озер (особенно оз. Таймыр). Весенние паводки, иногда катастрофические, сопровождаются образованием ледяных заторов в сужениях речных долин и подтоплением прилегающих участков (реки Шренк, Ниж. и Верх. Таймыра, Логата, Новая и др.). Половодья сопровождаются активным разрушением берегов и склонов долин, сложенных преимущественно рыхлыми суглинисто-супесчаными, льдистыми отложениями, выполняющими днища депрессий и котловин многометровым покровом. В результате на этих участках формируются оползни и оплывины, часто служащие временными заторами в руслах рек. В стенках оползней обнажаются ископаемые льды, которые в период таяния провоцируют сход новых оползневых масс. Высокие, зачастую обрывистые, берега озер, сложенные супесчано-торфяными образованиями, несут на себе следы активного образования

оползней с замытыми зеркалами скольжения на стенках и беспорядочно бугристым микрорельефом переувлажнённых рыхлых масс у подножий. Здесь одним из самых активных агентов является абразия: на первом этапе механическая волновая, а затем последующая термическая. Как следствие – труднопроходимые участки долин крупных рек и практически недоступные берега (пляжи) озер в период положительных температур. Эта обстановка оценивается как «напряжённая», в основном по соображениям рискованности проведения здесь всесезонных долгосрочных работ по поискам и добыче природных ресурсов. От оценки «кризисная» данную природную обстановку отделяет наличие продолжительного периода отрицательных температур и соответствующая консервация приведённых выше неблагоприятных процессов.

На общую благоприятную оценку обстановок в регионе влияет наличие здесь обширных территорий государственных заповедников, что значительно ограничивает масштабы возможного природопользования [1].

Принимая во внимание планы руководства РФ по созданию «Территории опережающего развития» (ТОР) на Таймыре, эксперты ставили основной своей задачей оценку состояния природной среды различных ландшафтов в специфических условиях Крайнего Севера Сибири, а также определение основных вариантов деградации экосистем при освоении природных ресурсов как основного потенциального фактора техногенеза. При составлении проектов ТОР данные оценки позволят избежать создание инфраструктуры по принципу «чем ближе к объекту природопользования – тем выгоднее». В качестве примера: использование здесь в транспортных целях крупных рек или озер может привести к непреодолимым трудностям на начальном этапе освоения ввиду недоступности на большинстве участков их берегов по причине подтопления и активного образования оползней.

Не менее важным обстоятельством представляется определение основных вариантов деградации экосистем при освоении природных ресурсов как основного потенциального фактора техногенеза, связанного с формированием ТОР. Планирование и проектирование работ, направленных на поиски и освоение природных ресурсов на суше, должно учитывать повсеместное и мощное развитие криолитозоны и связанные с ней опасные природные явления. Неменьшего внимания заслуживает потенциальная сейсмичность региона и её последствия, особенно в горных и предгорных областях. Работы по поискам и добыче россыпных месторождений в долинах рек любого ранга приведут к полной и практически невозстановимой деструкции этих долин, а также к значительному загрязнению всего нижележащего бассейна водосбора.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного комплекса работ, включая сбор и обобщение имеющихся данных по стратиграфии, магматическим и метаморфическим образованиям, тектонике, геоморфологии, геофизике, полезным ископаемым, результатам полевых прогнозно-минерагенических исследований, на территории листа S-47 – оз. Таймыр (западная часть) составлена уточненная по новым данным цифровая модель комплекта Госгеолкарт-1000/3 в формате ГИС в стандартной полистной разграфке с увязанными базами данных и объяснительной запиской. В комплект карт входят следующие обязательные карты масштаба 1 : 1 000 000: дочетвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, четвертичных образований. Составлены дополнительные схемы масштаба 1 : 2 500 000: тектоническая схема, минерагенического районирования, гидрогеологическая, геоморфологическая, эколого-геологическая, прогноза на нефть и газ.

В представленном комплекте карт и объяснительной записке к нему обобщены материалы мелко- и среднемасштабных съемок, результаты аэрофотогеологического картирования, геофизических региональных и поисковых работ, а также итоги тематических исследований. Большинство использованных данных получено в 1970–1990-е годы. Важнейшим преимуществом данной карты является то, что при ее составлении были впервые учтены результаты ГТК-200/2, покрывающие на данный момент почти всю территорию листа S-47. Была произведена увязка всех карт комплекта территории. По сравнению с опубликованными ранее геологическими картами миллионного масштаба с зональной легендой и ярусным разделением, современные материалы на основе зональной Таймыро-Североземельской серийной легенды позволили добиться более подробного освещения состава осадочных и магматических образований региона на уровне местных и региональных стратиграфических подразделений, магматических комплексов, решить ряд ранее спорных вопросов, по новому взглянуть на тектоническое развитие территории и ее минерагеническую специализацию, впервые описано тектоно-минерагеническое строение территории листа с позиций концепции тектоники плит.

На площади листа S-47 выделены стратифицированные и магматические образования пяти тектоно-магматических циклов, не выходящих на дневную поверхность: позднеархейско-раннепротерозойского позднерифейско-вендского, вендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-кайнозойского, развитых в 12 геологических районах (структурно-формационных областях).

При изучении докембрийских образований на севере площади листа в пределах Карского позднепалеозойского сводово-плутонического поднятия пересмотрен объем и возраст ряда стратифицированных и интрузивных подразделений.

В пределах Шренк-Фаддеевской геологической площади из состава чукчинской вулканогенно-карбонатно-терригенной толщи (серии), ранее относимой к раннему–среднему рифею, выделены две позднерифейские толщи: модинская толеитовых базальтов и борзовская андезитовая. Первая содержит тела метадуниит-пироксенит-габбрового состава верхнемалиновского комплекса и катаклазированные кварцевые диориты и плагиограниты М-типа малиновского комплекса. Из габброидов верхнемалиновского и гранитоидов толеитового ряда малиновского комплексов были выделены цирконы и определены их U-Pb возрасты на приборе SHRIMP-II. Модельный возраст пород в исследованных цирконах 691, 636 и 633 млн лет указывает на формирование в целом офиолитового надсубдукционного структурно-вещественного комплекса в позднем рифее. Туфоконгломераты выделенной второй толщи – борзовской андезитовой – в обломочном составе содержат обломки пород вышеперечисленных интрузивных комплексов. Ассоциирующие с борзовской толщей интрузии габбродиорит-гранитового чукчинского комплекса образуют с ней единую вулкано-плутоническую ассоциацию, характеризующую позднерифейскую энциалическую островную дугу. Карбонатно-терригенная толща, относимая ранее к ждановской толще, рассматривается по аналогии с п-овом Челюскин, как продольнинская толща, но требует дальнейшего возрастного обоснования.

Возраст флишоидных серий Мининско-Большевицкой геологической площади и ленивенско-толлевского комплекса мигматит-гранитового с сопровождающим их региональным зональным метаморфизмом остался нерешенным. Полученные данные радиологического датирования цирконов из флишоидных толщ пока не дают однозначного результата. На гистограмме частот встречаемости значений U-Pb изотопного возраста детритовых цирконов фиксируется по сути одна популяция с возрастом цирконов в диапазоне 530–580 млн лет и двумя выраженными пиками в 540 и 570 млн лет. Цирконы с редкими возрастными раннего кембрия (от 510 до 535 млн лет), пока не получают геологического подтверждения и противоречат находкам трилобитов (Р. Ф. Соболевская, В. Я. Кабаньков, 1978 и др.) раннего кембрия в верхнехутудинской толще, ниже которой залегают все вышеперечисленные толщи. В связи с необходимостью сбивки листов S-47 и T-47, а также принятым Дополнением к легенде-2013 (А. А. Макарьев и др., 2013), возраст ленивенской терригенной серии условно принят вендским, мининской толщи – вендско-реннемкембрийским, ленивенско-толлевского мигматит-гранитового комплекса – средне-позднекаменноугольным. Требуется дальнейшее их углубленное изучение и установление соотношений с фаунистически охарактеризованными толщами.

Полученные датировки позволили с новых позиций взглянуть на древние структуры фундамента Таймырской складчатой системы и их минерагению. Несомненным шагом вперед является проведенное здесь расчленение и кар-

тирование рифейских толщ с учетом их первичной структурно-фациальной зональности.

Для поздненевендско-среднекаменноугольного структурного этажа остается нерешенным ряд проблем геологии ордовикско-девонской части разреза. В пределах территории листа S-47 смыкаются свиты-аналоги, выделенные разными авторами при ГКК-200/2: многовершиннинская–толлевская и энгельгардтовская объединенные, мутнинская–поворотнинская, бунгенская–синедабигайская. Необходимо окончательно установить причины их выделения и по возможности унифицировать их. Также остались нерасчлененными отложения Рогатинской стратиграфической площади нижнего ордовика–нижнего силура. В дальнейшем данная проблема возникнет при составлении ГКК-1000/3 листа S-46. Желательно расчленить эти отложения таким образом, чтобы они могли быть скоррелированы с остальными стратиграфическими подразделениями по латерали Ленивенско-Клюевской зоны.

Для давно существовавшей проблемы аномальной ширины выхода пряминской и приморской объединенных свит предложено возможное объяснение. Эти свиты, сложенные массивными доломитами, действовали как жесткий блок и сминались дисконформно (менее интенсивно) вышележащими отложениями. В результате недостаточного поперечного укорочения этих блоков за счет складчатости, напряжения реализовались за счет образования рампов. Нижележащие отложения были надвинуты на пряминскую и приморскую свиты с юга, в направлении, противоположном остальным взбросо-надвиговым пластинам. В сочетании с Пясинско-Фаддеевским надвигом на севере рассматриваемый жесткий блок оказался в позиции рампа «вдавливания», обрамленный двумя взбросо-надвигами, восстающими по направлению к оси блока. С юга его граница осложнена второстепенным рампом «выдавливания», сложенным мощным блоком известняков поворотнинской свиты, который сорван и взброшен на юго-восток краем пряминско-приморского блока. В северо-восточном направлении пряминская и приморская свиты, вероятно, в результате постепенного латерального изменения литологического состава теряют аномальную ширину выхода и начинают сминаться конформно остальным членам стратиграфической последовательности. Латеральная неоднородность структурного стиля разгружается серией субсеквентных поперечных сдвигов.

В пределах Северо-Бырангского ранне-среднепалеозойского геологического района остаются проблематичными среднекаменноугольно-среднепермские отложения Южно-Бырангского района, относимые к коротковской толще. При их изучении среди них узнаются образования подсвет турузовской и бырангской свит. Возможно, выделение данного стратиграфического подразделения является излишним.

В пределах Фалабигайско-Нордвикского геологического района при составлении листа Н. Н. Нагайцевой, Г. В. Котляр, Н. Н. Соболевым выделена новая ранне-среднекаменноугольная фалабигайская карбонатно-терригенная свита, вместо макаровской. Ранее макаровская свита была выделена Ю. Е. Погребницким, и В. И. Ушаковым на Западном Таймыре (Пясинско-Фаддеевская геологическая площадь), где стратотипический район принадлежит к северной черносланцевой зоне. От Фалабигайско-Нордвикского гео-

логического района северная зона отделена карбонатной зоной (Тарейско-Бырангской ГП), в пределах которой карбонатные каменноугольные отложения объединены в вольнинскую свиту турнейско-раннебашкирского возраста. Таким образом, уровень геологического районирования поздневенско-среднепалеозойского тектоно-магматического цикла поднят до границы раннего и позднего подъярусов башкирского яруса среднего карбона. Новый позднепалеозойский этап формирования чисто терригенного разреза Таймыра надо начинать соответственно на Диксоновской площади с эвенской свиты, а на рассматриваемой территории Озеротаймырской площади – с турузовской свиты.

По восточной рамке листа S-47 проведена сбивка геологических границ каменноугольно-пермских отложений с листом S-48 ГК-1000/3 на основании новых данных, полученных при проведении геологосъемочных работ в 2012–2014 гг. в пределах территории листа S-48-I,II. На листе S-48, на участке стыка листов S-48-I,II и S-48-VII,VIII ранее [47] по ретроспективным данным и дешифрированию был отрисован тектонический блок с выходами карбонатных отложений каменноугольного возраста (дикарабигайская, кыйдинская, верхотаймырская и макаровская свиты). В ходе работ по составлению листа S-48-I,II было установлено, что в районе листов S-48-13-B, S-48-13-G, S-48-14-B данные отложения отсутствуют, а светлый фототон, дешифрируемый на космоснимке в этом районе, создается выходами четвертичных флювиогляциальных отложений. В связи с этим при составлении ГК-1000/3 S-47 было принято решение, несмотря на формальное требование сбивки с листом S-48, отразить среднекаменноугольно-пермские отложения в соответствии с новыми данными листа S-48-I,II.

Большинство позднепермско-раннетриасовых вулканогенных подразделений не являются валидными. Они являются литостратиграфическими подразделениями, лишенными возрастного обоснования. Учитывая значительную обедненность вулканогенных (вулканогенно-осадочных) образований пермотриаса органическими остатками, а также отсутствие руководящих (архистратиграфических) форм, их эндемичность и плохую сохранность, необходимы дополнительные изотопно-геохронологические исследования. В рамках этих исследований также могут быть решены проблемы границы перми и триаса, комагматичности вулканогенных и интрузивных образований, корреляции разрезов вулканогенных толщ и их сопоставления с разрезами на Сибирской платформе и с осадочными триасовыми отложениями Цветковско-Нордвикской складчатой системы.

В пределах Карского геологического района позднепалеозойско-раннемезозойского возрастного среза из состава раннемезозойского беспамятнинского комплекса габбро-монзонит-граносиенитового были выделены дайки лампрофиров комптонит-мончикитового ряда в качестве самостоятельного северотаймырского комплекса. Возраст комплексов определен как средне-поздне-триасовый и поздне-триасовый соответственно на основании датирования цирконов уран-свинцовым методом. Для монцогаббро получен конкордантный возраст  $240,6 \pm 2,8$  млн лет, монцодиоритов средней фазы  $235,9 \pm 2,8$  млн лет и кварцевых сиенитов поздней фазы –  $233 \pm 1$  млн лет, лампрофиров –  $223,4 \pm 6,2$  млн лет.

В пределах Южно-Бырангского геологического района листа S-47 вместо девонско-раннекаменноугольных карбонатных блоков под вопросом выделен озеротаймырский комплекс карбонатных инъекционных тектонитов (карбонатитов–кульдимитов), возраст которых принят поздне триасовым. Формирование комплекса связывается с раннекимерийской активизационной складчатостью. Проблема изучения комплекса заслуживает особого внимания в связи с тем, что они контролируют разнообразные типы оруденения (серебро-полиметаллические руды, барит-флюорит-редкоземельное и сурьмяно-ртутно-мышьяковое оруденение и др).

На территории листа дополнительное обоснование выделения и вещественного наполнения получили чичаговский комплекс лапроитовый, дюмталейский комплекс шрисгеймит-феррогаббродолеритовый, выделена интрузия щелочных сиенитов фадьюкудинского комплекса, ранее отнесенная к дябака-таринскому комплексу.

Несмотря на длительную историю изучения юрско-меловых отложений Усть-Енисейского и Хетско-Анабарского геологических районов, все еще остается наибольшее количество нерешенных вопросов. Например, на листах S-47–48 (оз. Таймыр) юрские отложения были расчленены только до уровня ярусов. По результатам изучения и анализа параметрических и поисковых скважин на Логатской, Балахнинской и Кубалахской сейсморазведочных площадях в пределах Хатангско-Ленского перикратонного мегапрогиба была выделена Жданихинская геологическая площадь, отражающая особенности строения Жданихинского прогиба. Рекомендуется постановка работ по составлению Серийной Легенды Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 третьего поколения Хатангской серии (нового поколения ранее не составлялась).

Расчленение четвертичных образований базировалось на климатостратиграфических и геоморфологических данных, частично – геохронологических. На графических материалах показаны стратогены: от самого древнего – плиоцен-нижнеплейстоценового до современного – голоцена. Среди них выделяются следующие основные генетические типы образований и их парагенезы: морские, озерные, аллювиальные, болотные, пролювиальные, а также комплексы ледниковых и склоновых отложений. Приведенный материал свидетельствует о достаточно сложном строении четвертичного покрова территории листа, связанное с повсеместным развитием вечной мерзлоты и воздействием активных термокарстовых процессов. Этим обусловлено преобладание нерасчлененных четвертичных образований, как по генезису, так и по возрасту.

При дальнейших исследованиях особое внимание следует уделить следующим вопросам стратиграфии четвертичных образований: доизучению и более детальному расчленению толщи ледниковых и морских образований плиоцен-среднеплейстоценового возраста; доизучению верхнеплейстоценовых морских осадков казанцевско-муруктинского возраста (их выделение выглядит проблематичным) в свете того, что муруктинское время на данной территории характеризуется максимальным оледенением; определению генезиса верхнеплейстоценовых озерно-болотных образований

(едом?) каргинско-сартанского возраста, правомерности их выделения как едомы прибрежных равнин оз. Таймыр на соседней площади – листе S-48.

Территория листа S-47 расположена на стыке двух планетарных элементов земной коры – Восточно-Сибирского кратона и гипотетического континента Арктида. Их сочленение приходится на Таймыро-Североземельскую складчатую область (ТССО), являющуюся составной частью Арктического (Новоземельско-Таймырского) раннекиммерийского складчато-надвигового аккреционно-коллизийного пояса. ТССО делится Главным Таймырским разломом на складчатое обрамление Северокарского блока Арктиды – Северотаймыро-Североземельскую раннегерцинскую складчатую систему и обрамление Восточно-Сибирского кратона – Таймырскую позднегерцинско-раннекиммерийскую складчатую систему, Предтаймырский юрско-меловой передовой прогиб и Лено-Анабарский юрско-меловой краевой прогиб Сибирской платформы. Таймырская складчатая система делится в свою очередь на Центрально-Таймырскую, Диксоновско-Северобыррангскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую складчатые зоны. Таймырская складчатая система и Предтаймырский передовой прогиб представляют собой структуру, подобную Верхоянской складчатой системе и Предверхоянскому краевому прогибу, но более раннего заложения и широтного плана.

За время развития северного окончания Восточно-Сибирского кратона его контуры существенно преобразованы гренвилльскими, ранне- и позднебайкальскими, ранне-позднегерцинскими и раннекиммерийскими эпохами диастрофизма. Современная граница Сибирской платформы смещена к югу и приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву, отделяющему на современном этапе Сибирскую платформу от Таймыро-Североземельской эпиплатформенной складчатой области.

На территории листа известны месторождения и проявления полиметаллов с серебром, каменного и бурого угля, газа, проявления и пункты минерализации золота, меди, никеля, платиноидов, железа, хрома, титана, молибдена, олова, мышьяка, урана, ретинита, глин, песчано-гравийных смесей, гипса. Территория обладает значительными ресурсами каменного и бурого угля, в центральной части листа в пределах полиметаллического пояса прогнозируются крупные месторождения серебро-полиметаллической и свинцово-цинковой серебросодержащей формации. Южная часть территории, где известны Балахнинское газоконденсатное месторождение и Кубалахское проявление, обладают перспективами открытия газоконденсатных месторождений. Таймырский каменноугольный бассейн относится к многопластовым складчатым бассейнам с крупными запасами углей с отчетливо выраженной зональностью угленосности по площади. Промышленная ценность бассейна велика, поскольку с ним связаны каменные, в том числе коксующиеся угли, а также антрациты.

На территории выделяются следующие основные формации проявлений полезных ископаемых: газоконденсатная, свинцово-цинковая жильная серебросодержащая, каменных и бурых углей, золоторудная кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-полиметаллическая березитовая, медно-никелевая сульфидная платиносодержащая.

Установленные новые перспективные проявления полезных ископаемых, с учетом данных предшественников, позволили провести минерагеническое районирование, уточнить границы минерагенических провинций, выделить потенциальные рудные районы и узлы, определить формационную принадлежность выявленных объектов, подобрать для районов эталоны-аналоги, определить ресурсы категории  $P_3$ .

В пределах листа, в соответствии с металлогеническим и тектоническим районированием России, выделяются части Таймыро-Североземельской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской минерагенических провинций.

Таймыро-Североземельская провинция разделяется по позднепалеозойско-раннемезозойскому циклу на две минерагенические субпровинции: Карскую с Хутудинско-Большевицкой и Центрально-Таймырской минерагеническими зонами (МЗ) и Быррангскую с Диксоновско-Северобыррангской, Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ.

Наибольшим золоторудным потенциалом обладают зоны Карской минерагенической субпровинции, но в связи с тем, что все эти площади располагаются в пределах Большого Арктического заповедника, дальнейшие стадии геологоразведочных работ здесь не планируются.

В пределах Быррангской субпровинции наиболее интересна Озеротаймырско-Южнобыррангская МЗ, где выделяются потенциальные Восточно-Таймырский каменноугольный, Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный и Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудные районы.

Наиболее изученные месторождения Восточно-Таймырского каменноугольного района – Черноярское и Заячье с ресурсами 2500 млн т могут быть вовлечены в поисковую оценку.

Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный потенциальный район характеризуется высоким потенциалом на выявление медно-никелевого с платиноидами оруденения в связи с рудоносными интрузиями. Однако вследствие невысоких содержаний в известных проявлениях, отсутствии мощных горизонтов вкрапленного и сплошного сульфидного оруденения, невозможности на данном этапе локализации прогнозных площадей, определен лишь минерагенический потенциал.

Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудный район (2000 км<sup>2</sup>) обладает наиболее значительными перспективами на выявление месторождений свинцово-цинковой серебросодержащей жильной формации жильного и штокверкового типа, приуроченных к среднекаменноугольно-пермским терригенным толщам, реже – вулканитам и карбонатитам триаса. Свинцово-цинковое оруденение связывается парагенитически с позднетриасовыми интрузиями щелочных сиенитов и карбонатных инъекционных тектонитов (коровых карбонатитов). Ресурсы категории  $P_3$  рудного района составляют: свинца – 1 млн т, цинка – 1 млн т, серебра – 900 т, при содержании суммарного свинца и цинка 20 %, серебра – 400 г/т.

Выделенные минерагенические подразделения в ранге рудных районов, узлов характеризуются высокой продуктивностью при малоблагоприятной для всей провинции инфраструктурой.

Енисей-Хатангский региональный прогиб занимает почти половину территории листа S-47 и включает восточную оконечность Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, до границы Рассохинско-Балахнинского мегавала со Жданихинской впадиной Хатангско-Ленской газонефтеносной провинции.

В предтаймырской части Западно-Сибирской провинции выделяется Енисей-Хатангская газонефтеносная область, в пределах которой намечено три района: Южно-Таймырский перспективный газонефтеносный район; Логатско-Туровский перспективный газонефтеносный район, который в свою очередь граничит с Балахнинским газонефтеносным районом. Газоконденсатные залежи Балахнинского месторождения являются пластовыми и малодебитными, а само месторождение, с запасами газа в 7 млрд м<sup>3</sup> по категории С<sub>1</sub>, относится к малым. Зона газонефтенакпления фиксируется также в пределах Кубалахского вала и включает в себя две разбуренные площади: Восточно-Кубалахскую и Кубалахскую.

В Восточно-Сибирской минерагенической провинции в юго-восточной части листа выделяется Хатангско-Анабарская нефтегазоносная минерагеническая область с весьма значительным по площади Жданихинским районом.

На схеме прогноза на нефть и газ масштаба 1 : 2 500 000 выделены в границах ГНО и ПГНО территории с различной ресурсной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ в тыс. тонн нефтяного эквивалента/км<sup>2</sup> (т. н. э./км<sup>2</sup>), с соответствующей дифференциацией земель на более перспективные (10–20 тыс. т. н.э./км<sup>2</sup>), перспективные (5–10) и малоперспективные (менее 5), а также, возможно, перспективные и бесперспективные.

Суммарные ресурсы категории D<sub>1-2</sub> составляют 379 млн т/км<sup>2</sup>

В результате составления Госгеолкарты-1000/3 и прогнозно-минерагенических исследований определены неизученные площади, требующие постановки региональных геологических исследований, локализованы перспективные площади для постановки поисковых работ на приоритетные виды минерального сырья, даны рекомендации.

1. На листах S-47-I,II, S-47-III,IV рекомендуется постановка работ по составлению и подготовке к изданию комплектов Госгеолкарты-200 листов S-47-I,II (зал. Зееберга), S-47-III,IV (устье р. Шренк).

2. На листе S-47-XVII,XVIII, территории, не изученной в среднем масштабе, рекомендуется постановка геологической съемки масштаба 1 : 200 000: «ГС-200 листа S-47-XVII,XVIII (поляр. ст. Бухта Ожидания) для создания Госгеолкарты-200» с предварительным проведением ОГХС-200 и ОГФО-200.

3. Поисковые работы масштаба 1 : 50 000, ориентированные на выделение рудоносных зон с последующей детализацией выявленных проявлений и локализацией ресурсов по категории P<sub>2</sub>, рекомендуются в пределах Партизанского (140 км<sup>2</sup>) и Сувоозерского (190 км<sup>2</sup>) рудных узлов.

4. Для постановки региональных площадных сейсмических работ подготовлены Верхнетаймырская, Большеволочанская, Малологатинская, Рассохинская структуры 3-го порядка Енисей-Хатангской ГНО. В пределах Жданихинского ПНГР Хатангско-Ленской перспективной ГНП для постановки

площадных сейсмических работ рекомендуется одна Большебалахнинская структура 3-го порядка.

5. В пределах Енисей-Хатангской ГНО выделены как первоочередные объекты разведки Балахнинская зона газонакопления и Восточно-Кубалахская зона нефтегазонакопления. Рекомендуется глубокое бурение в пределах северо-восточной части Балахнинской зоны и юго-западной Восточно-Кубалахской.

6. Курьинская, Томмотская, Владимирская, Байкурская положительные структуры 3-го порядка подготовлены к опoisкованию параметрическими и поисково-разведочными скважинами. К первоочередным относится Курьинская структура.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. *Аникеев Н. П., Гусев А. И.* Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова // Тр. Аркт. инст., т. 140, 1939. 119 с.
2. Антропоген Таймыра. – М.: Наука, 1982.
3. *Апанович И. А.* Особенности глубинного строения северной части Средней Сибири по геофизическим данным // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск, КНИИГТиМС, 1998. С. 321–326.
4. *Аристов В. А.* Новые находки среднепалеозойских конодонтов на Таймыре. Сер. Геол. // Изв. АН СССР, 1988, № 11. С. 104–107.
5. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11. С. 1207–1220.
6. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть 1. Брахиоподы, остракоды, конодонты / Ред. Р. Ф. Соболевская. – СПб.: Изд-во СПб. Картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.
7. Аэрофотогеологическая карта восточной части Хатангской депрессии. Масштаб 1:200 000. Серия Хатангская. Листы S-47-XXIII, XXIV (оз. Купчиктах), S-48-XXVII, XXVIII (Новорыбная), S-48-XXV, XXVI (р. Лев. Мал. Балахня), S-48-XXI, XXII (оз. Дудинское), S-48-XIX, XX (оз. Сырутатурку), S-47-XXIX, XXX (оз. Кокора). Объяснительная записка / Э. Л. Фишер, В. С. Гильденблат, Г. В. Иваненко и др. – М.: Аэрогеология, 1989. 151 с.
8. Аэрофотогеологическая карта восточной части Хатангской депрессии. Масштаб 1:200 000. Серия Хатангская. Листы S-47-XIX, XX (оз. Сырутатурку), S-47-XXI, XXII (оз. Дюдасаматурку), S-47-XXV, XXVI (оз. Билектах), S-47-XXVII, XXVIII (оз. Логата), S-47-XXXI, XXXII (оз. Матуда), S-47-XXXIII, XXXIV (оз. Лабаз). Объяснительная записка / Э. Л. Фишер, А. П. Рацко, А. П. Белова. – М.: Аэрогеология, 1999. 141 с.
9. *Байбородских Н. И., Бро Е. Г., Гудков С. А. и др.* Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. // Региональная геология, вып. 12, 1968. С. 5–24. (Уч. зап. НИИГА.)
10. *Байбородских Н. И., Бульникова А. А., Карцева Г. Н.* Точинская свита (келловей) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч.1. Тюмень, 1969. 98 с.
11. *Баклунд О. О.* Кристаллические породы северного побережья Сибири. Ч. II. Кристаллические породы Таймыра // Записки Академии Наук СССР, сер. VIII, отд. физмат. XXI, 1929, № 7.
12. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976, С. 120.
13. *Балдин А. В.* Усть-Енисейская нефтегазоносная область – новая территория наращивания запасов углеводородов в Западной Сибири // Геология нефти и газа, 2003, № 2. С. 16–25.
14. *Беззубцев В. В., Залялеев Р. Ш., Мальцев Ю. М.* Вулканы плато Лодочникова и их положение в разрезе позднего докембрия полуострова Челюскин // Минералы и горные породы Красноярского края. Тр. СНИИГТиМС, вып. 4, 1977. С. 80–84.

15. *Беззубцев В. В., Залялеев Р. М., Сакович А. Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск, 1986. 177 с.
16. *Беззубцев В. В., Коптев И. И., Мусатов Д. И. и др.* К стратиграфии кембрия Центрального и Восточного Таймыра // Геология и геофизика, 1979, № 10. С. 39–46.
17. *Беззубцев В. В.* Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.
18. *Бондарев В. И., Бурский А. З., Красиков Э. М.* Ордовикские отложения Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и биостратигр., вып. 24, 1968. С. 5–32.
19. *Бондарев В. И., Черкесова С. В.* Ордовикские и силурийские отложения Таймыра // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 68–78.
20. *Брехов Г. В., Шергина Ю. П.* К вопросу о происхождении «карбонатитов» Центрального Таймыра // Сб. науч. трудов «Недра Таймыра», вып. 5, 2002.
21. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб.: ААНИИ, 2006.
22. *Бондарев В. И., Орлов В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Прямой и Бунге (отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 сев. части листов S-47-IX, X, XI, XII. Фонды ПГО «Севморгеология», 1960.
23. *Бондарев В. И., Бурский А. З., Красиков Э. М.* Ордовикские отложения Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и биостратигр., вып. 24, 1968. С. 5–32.
24. *Бондарев В. И., Черкесова С. В.* Ордовикские и силурийские отложения Таймыра // Стратиграфия палеозоя средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 68–78.
25. *Вакар В. А.* Трапповые формации Таймыра // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. С. 256–340.
26. *Васильев Б. С., Захаров Ю. И., Фокин В. И.* Условия формирования рудоносных кварцевых жил в докембрийских черносланцевых формациях Таймыра. Записки Всесоюзного Минералогического общества, 1989, вып. 6. С. 56–64.
27. *Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
28. *Верниковский В. А., Забияка А. И., Забияка И. Д., Сердюк С. С.* Региональная зональность гидротермально-метасоматических образований Северо-Восточного Таймыра // Геохимия и петрология рудных районов Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1985. С. 101–106.
29. *Верниковский В. А.* Метаморфические формации и геодинамика северо-восточного Таймыра // Геология и геофизика, 1992, № 11. С. 51–59.
30. *Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Проскурнин В. Ф., Яковлева С. З.* О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (северо-восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН РФ, 1993, т. 331, № 6. С. 706–708.
31. *Верниковский В. А., Метелкин Д. В., Верниковская А. Е., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Котов А. Б.* Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН РФ, 2011, т. 436. № 5. С. 647–653.
32. *Волков А. В., Савва Н. Е., Сидоров А. А.* О плутоногенных месторождениях тонкодисперсного золота северо-востока России // ДАН РФ, 2007, т. 412, № 1. С. 76–80.
33. *Гавриш А. В.* Золотоносность мезозойско-кайнозойского чехла Таймыро-Североземельской провинции // Природные ресурсы Таймыра, 2003, вып. 1. С. 114–126.
34. Геология и полезные ископаемые России / Гл. ред. В. П. Орлов. Т. 3. Восточная Сибирь. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
35. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 1. Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
36. Геохимия и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. – М., 1999. 540 с.
37. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, В. С. Сурков. – Л.: Недра, 1987. 448 с.

38. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / Под ред. Н. С. Малича. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
39. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР // Тр. НИИГА, т. 8, 1964. 789 с.
40. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. – М.: Недра, 1973. 400 с.
41. Герке А. А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири // Тр. НИИГА, вып. 120, 1964. 518 с.
42. Голованов Н. П., Злобин М. Н. О расчленении рифейских отложений Восточного Таймыра (р. Н. Таймыра) // Уч. Записки НИИГА, 1966, вып. 13. С. 67–89.
43. Гольберт А. В., Климова И. Г., Булыникова С. П. и др. Новые данные по стратиграфии неокома Средней Сибири // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС, вып. 260, 1978. С. 59–66.
44. ГОСТ 25543-88. Угли бурые. Каменные и антрациты. Классификация по генетическим и технологическим параметрам. – М.: Изд-во Госстандартов, 1988. 19 с.
45. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000, Лист S-47-49 – оз. Таймыр. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий, Шануренко. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
46. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист S-44-46 – Усть-Тарей. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий, Б. Г. Лопатин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.
47. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-48 – оз. Таймыр (вост. часть). Объяснительная записка / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.
48. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист T-45-47 – о. Октябрьской Революции. Лист T-48-50 – о. Большевик. Объяснительная записка / Отв. ред. Н. С. Малич. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
49. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист T-45,46,47 (архипелаг Норденшельда). Объяснительная записка / Ред. М. Г. Равич. – М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1961. 32 с.
50. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Лист R-(45)-47 – Норильск. Объяснительная записка / Отв. ред. Е. К. Ковригина. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.
51. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская, серия Северо-Карско-Баренцево-морская. Лист T-45-48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 563 с.
52. Государственная геологическая карта РФ. 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.
53. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская, лист S-47-XV, XVI. Объяснительная записка. – СПб., 1997.
54. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы T-47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга); T-48-XIX, XX; XXI (п. ст. Челюскин); T-48-XXII, XXIII, XXIV (о. Самуила); T-48-XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова); T-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). Объяснительная записка. – М., 2000. 186 с.
55. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-VII, VIII (устье р. Гравийная). Объяснительная записка / Гл. ред. Н. С. Малич. Авт. В. В. Межубовский и др. – СПб.: Изд-во СПб. Картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.
56. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-IX, X (оз. Закрытое). Объяснительная записка / А. Н. Онищенко, В. В. Межубовский, С. В. Макаров, С. Б. Шишлов. – СПб., 2000. 121 с.

57. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-XI,XII (оз. Энгельгардт). Объяснительная записка / А. Н. Онищенко, В. В. Межубовский, С. В. Макаров, С. Б. Шишлов. – СПб., 2000. 131 с.
58. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-XIII,XIV. Объяснительная записка / С. А. Гулин, В. П. Орлов. – М., 1971.
59. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-XV,XVI (бухта Ледяная). Объяснительная записка / О. П. Кривошеев, С. В. Макаров, В. В. Межубовский, А. Н. Онищенко, С. Б. Шишлов. – СПб., 1997. 133 с.
60. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-46-XVII,XVIII, S-47-XIII,XIV, S-46-XXI,XXII, S-46-XXIII,XXIV, S-47-XIX,XX. Объяснительная записка / П. Г. Падерин, Г. В. Шнейдер, Ю. Г. Гор. – СПб., 1997. 275 с.
61. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Североземельская. Листы T-47-VI,XI,XII; T-48-I,VII-X; T-47-XVI-XVIII,XXII,XXIII; T-48-XIII-XVIII (о. Большевик). Объяснительная записка. – М.: ПГО «Севморгеология». 1999. 158 с.
62. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-V,VI (р. Буйная). Объяснительная записка / Гл. ред. Н. С. Малич. Авт. Г. В. Шнейдер и др. – СПб., 2001.
63. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2014 г. Вып. 82. Газы горючие. Сибирский федеральный округ. Ч.1. Красноярская область. – М.: МПРиЭ РФ, Федеральное агентство по недропользованию, Российский федеральный геологический фонд, 2014.
64. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2014 г. Вып. 91. Уголь. Т. VII. Сибирский ФО. Ч. 2. – М.: МПРиЭ РФ, Федеральное агентство по недропользованию, Российский федеральный геологический фонд, 2014.
65. *Грамберг И. С., Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И.* Новые данные о верхнем палеозое Западного и Центрального Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 93–99.
66. *Гринев О. М., Лопатин Г. Г., Гончаров М. М.* Особенности структурно-тектонической позиции и эволюции магматизма Маймечя-Котуйской провинции и Хатангского прогиба // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. – Томск: НТЛ, 1997. С. 137–148.
67. *Гринсон А. С.* Глубинное строение Енисей-Хатангского прогиба и сопредельных территорий по геолого-геофизическим данным // Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 117–125.
68. *Гулин С. А., Орлов В. П.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская, листы S-47-XIII,XIV. – М., 1971. 103 с.
69. *Гулин С. А., Говердовская Т. Г.* О формационной принадлежности и механизме образования гранитоидов Таймыра // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 73–93.
70. *Гулин С. А., Говердовская Т. Г.* Структурный контроль платиноносных расслоенных интрузивов Северо-Сибирского региона // Платина России. Проблема развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М., 1994. С. 108–115.
71. *Гулин С. А.* О формировании щелочных и карбонатных метасоматитов Центрального Таймыра // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л.: НИИГА, 1970.
72. *Гурари Ф. Г., Будников И. В., Девятов В. П., Еханин А. Е., Казаков А. М., Москвин В. И.* Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1988. С. 60–75.
73. *Гуревич А. Б., Волкова Г. М.* К методике оценки прогнозных ресурсов углей Таймырского бассейна // Литология и геология горючих ископаемых. Межвузовский научный тематический сборник. Вып. IV (20). – Екатеринбург, 2010.
74. *Гуревич А. Б., Волкова Г. М.* Таймырский угленосный бассейн (угленосность, качество, ресурсы углей) // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1, 2003. С. 160–177.
75. *Гуревич А. Б. (отв. исп.).* Обобщить и систематизировать материалы по угленосности территории Таймырского АО с подсчетом прогнозных ресурсов по состоянию на 1.01.2003. – СПб., 2002. 204 с.

76. Гусев Г. С., Межеловский Н. В., Морозов А. Ф. Коллизионные структурно-вещественные комплексы и методы прогноза связанного с ними оруденения // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2002. С. 341–392.
77. Гуськов С. А., Кузьмин Я. В., Левчук Л. К. Радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер – доказательство существования каргинской трансгрессии на севере Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы 5-го Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007.
78. Даминова А. М. Геологическое строение Центрального Таймыра // Известия вузов. Геология и разведка, 1958, № 3. С. 3–19.
79. Дежурная структурно-тектоническая карта Красноярского края (по состоянию на 1.06.2001 г.) (масштаб 1 : 2 000 000) / Гл. ред. В. А. Кринин. – Красноярск: ЗАО «Красноярскгеофизика», 2001.
80. Демина Л. И. Метаморфические породы гранулитовой фации Таймыра // ДАН СССР, 1984, т. 289, № 5. С. 1202–1205.
81. Дибнер А. Ф. Корреляция разрезов пермских отложений гор Бырранга по спорово-пыльцевым данным // Тр. НИИГА, т. 130, 1962. С. 78–82.
82. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. – М.: Недра, 1972. 288 с.
83. Додин Д. А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). – СПб.: Наука, 2002. 822 с.
84. Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. – М.: Наука, 1991. С. 118–135.
85. Егоров А. С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.
86. Егоров В. Н. Новые стратиграфические подразделения пермо-триасовых вулканических образований Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.
87. Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). – Л.: Недра, 1991. 261 с.
88. Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Анабаро-Хатангского междуречья Нордвикского района // Сб. статей по нефтеносности Советской Арктики. – М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1953. С. 3–67.
89. Забияка А. И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра // Тр. КНИИГиМС, вып. 2, 2000. 216 с.
90. Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. – Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.
91. Забияка А. И., Сердюк С. С., Злобин М. Н., Гусаров Ю. В. Полиметаллическое оруденение Таймыроозерской рудной зоны // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1, 2003. С. 77–95.
92. Забияка А. И. Стратиграфия докембрия Северо-Западного Таймыра // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 199. – Л., 1974. С. 183–198.
93. Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра // Тр. СНИИГиМС, вып. 143, 1974. 128 с.
94. Забияка А. И. Структурно-фациальное районирование докембрия Таймыра // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края, 1971. С. 132–136.
95. Захаров Ю. И., Забияка А. И. Структурно-формационная зональность докембрия Таймырской складчатой области // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 26–48.
96. Захаров Ю. И. Интрузивный комплекс мусковитизированных гранитов магматогенных пегматитов Центрального Таймыра // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 122–129.

97. *Захаров Ю. И., Равич М. Г., Шулятин О. Г.* Метаморфические фации Таймырской складчатой области // Метаморфические комплексы Азии. – Новосибирск: Наука, 1977. С. 164–176.
98. *Захаров Ю. И., Чухонин В. Ф., Проскурнин В. Ф.* Новые изотопно-геохронологические данные для гранитоидов Шренко-Мамонтовского выступа полуострова Таймыр // ДАН СССР, 1993, т. 332, № 1. С. 58–61.
99. *Злобин М. Н.* О синином комплексе на Восточном Таймыре // Информационный бюллетень Института геологии Арктики, вып. 9. – Л., 1958. С. 36–43.
100. *Злобин М. Н.* Полуостров Таймыр // Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. Ордовикская система. – М., 1958. С. 208–209.
101. *Злобин М. Н.* Силурийские и девонские отложения Восточного Таймыра // Тр. НИИГА, т. 130, 1962. С. 27–35.
102. *Злобин М. Н.* Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего палеозоя Восточного Таймыра (Отчет по теме 122). Фонды НИИГА, 1956.
103. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. 334 с.
104. *Исаченко А. Г.* Экологическая география России. – СПб., 2001.
105. *Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П. и др.* К проблеме стратификации позднедокембрийских–раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. – Л., 1978. С. 5–21.
106. *Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф.* Новый тип разреза кембрийских отложений на западе Центрального Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб., 1997. С. 5–6.
107. *Казаис В. И.* Сейсмогравимагнитное моделирование платформенных структур на северной части Сибирской платформы // Геология нефти и газа, 1977, № 11.
108. *Каланкаров Л. В.* Нефтегазоносные провинции России и сопредельных стран. – М.: Изд-во РГУ нефти и газа, 2005.
109. *Калинко М. К.* История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины // Тр. НИИГА, вып. 104, 1959. 360 с.
110. *Кара-Мурза Э. Н.* Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя северной части Центральной Сибири // Тр. НИИГА, т. 18, 1951. 88 с.
111. Карта нефтегазоносности РФ и сопредельных стран СНГ масштаба 1 : 5 000 000 / Под ред. К. А. Клещева, А. И. Варламова, 2012.
112. *Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л.* Суходудинская свита нижнего мела запада Енисей-Хатангского прогиба // Советская геология, 1985, № 6. С. 81–86.
113. *Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л., Образкова В. П.* Новые данные по стратиграфии юрских и меловых отложений в западной части Енисей-Хатангского прогиба // Реперные горизонты верхнего палеозоя и мезозоя севера европейской части СССР и Сибири. – Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 96–100.
114. *Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П.* Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – Л., 1971. С. 7–18.
115. *Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В.* Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. – Л., 1974. С. 33–37.
116. *Карцева Г. Н., Шаровская Н. В., Кузнецов Л. Л. и др.* О возрасте отложений, вскрытых глубокими скважинами на Балахнинском валу // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. – Л.: НИИГА, 1977. С. 5–13.
117. *Ковалева Г. А.* Вулканогенные образования трапповой формации на Центральном Таймыре // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Среднесибирского плоскогорья. – М.: Недра, 1965.
118. *Комарова М. З., Козырев С. М., Макаров С. В., Туганова Е. В.* Формационный тип руд и вмещающих пород Боотанкагского массива // Недра Таймыра. Вып. 1. – Норильск, 1995. С. 45–62.

119. *Комарова М. З., Козырев С. М., Кокорин Н. И., Кнауф В. В.* Расслоенная интрузия р. Дюмпталей. Петрология, рудоносность // Недра Таймыра. Вып. 3, 1999. С. 42–68.
120. *Коптев И. И., Беззубцев В. В., Шипицын В. А.* О нижней границе кембрия на Таймыре // Советская геология, 1978, № 7. С. 122–125.
121. *Костюченко С. Л.* Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических континентальных осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10. С. 125–135.
122. *Кочетков Т. П.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 п-ова Хара-Тумус Нордвик-Хатангского района. – Л.: НИИГА, 1948.
123. *Кравченко С. М., Хаин В. Е.* Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция // ДАН РФ, 1996, т. 347, № 3. С. 368–371.
124. *Красный Л. И.* Классификация геоблоков и межгеоблоковых систем // Глобальная система геоблоков. Раздел «Синтез». – М.: Недра, 1984. С. 183–217.
125. *Кузнецов Л. Л., Накаряков В. Д.* К нефтегеологическому районированию Енисей-Хатангского прогиба // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. – Л., 1977. С. 181–197.
126. *Куликов Д. П.* Стратиграфическое расчленение и структурно-фациальное районирование верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика. 1989, № 9. С. 10–18.
127. Ландшафтная карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. – М.: «Гидроспецгеология», 1980.
128. *Легенда* Таймырско-Североземельской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
129. *Малич Н. С., Туганова Е. В.* Принципы и методика минерогенетического анализа платформ. – М.: Недра, 1980. 287 с.
130. *Мальцев Ю. М., Беззубцев В. В.* О надвиговых структурах Таймырской складчатой области // Геология и геофизика, 1979, № 3. С. 47–54.
131. *Мальцев Ю. М., Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю.* Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднедокембрия Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 79–105.
132. *Марков Ф. Г., Равич М. Г.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу Т-48,49 (мыс Челюскина). – М.: Госгеолтехиздат, 1955.
133. *Махлаев Л. В., Коробова Н. И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. – Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1972. 130 с.
134. *Махлаев Л. В.* Тектоническая природа Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр) // ДАН СССР. Сер. геол., 1988, № 4. С. 77–87.
135. *Мащенко С. П., Астафурова Е. Г., Глебовский В. Ю. и др.* Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002, вып. 4. С. 69–89.
136. *Межвилк А. А.* Новые данные по геологии Енисей-Хатангского прогиба по материалам космической съемки // Космогеологические методы исследования в Арктике. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1984. С. 49–66.
137. *Межубовский В. В.* Верхнерифейские палеовулканические постройки на Центральном Таймыре // Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 160–166.
138. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб., 2010. 196 с.
139. *Мизай И. М.* Угленосность пермских отложений восточной части Таймыра и северо-восточной окраины Средне-Сибирского плоскогорья // Тр. НИИГА, т. 64. – Л.–М.: Водтрансиздат, 1954. 124 с.
140. *Мильштейн В. Е.* Микрофитолиты верхнего докембрия и кембрия Таймыра // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. – Л.: НИИГА, 1978. С. 53–63.
141. *Мирошников Л. Д., Щеглова О. С.* Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность // Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5. – Л., 1958. С. 23–40.

142. Михайлов Б. К., Вартамян С. С., Волчков А. Г. Основные направления геологоразведочных работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы золота за счет средств Федерального бюджета в 2005 г. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2005, № 3. С. 2–8.

143. Мусатов Е. Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозой // Геоморфология, 1989, № 3. С. 76–84.

144. Обут А. М., Соболевская Р. Ф. Граптолиты ордовика Таймыра. – М.: Наука, 1964. 111 с.

145. Онищенко А. Н., Межубовский В. В., Шнейдер Г. В. К вопросу о стратиграфии среднекаменноугольно-нижнепермских терригенных отложений Центрального Таймыра // Недр Таймыра, вып. 4.

146. О переходных слоях кембро-ордовика на Таймыре (грустнинская толща) / Р. Ф. Соболевская, Н. П. Лазаренко, В. Я. Кабаньков, Э. М. Красиков // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. – Л., 1978. С. 22–32.

147. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Методическое руководство. Вып. «Свинец и цинк» / Отв. ред. Г. В. Ручкин. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 169 с.

148. Перельман А. И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

149. Петров О. В., Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Мозолева И. Н., Лохов К. И., Толмачева Е. В., Петрушков Б. С., Багаева А. А. Раннемезозойские карбонатиты Восточного Таймыра // Региональная геология и металлогения, 2010, № 44. С. 5–22.

150. Петрологический атлас икопаемого органического вещества России. – СПб., 2006, 604 с.

151. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

152. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В.. Металлогения гидротермально-метасоматических образований // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 354. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.

153. Погребицкий Ю. Е. Некоторые черты докембрийского фундамента Таймыра и его формации в период образования складчатой области // Тектоника Сибири. Т. 2. Тектоника Красноярского края. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 294–401.

154. Погребицкий Ю. Е., Ушаков В. И. О границе карбона и перми на Западном Таймыре // Палеонтология и биостратиграфия, вып. 1. – Л.: НИИГА, 1957.

155. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы // Тр. НИИГА, т. 166. – Л.: Недр, 1971. 248 с.

156. Погребицкий Ю. Е., Черепанов В. А., Захаров В. В. Государственная геологическая карта СССР, масштаба 1 : 1 000 000. Лист S-46–47 (р. Таймыра). Объяснительная записка. – М. Госгеолтехиздат, 1962. 64 с.

157. Пояснительная записка к комплекту карт геофизической основы Геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 по листу S-47,48 (оз. Таймыр) / Отв. исп. Ю. А. Семин. – СПб., 2003.

158. Прогнозные ресурсы золота и платины Красноярского края / Ред. С. С. Сердюк. – Красноярск, 2006.

159. Проскурнин В. Ф., Фокин В. И. Зональность и рудоносность экзоконтактовых гидротермально-метасоматических образований Коломейцевского массива (Центральный Таймыр) // Зап. ЛГИ, 1985, ч. 104. С. 27–36.

160. Проскурнин В. Ф. Гранитоиды и гидротермально-метасоматические образования Центрального Таймыра. Автореф. канд. дисс. – Л.: ЛГИ, 1987. 22 с.

161. Проскурнин В. Ф., Верещагин М. Ф. Новый тип базитового магматизма северного обрамления Сибирской платформы (позднерифейский комплекс щелочных габброидов Таймыра) // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. Тезисы докладов Всесоюзного совещания 18–20 октября 1989, Якутск. С. 75–76.

162. Проскурнин В. Ф. Трахибазальт-щелочногабброидная позднерифейская вулканоплутоническая ассоциация севера Сибирской платформы (полуостров Таймыр) // Базито-

вый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. Тезисы докладов Всесоюзного совещания 18–20 октября 1989, Якутск. С. 75–76.

163. *Проскурнин В. Ф., Сальников В. А.* Магматогенно-метаморфогенно-гидротермальная зональность Чукчинско-Оленьинского района (полуостров Таймыр) // Геология рудных месторождений, 1990, т. 32, № 2. С. 91–95.

164. *Проскурнин В. Ф.* Стратиграфия вулканических образований докембрия полуострова Таймыр // Недра Таймыра. Сб. научн. тр. Вып. 2. – Норильск, 1997. С. 23–44.

165. *Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н., Туганова Е. В., Уклеин В. Н.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Недра Таймыра. Вып. 1. – Дудинка, 2003. С. 178–209.

166. *Проскурнин В. Ф., Устинов А. А., Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф.* К вопросу о выделении и датировании магматических и метаморфических комплексов Западного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 2. – Дудинка, 2004. С. 228–244.

167. *Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Гавриш А. В., Падерин П. Г., Мозолева И. Н., Петрушков Б. С., Багаева А. А.* Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера, 2010, № 3. С. 95–102.

168. *Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Багдасаров Э. А., Розинов М. И., Толмачева Е. В., Ларионов А. Н., Бильская И. В., Гавриш А. В., Мозолева И. Н., Петрушков Б. С.* Признаки происхождения карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Записки РМО, 2010, ч. СXXXVIII, № 1. С. 38–55.

169. *Проскурнин В. Ф.* Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотосного потенциала // Автореф. докт. дисс. – СПб., 2013. 40 с.

170. *Проскурнин В. Ф., Верниковский В. А., Метелкин Д. В., Петрушков Б. С., Верниковская А. Е., Гавриш А. В., Багаева А. А., Матушкин Н. Ю., Виноградова Н. П., Ларионов А. Н.* Риолит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство акреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика, 2014, № 1, т. 55. С. 23–40.

171. *Равич М. Г.* Докембрий Таймыра / Тр. НИИГА, т. 76, 1954. 312 с.

172. *Равич М. Г., Погребницкий Ю. Е.* Стратиграфическая схема докембрия Таймыра // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья // Тр. НИИГА, т. 145, 1965. С. 13–27.

173. *Равич М. Г., Чайка Л. А.* Малые интрузии хребта Бырранга // Тр. НИИГА, т. 88, 1959.

174. *Равич М. Г., Чайка Л. А.* Протерозойские метаморфические формации Горного Таймыра // Петрография Восточной Сибири, т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 590–719.

175. *Реввердатто В. В.* Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. 272 с.

176. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. 213 с.

177. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. – Тюмень, 1969.

178. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. (Санкт-Петербург, 2003). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

179. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. (г. Новосибирск, 1978 г.) Объяснительная записка. – Новосибирск, 1981. 90 с.

180. Решения 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

181. *Романов А. П., Беззубцев В. В., Якунина О. Ф.* Гипостратотип андреевской свиты нижнего силура (Центральный Таймыр) // Стратиграфия и палеонтология Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 80–86.

182. Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. – Л., 1965. 163 с.
183. Русаков Г. А., Фокин В. И. Полиметалльное оруденение в кварцевых жилах севера Центрального Таймыра // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. – Л.: ПГО Севморгеология, 1983. С. 94–104.
184. Садовников Г. Н. Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, Северного Прианбарья, Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1981, № 9. С. 49–63.
185. Сазонов А. М., Звягина Е. А., Леонтьев С. И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.
186. Сазонов А. М. и др. Геология и минералогия щелочно-ультраосновного магматизма Маймеча-Котуйской провинции // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 384–394.
187. Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З. и др. Мезозойские отложения Хатангской впадины. – Л., 1959. 226 с.
188. Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР. – М.-Л., 1963. 227 с.
189. Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. – М.: Госгеоиздат, 1957. 229 с.
190. Сакс В. Н., Чирва С. А. О выделении новых свит в верхнем мелу Северной Сибири // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 136–145.
191. Сердюк С. С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минералогия и перспективы освоения. – Красноярск, 2004. 480 с.
192. Сердюк С. С. Каталог месторождений и проявлений полезных ископаемых Таймыра (по состоянию на 1.07.1992). Отчет КНИИГТиМС. – Красноярск, 1992. 290 с.
193. Соболев Н. Н. Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. Вып. 2. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. С. 45–59.
194. Соболев Н. Н. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Горного Таймыра. Вып. 3. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 11–21.
195. Соболевская Р. Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. II. Граптолиты ордовика и силура. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 282 с.
196. Соболевская Р. Ф., Ахмадеев Ю., Кабаньков В. Я. и др. О стратиграфическом положении и возрастном объеме барковской свиты (верхний ордовик) Таймыра // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. – СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2000. С. 11–17.
197. Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Красиков Э. М. Новые данные по рифейско-нижнепалеозойскому терригенно-сланцевому комплексу Западного Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 63.
198. Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Кузнецов В. Ю. Стратотипические районы мининской, нижнехутдинской и верхнехутдинской толщ (поздний рифей–ранний кембрий) Западного Таймыра // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. – СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2000. С. 5–10.
199. Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я. Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра // Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. Т. 228. – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», 2014.
200. Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Кабаньков В. Я. О переходных слоях кембрийского ордовика на Таймыре (грустинская толща) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. – Л., 1978. С. 22–32.
201. Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П. Стратиграфия кембрия Восточного и Центрального Таймыра // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. НИИГА. Т. 145, 1965. С. 35–57.
202. Соболевская Р. Ф. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений Центрального Таймыра // Тр. НИИГА. Т. 105. Вып. 11, 1959. С. 44–49.

203. *Соболевская Р. Ф., Соболев Н. Н., Матвеев В. П.* Новые стратиграфические подразделения в ордовике и силуре Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики / В. И. Бондарев (ред.). – СПб., 1997. С. 7–11.
204. *Соломина Р. В., Дуранте М. В.* Стратотипический разрез чернойгорского горизонта (верхняя пермь) Центрального Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991, № 3. С. 26–36.
205. *Соломина Р. В., Преображенская Э. Н.* К стратиграфической схеме перми Таймыра. «Стратиграфия. Геологическая корреляция», т. 1, № 2, 1993. С. 13–25.
206. *Степанов Г. И., Воробьев В. А.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. – М., 1971. 104 с.
207. Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. – Л.: Недра, 1991. 555 с.
208. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. – Л.: Недра, 1982, 610 с.
209. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Ред. Б. Н. Шурыгин. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 476 с.
210. Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений Тарейского опорного разреза (Таймыр) / Ред. С. В. Черкесова, В. Н. Каратаюте-Талимаа, Р. Г. Матухин. – СПб.: Недра, 1994. 245 с.
211. *Сурков В. С., Кузнецов В. Л., Старосельцев В. С., Сальников А. С.* Сейсмическая томография при изучении земной коры Сибири // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10. С. 117–124.
212. *Тальвицкий Д. Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976. 168 с.
213. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. 278 с.
214. *Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н., Бергер А. Я. и др.* Стратиграфия силура Горного Таймыра / Под ред. Н. С. Малича // Недра Таймыра. Вып. 1. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. С. 123–141.
215. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири // Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. – Л., 1957. 575 с.
216. *Туганова Е. В.* Формационные типы, закономерности размещения и генезис сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений (на примере Восточной Сибири и некоторых других провинций). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 102 с.
217. Угольная база России. Т. IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 493 с.
218. Угольная база России. Т. VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2004. 779 с.
219. *Успенская И. Б., Иванов А. П., Шануренко Н. К.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-XI, XII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1967.
220. *Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра // Тр. НИИГА. Т. 134, 1963. 236 с.
221. *Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Каменноугольные отложения полуострова Таймыр // Тр. НИИГА, 1963. Т. 134. С. 140.
222. *Устрицкий В. И., Черняк Г. В.* Пермские отложения полуострова Таймыр // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 220–223.
223. *Уфлянд А. К., Натанов Л. М., Лопатин В. М. и др.* О тектонической природе Таймыра // Геотектоника, 1991, № 6. С. 76–93.
224. *Хайн В. Е., Кравченко С. М.* Структуры мантийной конвекции как основа прогнозирования гигантских месторождений Томторского (REE-Nb-Pb) и Норильского (Cu-Ni-Pt) типов // Вести МГУ, 1999, № 6. С. 3–15.
225. *Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Якишин М. С. и др.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 141. – М.: Наука, 1972. 356 с.
226. *Хрущев К. Д.* Доклады Академии Наук, 1892, т. XXXV, № 3. – СПб. 427 с.

227. Черепанов В. А. О стратиграфии и возрасте пестроцветной толщи в верховьях р. Фадьюкуда на Центральном Таймыре // Инф. бюл. Ин-та геологии Арктики, вып. 5, 1957. С. 41–42.
228. Чирва С. А., Шульгина Н. И. О выделении балагачанской свиты в верхах морского неокома Северной Сибири // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 129–135.
229. Шануренко Н. К. Главнейшие структурно-вещественные комплексы Таймырской складчатой области // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. – Л., 1979. С. 3–15.
230. Шишлов С. Б. Перспективы угленосности Таймырского бассейна // Недра Таймыра, вып. 3. – Норильск, 1999. С. 180–195.
231. Шнейдер Г. В., Ефремова В. И., Седов В. Н. Стратиграфия и условия формирования мезозойских отложений северо-восточной оконечности Таймырского полуострова // Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности Таймырского полуострова. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1989. С. 22–34.
232. Шулятин О. Г., Захаров Ю. И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР. – Л.: Недра, 1971. С. 182–195.
233. Cocks L. R. M. and Modzalevskaya T. L. Ordovician brachiopods from Taimyr, Arctic Russia, and their paleogeographical significance // Journal of Palaeontology, 1997. V. 40. Pt. 4. P. 1061–1093.
234. Cooper and Sadler P. M. The Ordovician Period // a Geological Time Scale / Edited by F. Gradstein, J. Ogg and A. Smith. Cambridge University Press, 2004. P. 165–187.
235. McDonough W. F., Sun S.-S., 1995, The composition of the Earth, Chemical Geology, Vol. 120, P. 228.
236. Möller P., Bolshiyarov D. Yu., Bergsten H. Weichselian geology and paleoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // BOREAS, 1999, № 1. P. 92–114.
237. Sun S.-S., McDonough W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders, A. D., Norry M. J., eds. // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London. P. 313–345.

### Фондовая

238. Алексеева А. Б., Королев В. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Звериной. Отчет по материалам геологической съемки с поисково-разведочными работами в масштабе 1 : 50 000 за 1951 г. НИИГА, ТГФ Красноярскгеология, 1952.
239. Архипова А. И., Наторхин И. Н., Нагайцева Н. Н. и др. Оценка перспектив никеленосности Центрального Таймыра (Тарейская, Фадьюкудинская, Боотанкагская площади) на основе анализа особенностей пермско-триасового магматизма с составлением прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000. Л., 1986.
240. Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., 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.). Л., ВСЕГЕИ, 1979.
241. Беззубцев В. В., Кривошеев О. П., Курбатов И. И. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и геологическом доизучении в западной части Горного Таймыра, в бассейнах рек Ленивая и Тарая за 1980–1985 гг. Красноярск, «Красноярскгеология», 1985.
242. Большиаров Д. Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб., ААНИИ, 2006.
243. Бондарев В. Н., Жижина М. С., Черкесова С. В. и др. Стратиграфия ордовикских, силурийских и девонских отложений Центрального Таймыра. Отчет по теме 221, раздел II. Л., НИИГА, 1961.

244. *Васильев Б. С., Гулев Е. И., Проскурнин В. Ф., Шилов В. В.* Карта золотоносности севера Центрального Таймыра, масштаб 1 : 200 000. Ломоносов, АКГГЭ, 1985.
245. *Васильев Б. С., Гулев Е. Н., Фокин В. И., Явшиц Г. П.* Результаты прогнозно-оценочных работ на эндогенное золото в Мамонтовско-Чукчинской зоне на Северном Таймыре в 1981–1984 гг., 1984.
246. *Васильев Б. С., Кумпан В. В., Гулин С. А. и др.* Поисковые работы на золото в обрамлении Шренковской депрессии Северного Таймыра. Ломоносов, АКГГЭ, 1986.
247. *Васильев Б. С., Фокин В. И.* Изучить минерально-вещественный состав золоторудных и золотосодержащих проявлений Таймыро-Североземельской провинции с целью обоснования их формационной принадлежности и прогнозной оценки. ВНИИОкеангеология, 1991.
248. *Величко Е. А., Степаненко А. Ф., Беляков А. В. и др.* Отчет о поисково-съёмочных работах, проведенных Озерной экспедицией за 1952–1953 гг. в районе Таймырского озера. ТГФ Красноярскгеология, 1954.
249. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Верхней Таймыры-Тареи. ВНИИОкеангеология, 1963.
250. *Грамберг И. С., Преображенская Э. Н. и др.* Верхнепалеозойские и триасовые отложения Енисейско-Хатангского прогиба. Отчет по теме Б.1.4./101 (13) 34/442, Фонды НИИГА, 1971.
251. *Грачев А. Ф.* Новейшая тектоника Северной Евразии // Объяснительная записка к карте. М., «Геос», 1998.
252. *Грикуров Г. Э.* Полевой отчет партии № 1 Таймырской экспедиции. Фонды НИИГА, 1959.
253. *Гуревич А. Б. (отв. исп.).* Обобщить и систематизировать материалы по угленосности территории Таймырского АО с подсчетом прогнозных ресурсов по состоянию на 1.01.2003. СПб., 2002.
254. *Злобин М. Н.* Геологическое строение центральной части Восточного Таймыра (района верховьев рек Ленинградской и Нюнькараку-Тари). (Отчет о геологических работах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 партии № 3 экспедиции 49 в 1951 г.). Л., НИИГА, 1952.
255. *Злобин М. Н.* Отчет о геологических исследованиях 1950 г. в бассейнах рек Жданова и Траутфеттер (Восточный Таймыр). Л., НИИГА, 1951.
256. *Каждан А. Б.* Очерк геологического строения района междуречья Тареи и В. Таймыры в юго-западной части Таймырского п-ова. (Отчет по работам партии № 3 Ломоносовской экспедиции за 1951 г.). Л., НИИГА, 1952.
257. *Казаис В. И., Кушинир Д. Г.* Геолого-геофизические работы МОГТ-2Д с целью подготовки новых зон нефтегазоаккумуляции в восточной части Енисей-Хатангского прогиба и в Хатангской седловине. Информационный отчет о результатах незавершенных работ. Дудинка, ОАО «Таймыргеофизика», 2008.
258. *Киреев С. Б., Кабаньков В. Я., Проскурнин В. Ф. и др.* Отчет по теме «Разработка схемы стратиграфии докембрийских отложений Таймыра и Северной Земли с целью повышения качества геологосъемочных и поисковых работ в регионе». Норильск, ЦАГРЭ, 1994.
259. *Кокорин Н. И. (отв. исп.).* Анализ, переинтерпретация, систематизация и обобщение геолого-геофизических материалов по территории ТАО и прилегающих районов с целью выделения поисковых площадей, перспективных на богатые медно-никелевые руды. Норильск, 2009.
260. *Кокорин Н. И. (отв. исп.).* Информационный отчет. Структурно-поисковое бурение по южному обрамлению Таймырской складчатой области за 1996–1998 гг. Талнах, 2002.
261. *Кокорин Н. И. (отв. исп.).* Отчет о результатах поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды на Дябакатаринском и Тальниковском перспективных участках Центрального Таймыра за 1990–1997 гг. Талнах, 1998.
262. *Крутойарский М. А., Баженова Т. Я., Стахевич Я. Л.* Основные черты металлогении и россыпеобразования Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба, 1972.

263. Кузнецов Л. Л. Научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациального и нефтегазогеологического районирования перспективных земель территории Таймырского АО. Красноярск, КНИИГиМС, 2001.
264. Кузнецов Л. Л. и др. Научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациального и нефтегазогеологического районирования перспективных земель территории Таймырского АО. Красноярск, КНИИГиМС, 2001.
265. Кукушкин Д. А. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов S-44, S-45B; S-46-B,Г; S-48; S-49; R-44-B; R-45-A,Б; R-46-A, R-47-A,Б; R-48-A. Красноярск, КГУ, 1980.
266. Ларичев А. И., Чеканов В. И. Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений ГРП на нефть и газ. СПб., ФГУП ВСЕГЕИ. 2007.
267. Ларичев А. И., Чеканов В. И. Разработка современной модели геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений Анабаро-Хатангской седловины и прилегающих территорий. СПб., ФГУП ВСЕГЕИ, 2011.
268. Легенда Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Норильск, ТТГФ (Таймырские территориальные геологические фонды), 1997.
269. Легенда Таймырско-Североземельской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин СПб., ВСЕГЕИ, 2008.
270. Ленькин Е. Н., Нагайцева Н. Н., Ермолаев И. К. и др. Отчет о ревизионно-оценочных работах на медно-никелевые руды в центральной части Таймырской складчатой области (1979–1981 гг.). Л., ВНИИОкеангеология, 1982.
271. Леньчук Д. В., Додин Д. А., Нагайцева Н. Н. и др. Отчет по объекту 8-8/87. Изучение ореолов и потоков рассеяния рудопроявлений Таймырского типа с целью разработки и внедрения в ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология» комплекса геохимических критериев оценки никеленосности для выявления локальных площадей перспективных на богатые руды, меди и никеля, ВНИИОкеангеология, 1989.
272. Логачев С. А. Строение района юго-западной оконечности хр. Бырранга и бассейна р. Пясины в нижнем ее течении (отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 за 1950). Красноярск, КГУ, 1951.
273. Макаров С. В., Лезгин Г. И., Лухманов В. Л. Отчет о поисках сульфидных медно-никелевых руд в пределах Тулай-Кирыяского массива на Восточном Таймыре. АО Норильский ГМК, Талнах, ТФГИ ТАО, 1995.
274. Макаров С. В. и др. Отчет о поисках сульфидных медно-никелевых руд в пределах Боотанкагского массива на Центральном Таймыре. Норильск, НКГРЭ, 1991.
275. Макарьев А. А., Шнейдер Г. В., Падерин П. Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности Таймырского полуострова (отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 за 1980–1985 гг.). Норильск, ЦАГРЭ, 1986.
276. Малич Н. С., Миронюк Е. П., Туганова Е. В. и др. Металлогеническая карта горного Таймыра масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 1999.
277. Марковский В. А. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Таймырская серия. Листы T-47-XXVIII–XXX; N-48-XIX–XXI; XXII–XXIV; XXV–XXVII; XXVIII–XXX. Объяснительная записка. Норильск, ЦАГРЭ, 1994.
278. Межевильк А. А. Космофотографическая карта разломов Таймырского региона и прилегающего шельфа масштаба 1 : 1 000 000, Фонды НИИГА, 1984.
279. Межубовский В. В., Онищенко А. Н., Макаров С. В. Отчет о производстве групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на Шренковской площади Горного Таймыра в пределах листов S-47-VII–XII, и S-47-XV, XVI. Отчет ПО «Норильскгеология», 2001.
280. Нагайцева Н. Н., Ленькин Е. Н. и др. Отчет о проведении общих и детальных поисков на медно-никелевые руды в южной части Таймырской складчатой области в 1982–1985 гг. Арктическая комплексная геолого-геофизическая экспедиция. Ломоносов, 1985.

281. Орлов В. П., Соболевская Р. Ф. Геологическое строение бассейна среднего течения рек Ленинградской и Траутфеттер. Л., НИИГА, 1959.
282. Ояберг В. К. (отв. исп.). Поиски россыпного золота на Челюскинской площади Северного Таймыра. Отчет Таймырской партии за 1985–1988 гг. Хатанга, 1988.
283. Ояберг В. К., Середенко А. А. Отчет по поискам россыпного золота в бассейне р. Ленинградской на Северном Таймыре за 1985–1988 гг. с. Хатанга, Таймыркомприродресурсы, 1988.
284. Падерин П. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, лист S-47-XIX,XX. Объяснительная записка. СПб., ЦАГРЭ, 1997.
285. Пантелеева Л. А. Обобщение геолого-геофизических материалов с целью уточнения перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского регионально-го прогиба и Анабаро-Хатангской седловины. Отчет ООО «НПК «ГеоСервис» за 2000–2002 гг. Листы S-47, 48, 49. Красноярск, 2002.
286. Погребницкий Ю. Е., Шануренко Н. К. и др. Петрогенезис и рудоносность карбонатитовых образований Таймыра, НИИГА, 1965.
287. Проскурнин В. Ф. (отв. исп.). Окончательный геологический отчет о результатах работ по объекту «Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области», СПб., ВСЕГЕИ, 2008.
288. Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна. Отчет по Госконтракту. Мурманск, Фонды ОАО «Севморнефтегеофизика», 2011.
289. Рослов Ю. В. Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических исследований на опорном профиле 4-AP с целью изучения глубинного строения и уточнения перспектив нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты и зон ее сочленения с сопредельными тектоническими структурами. Отчет по Госконтракту. СПб., Фонды ФГУНПП «Севморгео», 2007.
290. 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 1978–1980 гг. Л., 1981.
291. Салманов А. П. Геологическое строение и полезные ископаемые Центрального Таймыра. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на Центрально-Таймырской площади в 1987–1991 гг. Норильск, 1992.
292. Салтыкова Т. Е. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту: «Изотопно-геохимическое и геохронологическое обеспечение Государственного геологического картирования масштаба 1 : 1 000 000», СПб., ВСЕГЕИ, 2008.
293. Сальников В. А., Чецуин 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. – Таймыркомприродресурсы, 1986.
294. Седов В. Н., Гаврилов А. Н., Проскурнин В. Ф. Изучение закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей в золото-редкометалльной Североземельской зоне с целью повышения эффективности поисковых работ и совершенствования их методики. Норильск, ЦАГРЭ, 1989.
295. Сердюк С. С. Каталог месторождений и проявлений полезных ископаемых Таймыра (по состоянию на 1.07.1992). Отчет КНИИГГиМС. Красноярск, 1992. 290 с.
296. Сердюк С. С. Прогнозная оценка россыпной и коренной золотоносности Северного Таймыра. СНИИГГиМС, Красноярск, 1991.
297. Сердюк С. С. Кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа к отчету по НИР № 053 «Определить перспективы направления минерально-сырьевой базы ТАО на основе минерагенического и геолого-экономического районирования, Красноярск, 1999.
298. Соболев Н. Н., Ковалев А. Н. и др. Стратиграфия ордовикских–каменноугольных отложений Центрального Таймыра. – СПб., Фонды ВНИИОкеангеология, 1992.

299. *Степанов Г. И., Воробьев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Верхней Таймыры–Тарей. Фонды НИИГА, 1963.
300. *Суганов Б. И. (отв. исп.)* Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР по состоянию на 1.01.1983 г. Красноярск, ПО «Красноярскгеология», 1983.
301. *Сундуков В. М., Сычев В. О.* Палеонтологическое обоснование расчленения отложений кембрия, ордовика и силура бассейна реки Н. Таймыра для целей геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Отчет по договору СНИИГГиМС. Новосибирск, 1997.
302. *Уфлянд А. К., Бузов А. П. и др.* Космофотогеологическая карта Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000. Отчет по результатам космофотогеологического картирования в 1985–1990 гг. Т. 1 и 2. ТГФ «Красноярскгеология», 1990.
303. *Фишер Э. А. (отв. исп.)*. Отчет по производству аэрофотогеологического картирования и поискам месторождений полезных ископаемых (Енисейско-Хатангский прогиб). ПГО «Аэрогеология», Фонды ВСЕГЕИ, 1978.
304. *Хатилин А. Ф. и др.* Отчет о результатах региональных геолого-геофизических работ в юго-восточной части Карского моря в 1986–1989 гг. Норильск, ЦАГРЭ, 1989.
305. *Хатилин А. Ф., Рогозов Ю. Г., Верецагин М. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра (отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 за 1981–1985 гг.). Л., ВНИИОкеангеология, 1986.
306. *Чайка Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые северного побережья Таймырского озера (к востоку от озера Сурового). ТГФ Красноярскгеология, 1952.
307. *Шануренко Н. К. и др.* Минералогия Североземельско-Таймырского региона (отчет по теме «Прогнозно-металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области»). Л., ПГО «Севморгеология» и ВНИИОкеангеология, 1984.
308. *Шануренко Н. К. (отв. исп.)*. Металлогения Таймырской складчатой области в связи с прогнозом рудных полезных ископаемых, НИИГА, 1981.
309. *Шануренко Н. К. и др.* Минералогия Североземельско-Таймырского региона (отчет по теме «Прогнозно-металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области»). Л., ПГО «Севморгеология» и ВНИИОкеангеология, 1984.
310. *Шануренко Н. К., Явшиц Г. П.* Серебро и редкие металлы в полиметаллических рудах месторождений Оранжевое и Партизан, НИИГА, 1960.
311. *Шведов Н. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Центрального Таймыра. Фонды «ВНИИОкеангеология», 1992.
312. *Шведов Н. А., Устрицкий В. И. и др.* Новая стратиграфическая схема верхнепалеозойских отложений Таймыра, НИИГА, 1961.
313. *Шишлов С. Б.* Обоснование расчленения верхнепалеозойской терригенной толщи и разработка легенды листа S-47-XV, XVI Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000. Отчет по работам 1991–1994 гг. СПб., 1996.

**Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов и потоков, гидрохимических аномалий и потоков, магнитных и гравитационных аномалий, показанных на листе S-47  
Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
Газ, газоконденсат			
VI-2-1	ММ	Балахнинское, р. Новая, у устья р. Рассоха-Кая	[8]
Нефть и газ			
V-2-1	П	Кубалахское	[8]
Нафтеновые кислоты			
VI-3-6	ОГ	Река Олонгдо	[45]
VI-3-7	ОГ	Междуречье Селебир–Россолан	[45]
<b>ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
Уголь каменный			
П-3-20	МС	Южное Черноярское	[57, 219, 279]
П-3-22	МС	Западное Энгельгардское	[57, 219, 279]
П-3-23	МС	Восточное Энгельгардское	[57, 219, 279]
П-3-53	МС	Верхнее Заячье	[57, 219, 279]
П-3-57	МС	Среднее Заячье	[57, 219, 279]
Ш-3-2	МС	Река Угольная	[45]
П-3-17	ММ	Северное Черноярское	[57, 219, 279]
П-3-29	ММ	Гельмерсенское	[57, 219, 279]
П-2-20	П	Река Угольная, 6 км выше устья р. Галечная	[56, 279]
П-2-21	П	Река Чистая, приток р. Угольная	[56, 279]
П-2-22	П	Река Чистая, приток р. Угольная	[56, 279]
П-2-30	П	Устье руч. Скалистый, приток р. Звериная	[56, 279]
П-2-31	П	Река Угольная	[56, 279]
П-2-32	П	Река Угольная, устье руч. Каменистый	[56, 279]
П-3-13	П	Правый приток р. Чёрные Яры	[57, 219, 279]
П-3-14	П	Река Чёрные Яры	[57, 219, 279]
П-3-15	П	Правый приток р. Чёрные Яры	[57, 219, 279]
П-3-16	П	Река Чёрные Яры	[57, 219, 279]
П-3-18	П	Река Чёрные Яры	[57, 219, 279]
П-3-21	П	Правый приток р. Чёрные Яры	[57, 219, 279]
П-3-65	П	Руч., впадающий в залив Нестора Кулика	[57, 219, 279]
П-3-66	П	Руч. Озорной, приток р. Озёрная	[57, 219, 279]
Ш-1-2	П	Река Янтарная	[58, 60]
Ш-1-7	П	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]
Ш-1-9	П	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-16	П	Руч. Обрывистый	[58, 60]
III-1-25	П	Истоки р. Дябакатари	[58, 60]
III-1-43	П	Руч. Мрачный	[58, 60]
III-2-11	П	Руч. Живой	[53, 279]
III-2-13	П	Левобережье р. Красная	[53, 279]
III-2-14	П	Левобережье р. Красная	[53, 279]
III-2-22	П	Среднее течение руч. Ступенчатый	[53, 279]
III-3-5	П	Юго-западное побережье залива Нестора Кулика	[45]
III-3-6	П	Нижнее течение р. Нганасанская	[45]
III-3-7	П	Нижнее течение р. Нганасанская	[45]
IV-1-1	П	Правый приток р. Бафи	[58]
IV-1-2	П	Река Бафи	[58]
Уголь бурый			
I-3-1	МС	Район оз. Белое	[62]
I-1-44	П	Нижнее течение р. Встречи	[305]
I-2-33	П	Правый приток р. Шренк, руч. Пустой	[305]
I-3-7	П	Верховье руч. Ветвистый, правого притока р. Чекина	[62]
I-3-9	П	Истоки р. Чекина	[62]
I-3-17	П	Среднее течение р. Траутфеттер	[62]
I-3-18	П	Река Траутфеттер в районе устья р. Скальная	[62]
I-3-19	П	Река Траутфеттер в районе устья р. Скальная	[62]
I-3-25	П	Среднее течение р. Останцовая	[62]
II-1-4	П	Левый борт р. Шренк	[55, 279]
II-1-6	П	Правый борт р. Шренк между рекам Узкая и Холодная	[55, 279]
II-1-7	П	Правый борт р. Узкая	[55, 279]
II-1-13	П	Левый борт р. Холодная	[55, 279]
II-1-16	П	Правый борт р. Гравийная	[55, 279]
II-1-20	П	Левый борт р. Шренк	[55, 279]
II-1-21	П	Излучина р. Шренк	[55, 279]
II-2-1	П	Река Холодная	[55, 279]
II-2-2	П	Устье р. Привальная	[55, 279]
II-2-5	П	Река Холодная	[56, 279]
III-1-4	П	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]
III-1-6	П	Руч. Пологий	[58, 60]
III-2-42	П	Юго-западный берег оз. Байкуратурку	[45]
III-3-12	П	Северо-восточный берег залива Байкуранеру	[45]
III-3-13	П	Юго-западный берег залива Байкуранеру	[45]
III-3-14	П	Устье реки Койкуптаматари	[45]
IV-3-2	П	Северо-западное окончание залива Байкуранеру к северу от устья руч. Травяной	[45]
IV-3-3	П	Южное побережье залива Байкуранеру у руч. Находка	[45]
VI-3-3	П	Река Летгах-Юрях	[45]
VI-3-4	П	Река Бол. Лесная Рассоха у устья р. Рассошки	[45]
VI-3-5	П	Река Бол. Лесная Рассоха ниже устья р. Ветвистая	[45]
VI-3-8	П	Руч. Дровяной, приток р. Нижний Угалах	[45]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
<b>Ж е л е з о</b>			
П-1-8	ПМ	Руч. Жёлтый	[55, 279]
П-3-56	ПМ	Руч. Короткий, правый приток р. Заячья	[57, 219, 279]
Ш-1-35	ПМ	Устье р. Останцовая	[58, 60]
Ш-1-36	ПМ	Руч. Пологий	[58, 60]
П-1-29	ШП	Руч. Удобный	[55, 279]
П-1-34	ШО	Река Попутная	[55, 279]
П-2-14	ШО	Верховье р. Галечная, притока р. Угольная	[56, 279]
<b>М а р г а н е ц</b>			
I-2-20	ВГХО	Правобережье нижнего течения р. Ниж. Таймыра, бассейн рек Колосова–Чекина–Скальная	[305]
П-1-31	ВГХО	Верховье р. Попутная	[55, 279]
<b>Х р о м</b>			
I-1-9	ПМ	Низовье р. Оленья	[305]
I-3-12	ПМ	Река Заозёрная	[62]
I-3-2	ВГХО	Озеро Лопастное	[62]
I-3-21	ВГХО	Бассейн руч. Большой – правого притока р. Траутфеттер	[62]
<b>Т и т а н</b>			
I-2-12	ПМ	Верховье р. Малиновского	[305]
I-3-4	ПМ	Река Буйная	[62]
I-3-5	ПМ	Река Буйная	[62]
<b>В а н а д и й</b>			
П-1-10	ВГХО	Верховье р. Поворотная	[55, 279]
<b>Цветные металлы</b>			
<b>М е д ь</b>			
I-1-28	П	Левобережье р. Чукчи у впадения руч. Светлый	[305]
I-2-24	П	Левобережье р. Чукча	[305]
П-2-19	П	Ручей Травяной, приток руч. Галечный	[280]
Ш-1-13	П	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]
Ш-1-15	П	Истоки левого притока р. Левли	[58, 60]
Ш-1-18	П	Горноозерское	[58, 60]
Ш-1-23	П	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]
Ш-1-26	П	Боотанкагское	[58, 60]
Ш-1-27	П	Истоки руч. Каменистый	[58, 60]
Ш-1-31	П	Руч. Разломный	[58, 60]
Ш-1-37	П	Габбровое	[58, 60]
Ш-1-42	П	Дябакатаринское	[58, 60]
Ш-2-17	П	Река Неправильная	[280]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-34	П	Руч. Рудный	[53, 279]
III-2-36	П	Боотанкагская интрузия	[53, 279]
IV-1-3	П	Река Боотанкага	[60]
I-1-12	ПМ	Гора Зееберга, ЮЗ склон	[305]
I-1-24	ПМ	Левый приток р. Чукча	[305]
I-1-27	ПМ	Верховье р. Мутная	[305]
I-1-37	ПМ	Верховье р. Ломаная	[305]
I-1-42	ПМ	Правый приток р. Длинная	[245]
I-2-4	ПМ	Левый приток р. Гагара в верхнем течении	[245]
I-2-7	ПМ	Река Малиновского	[305]
I-2-10	ПМ	Водораздел рек Чукча–Малиновского	[305]
I-2-13	ПМ	Водораздел рек Чукча–Малиновского	[305]
I-2-14	ПМ	Река Гагара, нижнее течение	[290]
I-2-15	ПМ	Правый приток р. Малиновского в верхнем течении	[293]
I-2-16	ПМ	Водораздел рек Чукча–Малиновского	[305]
I-2-26	ПМ	Левый приток р. Чукча	[293]
I-2-27	ПМ	Верховье р. Колосова	[305]
I-2-30	ПМ	Верхний левый приток р. Колосова	[305]
I-3-3	ПМ	Нижнее течение р. Чекина	[62]
I-3-13	ПМ	Правый приток р. Коралловая в ее среднем течении	[62]
I-3-14	ПМ	Правый приток р. Траутфеттер	[62]
I-3-15	ПМ	Правый приток р. Траутфеттер в ее среднем течении	[62]
II-3-45	ПМ	Озеро Неприветливое	[57, 219, 279]
III-1-17	ПМ	Река Фадьюкуда	[58, 60]
III-1-20	ПМ	Река Левли	[58, 60]
III-1-28	ПМ	Левый приток р. Тарисейми-Тари	[58, 60]
III-1-29	ПМ	Река Останцовая	[58, 60, 239]
III-1-30	ПМ	Пологое	[58, 60]
III-1-32	ПМ	Руч. Врезанный	[58, 60]
III-1-33	ПМ	Руч. Бурный	[58, 60]
III-1-34	ПМ	Река Пограничная	[58, 60]
III-1-41	ПМ	Руч. Каменистый	[58, 60]
III-1-44	ПМ	Руч. Моховой	[58, 60]
III-2-2	ПМ	Правый приток р. Угленосная	[53, 279]
III-2-12	ПМ	Верховье р. Красная	[53, 279]
III-2-16	ПМ	Верховье руч. Угрюмый	[53, 279]
III-2-35	ПМ	Правый приток р. Халибала-Тари	[53, 279]
III-3-3	ПМ	Нижнее течение р. Постоянная	[45]
III-3-9	ПМ	Среднее течение р. Нганасанская	[45]
III-3-11	ПМ	Левобережье нижнего течения р. Неправильная	[45]
I-2-29	ШО	Правобережье руч. Травяной, левый приток р. Ниж. Таймыра	[305]
II-1-17	ШО	Река Начальная	[55, 279]
II-1-26	ШО	Верховье р. Угольная	[55, 279]
II-1-35	ШП	Руч. Узкий	[55, 279]
II-1-15	ВГХО	Река Шренк, устье р. Равнинная	[55, 279]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-2-16	ГДХА	Нижнее течение р. Угольная	[56, 279]
П-2-25	ВГХО	Верховье р. Галечная, притока р. Звериная	[56, 279]
П-2-27	ВГХО	Верховье руч. Спокойный, притока р. Угольная	[56, 279]
П-3-28	ВГХП	Река Северная	[57, 219, 279]
Ш-1-46	ГДХА	Озера Моренные	[58, 60]
<b>Н и к е л ь</b>			
I-1-11	ВГХО	П-ов Гнейсо-Гранитный	[305]
I-2-3	ВГХО	Руч. Закрытый, правый приток р. Малиновского	[305]
П-1-9	ВГХО	Верховье руч. Жёлтый	[55, 279]
П-3-8	ГДХА	Река Толмачёва	[57, 219, 279]
П-3-10	ВГХО	Верховье р. Лепехина	[57, 219, 279]
Ш-2-31	ВГХО	Истоки рек Перевальная и Сквозная	[53, 279]
Ш-2-40	ГДХА	Истоки р. Сетабелитари	[53, 279]
Ш-2-41	ГДХП	Истоки р. Няраматари	[53, 279]
<b>К о б а л ь т</b>			
П-2-8	ГДХА	Верховье р. Косая	[56, 279]
П-3-27	ВГХП	Река Северная	[57, 219, 279]
П-3-30	ВГХО	4–5 км юго-восточнее п-ова Гофмана	[57, 219, 279]
<b>С в и н е ц , ц и н к , с е р е б р о</b>			
П-3-38	ММ	Руч. Крутой	[57, 219, 279]
П-3-43	ММ	Гора Геологов	[57, 219, 279]
П-3-50	ММ	Партизанское	[57, 219, 279]
I-1-20	П	Река Оленья	[305]
П-2-29	П	Устье руч. Скалистый, притока р. Звериная	[56, 279]
П-3-31	П	Верховье р. Наша	[57, 219, 279]
П-3-33	П	Северный край оз. Суровое	[57, 219, 279]
I-1-8	ПМ	П-ов Летчиков	[273]
I-1-32	ПМ	Верховье р. Мутная	[305]
I-1-40	ПМ	Верховье руч. Длинный	[305]
П-2-34	ПМ	Верховье руч. Скалистый, притока р. Угольная	[56, 279]
П-2-35	ПМ	Верховье руч. севернее оз. Энтузиастов	[56, 279]
П-2-36	ПМ	Верховье р. Звериная	[56, 279]
П-2-37	ПМ	Озеро Энтузиастов	[56, 279]
П-2-38	ПМ	Руч. Трудный, приток р. Угольная	[56, 279]
П-3-32	ПМ	Верховье р. Северная	[57, 219, 279]
П-3-34	ПМ	Верховье р. Постоянная	[57, 219, 279]
П-3-36	ПМ	Верховье р. Северная	[57, 219, 279]
П-3-37	ПМ	Руч. Галечниковый, приток р. Наша	[57, 219, 279]
П-3-39	ПМ	Верховье р. Постоянная	[57, 219, 279]
П-3-41	ПМ	Озеро Неприветливое	[57, 219, 279]
П-3-42	ПМ	Верховье руч. Галечниковый, притока р. Наша	[57, 219, 279]
П-3-44	ПМ	Мыс Вольный	[57, 219, 279]
П-3-46	ПМ	Руч. Горный	[57, 219, 279]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-3-47	ПМ	Озеро Неприветливое	[57, 219, 279]
II-3-48	ПМ	Водораздел между заливом Нестора Кулика и оз. Ледеяное	[57, 219, 279]
II-3-49	ПМ	Западный берег залива Нестора Кулика	[57, 219, 279]
II-3-51	ПМ	Устье руч. Неприветливый	[57, 219, 279]
II-3-52	ПМ	Среднее течение р. Заячья	[57, 219, 279]
II-3-54	ПМ	Руч. Неприветливый	[57, 219, 279]
II-3-59	ПМ	Низовье руч. Озорной, притока р. Озёрная	[57, 219, 279]
II-3-60	ПМ	Водораздел в 4 км южнее озер Каровые	[57, 219, 279]
II-3-61	ПМ	Мыс Фарватерный	[57, 219, 279]
II-3-64	ПМ	4 км западнее мыса Фарватерный	[57, 219, 279]
III-1-8	ПМ	Река Красная	[58, 60]
III-1-10	ПМ	Озеро Красное	[58, 60]
III-1-12	ПМ	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]
III-1-38	ПМ	Оленинское	[58]
III-2-1	ПМ	Левый приток р. Нганасанская	[53, 279]
III-2-3	ПМ	Верхнее течение руч. Топографический	[53, 279]
III-2-4	ПМ	Озеро Холодное	[53, 279]
III-2-5	ПМ	Правый приток р. Угленосная	[53, 279]
III-2-7	ПМ	Левый приток р. Красная	[53, 279]
III-2-9	ПМ	Правый приток р. Красная	[53, 279]
III-2-18	ПМ	Правый приток р. Холодная	[53, 279]
III-2-19	ПМ	Среднее течение р. Угленосная	[53, 279]
III-2-20	ПМ	Верховье руч. Приметный	[53, 279]
III-2-21	ПМ	Среднее течение р. Неправильная	[53, 279]
III-2-29	ПМ	Правый приток р. Ледяная	[53, 279]
III-2-30	ПМ	Левый приток р. Ледяная	[53, 279]
III-3-1	ПМ	Юго-западное побережье залива Нестора Кулика	[45]
III-3-4	ПМ	Северное побережье залива Нестора Кулика к западу от р. Заячья	[45]
III-3-8	ПМ	Безымянный ручей к югу от нижнего течения р. Нганасанская	[45]
III-3-10	ПМ	Западное побережье залива Нестора Кулика между мысами Плоский и Фуса	[45]
I-2-2	ШО	Среднее течение р. Малиновского	[305]
II-2-18	ШО	Среднее течение р. Угольная	[56, 279]
II-2-24	ШО	Верховье р. Галечная, притока р. Звериная	[56, 279]
II-2-26	ШП	Река Звериная	[56, 279]
II-3-19	ШП	Руч. Поляна, приток р. Чёрные Яры	[57, 219, 279]
III-1-5	ШО	Река Бол. Боотанкага	[58, 60]
III-1-14	ШО	Река Левли	[58, 60]
III-1-21	ШО	Река Тарисеймитари	[58, 60]
III-1-22	ШО	Река Останцовая	[58, 60]
IV-1-4	ШП	Река Боотанкага	[60]
IV-1-5	ШО	Озеро Коу	[60]
I-1-13	ВГХО	Нижнее течение рек Летчиков–Мутная	[305]
I-2-31	ВГХО	Междуречье Совиная–Красивая	[305]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-11	ВГХО	Водораздел рек Заозёрная, Врезанная, Буйная	[62]
I-3-24	ГДХА	Бассейн верхнего течения р. Останцовая	[62]
II-1-11	ВГХП	Верховье р. Низменная	[55, 279]
II-1-22	ГДХА	Верхнее течение р. Шренк	[55, 279]
II-2-3	ГДХА	Река Снежная, приток р. Шренк	[56, 279]
II-2-4	ВГХО	Верховье р. Снежная, притока р. Шренк	[56, 279]
II-2-12	ГДХА	Верховье р. Короткая	[56, 279]
II-2-23	ПГХО	Река Гористая, приток р. Угольная	[56, 279]
II-2-28	ВГХП	Верхнее течение р. Звериная	[56, 279]
II-3-2	ГДХА	Верхнее течение р. Бунге	[57, 219, 279]
II-3-3	ГДХА	Верхнее течение р. Бунге	[57, 219, 279]
II-3-12	ВГХО	Руч. Высокий, приток р. Чёрные Яры	[57, 219, 279]
II-3-24	ВГХП	Приток р. Высокая	[57, 219, 279]
II-3-26	ВГХО	Ручей Линьки, приток р. Ниж. Таймыра	[57, 219, 279]
II-3-35	ВГХП	Устье р. Звериная	[57, 219, 279]
II-3-58	ВГХО	Низовье р. Озёрная	[57, 219, 279]
III-1-3	ГДХА	Река Боотанкага	[58, 60]
III-2-6	ВГХО	Река Мраморная	[53, 279]
III-2-15	ПГХО	Водораздел рек Каровая и Широкая	[53, 279]
III-2-26	ПГХО	Правобережье р. Ледяная	[53, 279]
<b>М о л и б д е н</b>			
I-1-6	П	Олень	[305]
I-1-38	П	Правобережье р. Подбазная в верхнем течении	[305]
I-1-3	ПМ	П-ов Штурманов, западный берег мыса Кривой	[305]
I-1-10	ПМ	Река Страшная	[305]
I-1-18	ПМ	Верховье р. Страшная	[305]
I-1-21	ПМ	Верховье р. Быстрая	[305]
I-1-35	ПМ	Верховье левого притока р. Зееберга	[305]
I-1-36	ПМ	Верховье р. Поздняя	[305]
I-2-22	ПМ	Берег оз. Глубокое	[305]
I-1-1	ВГХО	П-ов Штурманов–бассейн р. Зееберга	[305]
I-1-19	ВГХО	Среднее течение р. Мутная	[305]
II-1-24	ВГХО	Река Грядовая	[55, 279]
II-1-25	ВГХП	Верховье р. Известковая	[55, 279]
II-1-28	ВГХП	Верховье р. Долинная	[55, 279]
II-1-30	ВГХО	Левый борт р. Угольная	[55, 279]
II-1-32	ВГХП	Руч. Горный	[55, 279]
II-1-33	ВГХО	Руч. Куликовский	[55, 279]
II-2-33	ВГХП	Руч. Предгорный, приток р. Янтарная	[56, 279]
<b>В о л ь ф р а м</b>			
I-2-28	ШО	Руч. Запутанный, правый приток р. Чукча	[305]
<b>О л о в о</b>			
I-2-1	ПМ	Верхнее течение р. Беспамятная	[305]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-23	ПМ	Левый приток р. Чукча	[305]
I-2-25	ПМ	Левый приток р. Чукча	[305]
I-2-6	ВГХО	Руч. Северный, левый приток р. Ниж. Таймыра	[305]
II-3-9	ВГХО	Междуречье р. Чёрные Яры и р. Толмачёва	[57, 55, 219, 279]
<b>Р т у т ь</b>			
II-3-11	ШО	Руч. Высокий приток р. Чёрные Яры	[57, 219, 279]
II-3-25	ШО	Среднее течение р. Высокая	[57, 219, 279]
III-1-11	ШО	Река Продольная	[58, 60]
<b>М ы ш ь я к</b>			
I-1-39	ПМ	Верховье руч. Длинный	[305]
<b>Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы</b>			
<b>Л и т и й</b>			
II-2-10	ВГХО	Река Короткая, приток р. Ниж. Таймыра	[56, 279]
II-2-13	ВГХО	Верховье р. Холодная	[56, 279]
<b>С к а н д и й</b>			
II-3-40	ВГХП	Устье р. Эверсмана	[57, 219, 279]
<b>Благородные металлы</b>			
<b>З о л о т о</b>			
I-1-2	П	П-ов Штурманов, бух. Двурогая	[290]
I-1-22	П	Руч. Быстрый	[245]
I-1-23	П	Руч. Быстрый	[290, 293]
I-1-26	П	Руч. Кривой	[293]
II-1-5	П	Каньон р. Мамонта	[55, 279]
III-1-39	П	Верховье руч. Олений, левого притока р. Фадьюкуда, скв. ТП-18,19	[261]
I-1-47	РП	Нижнее течение р. Мамонта	[293, 245]
I-2-34	РП	Нижнее течение р. Шренк	[293, 245]
I-1-4	ПМ	П-ов Штурманов, бух. Двурогая, мыс Лишний	[305, 245]
I-1-5	ПМ	П-ов Штурманов, бух. Двурогая	[245]
I-1-14	ПМ	Верховье р. Страшная	[293]
I-1-15	ПМ	Верховье р. Оленья	[290]
I-1-16	ПМ	Верховье р. Оленья	[245]
I-1-17	ПМ	Верховье р. Оленья	[293]
I-1-25	ПМ	Руч. Быстрый	[290, 293]
I-1-29	ПМ	Левый приток р. Зееберга	[245]
I-1-30	ПМ	Верховье р. Зееберга	[245]
I-1-31	ПМ	Верховье р. Мутная	[245]
I-1-33	ПМ	Верховье левого притока р. Зееберга	[245]
I-2-5	ПМ	Водораздел рек Ниж. Таймыра–Малиновского	[305]
I-2-8	ПМ	Река Малиновского, верхнее течение	[305]
I-2-9	ПМ	Верховье р. Гагара	[305]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-11	ПМ	Верховье р. Гагара	[305]
I-2-17	ПМ	Озеро Светлое	[305]
I-2-18	ПМ	Левый приток р. Чукча	[305]
I-2-19	ПМ	Левый приток р. Чукча	[305]
I-2-21	ПМ	Левый приток р. Чукча	[305]
I-3-10	ПМ	Верховья р. Чекина	[62]
I-1-43	ШО	Среднее течение р. Встречи	[305]
I-1-45	ШО	Нижнее течение р. Мамонт и р. Поворотная	[305]
I-1-46	ШО	Устье р. Мамонт	[305]
I-2-32	ШО	Река Шренк в нижнем течении и притоки в устье р. Узкая	[55, 305]
I-3-6	ШО	Истоки р. Чекина	[62]
I-3-16	ШО	Среднее течение р. Траутфеттер в районе устья р. Врезанная	[62]
I-3-20	ШО	Нижнее течение р. Траутфеттер и бассейн ее правого притока – руч. Большой	[62]
I-3-22	ШП	Река Галечниковая – левый приток р. Траутфеттер	[62]
I-3-23	ШО	Верховье руч. Узкий, левого притока р. Траутфеттер	[62]
I-3-26	ШП	Река Весенняя – левый приток р. Траутфеттер	[62]
I-3-27	ШО	Верхнее течение р. Двойная	[62]
II-1-1	ШО	Каньон р. Мамонта и нижнее течение р. Жёлтая	[55, 279]
II-1-3	ШП	Река Шренк, ниже каньона	[55, 279]
II-1-12	ШО	Река Шренк, выше каньона и нижнее течение р. Гравийная	[55, 279]
II-1-14	ШО	Река Равнинная	[55, 279]
II-1-18	ШО	Река Шренк, устье р. Начальная	[55, 279]
II-1-19	ШП	Река Гравийная	[55, 279]
II-1-23	ШО	Река Шренк, верхнее течение	[55, 279]
II-2-6	ШО	Среднее течение р. Отрядная	[56, 279]
II-2-7	ШО	Верховье р. Прав. Косая, притока р. Шренк	[56, 279]
II-2-9	ШП	Верховье р. Прямая	[56, 279]
II-2-15	ШО	Руч. Лев. Угольный, приток р. Угольная	[56, 279]
II-3-5	ШО	Нижнее течение р. Лепёхина	[57, 219, 279]
III-1-1	ШО	Река Боотанкага	[58, 60]
I-3-8	ГДХА	Водораздел рек Врезанная и Буйная	[62]
III-2-10	ВГХО	Среднее течение р. Угленосная	[53, 279]
III-2-24	ВГХО	Нижнее течение р. Боковая	[53, 279]
III-2-25	ВГХО	Восточный берег бух. Ледяная	[53, 279]
III-2-28	ВГХО	Руч. Скалистый	[53, 279]
III-2-37	ВГХО	Левобережье нижнего течения р. Верх. Таймыра	[53, 279]
III-2-38	ВГХО	Река Верх. Таймыра	[53, 279]
III-2-39	ВГХО	Юго-западный берег оз. Глубокое	[53, 279]
<b>Радиоактивные элементы</b>			
У р а н			
II-3-55	П	Руч. Скалистый, Гном-1	[57, 219, 279]
II-3-62	ПМ	Руч. Скалистый, Гном-2,3	[57, 219, 279]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Химическое сырье</b>			
<b>Ф л ю о р и т</b>			
II-3-63	ПМ	Низовье р. Заячья	[57, 219, 279]
III-1-19	ПМ	Река Левли	[58, 60]
III-1-24	ПМ	Река Останцовая	[58, 60]
III-1-40	ПМ	Река Фадьюкуда	[58, 60]
III-2-27	ПМ	Левый приток р. Ледяная	[53, 279]
III-2-32	ПМ	Правый приток р. Ледяная	[53, 279]
III-2-33	ПМ	Руч. Ступенчатый	[53, 279]
III-2-8	ШО	Нижнее течение р. Мраморная	[53, 279]
<b>Б а р и й</b>			
II-1-2	ВГХО	Источные озера	[55, 279]
II-1-27	ВГХО	Верховье р. Гравийная	[55, 279]
II-2-11	ВГХО	Междуречье рек Холодная и Отрядная	[56, 279]
II-2-17	ВГХП	Верховье р. Крестинная, притока р. Угольная	[56, 279]
II-3-4	ГДХА	Река Лепёхина	[57, 219, 279]
<b>С т р о н ц и й</b>			
II-3-1	ПГХО	Устье р. Бунге	[57, 219, 279]
II-3-6	ВГХП	Руч. Грядовый, приток р. Бунге	[57, 219, 279]
II-3-7	ПГХО	Северный край оз. Энгельгардт	[57, 219, 279]
<b>Р е т и н и т</b>			
IV-3-1	П	Устье руч. Утиный, залив Байкуранеру, юго-западное побережье	[7]
<b>Поделочное сырье</b>			
<b>Коллекционные материалы</b>			
<b>Г е н о й ш и</b>			
IV-3-7	П	Арагонитовое, река Бол. Балахня у устья р. Дезозноэймоудотари	[7]
IV-3-6	ПМ	Снежное, р. Бол. Балахня у озера Дептумалатурку	[7]
<b>Строительные материалы</b>			
<b>Г л и н и с т ы е п о р о д ы</b>			
<b>Г л и н ы к и р п и ч н ы е</b>			
IV-1-7	МК	Южный берег оз. Сырутатурку, Сырутатуркское-II	[8]
IV-1-10	МК	Река Логата, выше устья р. Сырутаяму, Среднелогатское-I	[8]
IV-1-11	МК	Река Логата, около устья р. Тундровая, Среднелогатское-II	[8]
IV-1-6	МС	Восточное побережье оз. Сырутатурку, Сырутатуркское-I	[8]
IV-2-1	ММ	Река Нему-Дика-Тарида	[8]
IV-3-4	ММ	Верхнебалахнинское, р. Бол. Балахня у руч. Деякатари	[7]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-1	ММ	Среднелогатское-III, р. Кубалах, ниже устья р. Аятах-Юрях	[8]
V-1-3	ММ	Нижнелогатское-I, р. Дюдайсаму-Тари	[8]
V-1-4	ММ	Нижнелогатское-II, р. Сундатюдятари	[8]
V-3-1	ММ	Захарова-Рассохинское, р. Захарова-Рассоха у руч. Муннуктурдах	[8]
VI-1-1	ММ	Дудыптинское-I, р. Дудыпта около оз. Нямтутрух	[8]
VI-1-2	ММ	Дудыптинское-II,III, р. Дудыпта около оз. Хатыстах	[8]
VI-2-2	ММ	Река Новая, в 17,1 км ниже устья р. Рассоха-Кая	[8]
<b>Обломочные породы</b>			
Песчано-гравийный материал			
V-1-2	ММ	Река Дюдайсаму-Тари	[8]
<b>Прочие ископаемые</b>			
Г и п с			
III-2-23	П	Левый борт верхнего течения р. Ледяная	[53, 279]
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ</b>			
<b>Минеральные лечебные</b>			
Источник воды без разделения по составу			
III-1-45	П	Река Фадьюкуда, выше устья руч. Олений, скв. ТП-12	[261]
V-2-2	П	Балахнинская площадь, скв. 18(2)	[45]
VI-2-3	П	Балахнинская площадь, скв. 23(5)	[45]
<b>Аномалии геофизические</b>			
I-1-7	АМ	П-ов Гнейсо-Гранитный-бассейн нижнего течения р. Оленья	[157, 259]
I-1-34	АМ	Бассейны рек Зелёная-Встречи, междуречья Чукча-Малиновского	[157, 259]
I-1-41	АМ	Бассейн руч. Длинный	[157, 259]
IV-1-8	АМ	К северо-западу от р. Логата в бассейне р. Местная	[157, 259]
IV-1-9	АМ	Бассейн рек Тундровая, Юж. Хребтовая, Логата, Моухяйтари	[157, 259]
IV-3-5	АМ	От оз. Долгое-бассейн р. Бол. Балахня до р. Каламута-даяму	[157, 259]
IV-3-8	АГ	Бассейн р. Бол. Балахня-оз. Глубокое-р. Массонов-р. Новая-р. Рассоха	[157, 259]
V-1-5	АМ	Бассейн р. Сундатюдятари-р. Новая-оз. Матуда	[157, 259]
VI-3-1	АМ	Бассейн рек Захарова-Рассоха-Новая-Лесная Рассоха	[157, 259]
VI-3-2	АГ	Бассейн р. Лесная Рассоха	[157, 259]

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое, П – проявления, РП – россыпные проявления, ПМ – пункты минерализации, ШО – шлиховые ореолы, ШП – шлиховые потоки, ОГ – ореол гидрохимический, ПГХО – первичные геохимические ореолы, ВГХО – вторичные геохимические ореолы, ВГХП – вторичные геохимические потоки, ГДХА – гидрохимические аномалии, ГДХП – гидрохимические потоки, АМ – аномалии магнитные положительные, АГ – аномалии гравитационные положительные.

## Список буровых скважин, показанных на геологической карте листа S-47

Номер на карте	Авторский номер объекта, характеристика объекта	Глубина	Индекс вскрытого на забое подразделения	Номер источника по списку литературы
1	Скважина 176, р. Малиновского, вскрывает унгинскую и малиновскую свиты	69,0	RF <sub>3</sub> pr	[287]
2	Линия 750, скв. 28, р. Траутфеттер, вскрывает плиоценовый(?) аллювий	31,0	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> ml	[266]
3	Скважина К-1, руч. Встречи, вскрывает полный разрез юрско-меловых отложений	210,0	J <sub>1</sub> kn	[287, 277]
4	Скважина К-2, руч. Встречи, вскрывает кайнозойские образования, траутфеттерскую свиту	95,0	K <sub>1-2</sub> tr	[287, 277]
5	Скважина К-3, руч. Встречи, вскрывает кайнозойские образования, траутфеттерскую и шренковскую свиты	100,0	K <sub>1</sub> šr	[287, 277]
6	Скважина Ш-206, р. Мамонта вскрывает сланцевую толщу, кору выветривания, малиновскую свиту, кайнозойские образования	111,0	PRsl	[49]
7	Скважина Ш-319, р. Шренк, вскрывает кайнозойские образования, траутфеттерскую и шренковскую свиты	123,0	K <sub>1</sub> šr	[49]
8	Скважина Ш-313, р. Шренк, вскрывает кайнозойские образования, траутфеттерскую, шренковскую и малиновскую свиты	300	V <sub>2</sub> no-Cm <sub>2</sub> us	[49]
9	Скважина Ш-307, р. Шренк, вскрывает кайнозойские образования, траутфеттерскую, шренковскую и малиновскую свиты	220	S <sub>2</sub> -D <sub>2</sub> pr+pm	[49]
10	Скважина Ш-232, р. Шренк, вскрывает кайнозойские образования, шренковскую и малиновскую свиты	140	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> ml	[49]
11	Скважина Ш-234, р. Шренк, вскрывает кайнозойские образования, малиновскую свиту	160	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> ml	[49]
12	Скважина Ш-108, р. Шренк, вскрывает кайнозойские образования, траутфеттерскую, шренковскую и малиновскую свиты	187	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> ml	[49]
13	Скважина Тп-18, руч. Олений, приток р. Фадьюкуда	455	C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> tr	[244]
14	Скважина ТП-13, руч. Олений, приток р. Фадьюкуда	581	C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> tr	[244]
15	Скважина Логатская (ЛГТ)-361 параметрическая	3517	T <sub>1</sub> bt	[268]
16	Скважина Восточно-Кубалахская (ВКБ)-357 параметрическая	3674	J <sub>1-2</sub> ld	[268]
17	Скважина Кубалахская (КБЛ)-1 поисковая	3600	J <sub>1</sub> nd	[268]
18	Скважина Балахнинская (БЛХ)-1 параметрическая	3538	T <sub>1-3</sub>	[268]

Номер на карте	Авторский номер объекта, характеристика объекта	Глубина	Индекс вскрытого на забое подразделения	Номер источника по списку литературы
19	Скважина Западно-Кубалахская (ЗКБ)-359 параметрическая	3610	$J_{2ml}$	[268]
20	Скважина Балахнинская (БЛХ)-6 поисковая	2300	$J_{2ym}$	[268]
21	Скважина Балахнинская (БЛХ)-3 поисковая	4501	$T_{1-3}$	[268]
22	Скважина Балахнинская (БЛХ)-4 поисковая	2153	$J_{1bl}$	[268]
23	Скважина Балахнинская (БЛХ)-5 поисковая	2150	$J_{1-2ld}$	[268]
24	Скважина Массоновская (МСС)-363 параметрическая	4350	$J_2 - K_{1gl}$	[268]

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа S-47

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий		$\sum C_1$ и $C_2$	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (Запасы и ресурсы)
				C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>			
1	Балахнинское малое месторождение (VI-2-1). Законсервировано	Свободный газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0095—0,018	7,142	0,417	7,559						
2	1.1. Штурмановский молибденово-золоторудный район потенциальный	Золото коренное, т	145							8,0	8,0	55 кг/км <sup>2</sup>
3	2.1. Малиновско-Гагаринский медно-золоторудный район потенциальный	Золото коренное, т	700							35,0	35,0	50 кг/км <sup>2</sup>
4	2.3. Нижнетагтаймырский буроугольный район	Угли бурые, млн т	6600						640	6860	7500	1,14 млн т/км <sup>2</sup>
5	2.0.1. Чукчинский медно-золоторудный узел потенциальный	Золото коренное, т	30						14,7	60,3	75,0	2,5 т/км <sup>2</sup>
6	Шренковское россыпное проявление золота (I-2-34)	Золото россыпное, т	1,7							0,34	0,34	10 кг/пог. км
7	Мамонтовское россыпное проявление золота (I-1-47)	Золото россыпное, т	2,7							0,54	0,54	10 кг/км <sup>2</sup>

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий		Σ C <sub>1</sub> и C <sub>2</sub>	Прогнозные ресурсы			Минеральный потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (Запасы и ресурсы)	
				C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>				
8	3. Диксонско-Северобыррангская МЗ потенциальная	Золото коренное, т	6650							100		15 кг/км <sup>2</sup>	
9	4.1. Восточно-Таймырский каменноугольный район	Угли каменные, млн т	15 000				89	19 571			19 660	1,31 млн т/км <sup>2</sup>	
		Всего Г-А											
		Г					9	954				963	
		ГЖО, ГЖ, Ж					58	5914				5972	
		К, КО, КС, ОС					22	3893				3915	
	СС, Т									5840			
	Т-А									2970			
	В т. ч. коксующихся						89	10 761			10 850		
10	4.2. Таймырозерский серебро-полиметаллический рудный район	Свинец, тыс. т	2000								1000	0,002 млн т/км <sup>2</sup>	
		Цинк, тыс. т										1000	0,002 млн т/км <sup>2</sup>
		Серебро, т										900	0,45 т/км <sup>2</sup>
11	(П-3-50) Малое месторождение Партизанское	Свинец, тыс. т	12	60		60	89				209		
		Цинк, тыс. т		61		61	89				211		
		Серебро, т					145				145		
12	(П-3-43) Малое месторождение Гора Геологов	Свинец, тыс. т	2	13		13	73				99		
		Цинк, тыс. т		2		2	173				177		
		Серебро, т					112				112		

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые			Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий		Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (Запасы и ресурсы)	
		Свинец, тыс. т	Цинк, тыс. т	Серебро, т		C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Σ C <sub>1</sub> и C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>				P <sub>3</sub>
13	(П-3-38) Малое месторождение Руч. Крутой	Свинец, тыс. т			0,4		6		8			20		
		Цинк, тыс. т					11	11	10				32	
		Серебро, т							12				12	
14	4.3. Верхнетаймырско-Левинский платино-никелево-меднорудный район потенциальный	Медь, тыс. т			3000						780		0,26 тыс. т/км <sup>2</sup>	
		Никель, тыс. т										370		0,12 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Кобальт, тыс. т										40		0,013 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Платиноиды, т										200		0,066 т/км <sup>2</sup>

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа S-47**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения углеводородного сырья	Нефть и конденсат, млн т. н. э.	4	D <sub>1-2</sub>	379
	Газ			
Месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов рудно-россыпных районов	Золото коренное, т	3	P <sub>2</sub>	14,7
			P <sub>3</sub>	103,3
	Золото россыпное, т	2	P <sub>3</sub>	0,88
	Свинец, тыс. т	3	P <sub>3</sub>	1000
	Цинк, тыс. т	3	P <sub>3</sub>	1000
	Серебро, т	3	P <sub>3</sub>	900
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев (угленосных районов)	Уголь энергетический	8	P <sub>2</sub>	89
			P <sub>3</sub>	19 571
Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев (угленосных районов, узлов)	Уголь бурый	3	P <sub>2</sub>	640
			P <sub>3</sub>	6860

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты S-47 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Золото коренное, 1.1. Штурмановский молибдено-золоторудный район потенциальный	1984, 1985 гг. Б. С. Васильев – 26 т (P <sub>3</sub> ) по рудной зоне на листах S-46–47 (не утверждались)	8 т P <sub>3</sub>	+8 т	Поисковые работы не планируются, т. к. район расположен на площади заповедника
2	Золото коренное, 2.0.1. Чукчинский медно-золоторудный узел потенциальный	1986 г. – 11,5 т P <sub>2</sub> В. А. Сальников (ресурсы не утверждались)	14,7 т P <sub>2</sub> 60,3 т P <sub>3</sub>	+75 т	Поисковые работы не планируются, т. к. узел расположен на площади заповедника
3	Золото коренное 2.1. Малиновско-Гагаринский медно-золоторудный район потенциальный (часть района)	1986 г. – 457 т – P <sub>3</sub> А. Ф. Хаплин – геохимические ресурсы, 2004 г. – 1,8 т, 2006 г. – 47 т (P <sub>3</sub> ) КНИИГимС – не определена площадь района (ресурсы не утверждались)	35 т P <sub>3</sub>	+35 т	Поисковые работы не планируются, т. к. район расположен на площади заповедника
4	Золото россыльное, голоценовые россыпи, Шренк-Мамонтовская потенциальная золотороссыльная площадь	Ресурсы оценивались Севморгеология и КНИИГимС (ресурсы не утверждались)	0,88 т P <sub>3</sub>	+0,88 т	Рекомендуются для лицензирования
5	Уголь каменный, 4.1. Восточно-Таймырский каменноугольный район (часть района, лист S-47)	Ресурсы утверждены в целом по бассейну (2 районам) на листах S-44–47. Подсчитаны А. Б. Гуревичем для всего района (листы S-46, 47) на I.01.2003	89 млн т – P <sub>2</sub> 19 571 млн т – P <sub>3</sub>	+89 млн т (P <sub>2</sub> ) +19 571 млн т (P <sub>3</sub> )	Работы рекомендуются при улучшении инфраструктуры
6	Уголь бурый, 2.3. Нижнетаймырский бурый угольный район	Ресурсы утверждены в целом по бассейну на листах S-47, T-47, 48	640 млн т – P <sub>2</sub> 6860 млн т – P <sub>3</sub>	+ 1300 млн т P <sub>3</sub>	Работы рекомендуются при улучшении инфраструктуры

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
7	Полиметаллы, серебро 4.2. Таймыроозерский серебро-полиметаллический рудный район	свинец	1000 тыс. т – P <sub>3</sub>	+1000 P <sub>3</sub>	Рекомендуется для постановки поисковых работ на полиметаллы и серебро на объектах: Партизанского, Суровоозерского рудных узлов и Оранжевого проявления
		цинк	1000 тыс. т – P <sub>3</sub>	+1000 P <sub>3</sub>	
		серебро	900 т – P <sub>3</sub>	+900 т P <sub>3</sub>	

## Список опорных обнажений, показанных на карте четвертичных образований листа S-47

Номер на карте	Авторский номер объекта, характеристика объекта	Мощность вскрытых четвертичных образований, м	Номер источника по списку литературы
1	Опорное обнажение 9, левый берег р. Ниж. Таймыра, вскрывает казанцевско-муруктинские морские осадки	19,0	[305ф]
2	Опорное обнажение 2742, правый борт долины р. Чукча, вскрывает муруктинские флювиогляциальные отложения	12,0	[305ф]
3	Опорное обнажение 8320, левый берег р. Ниж. Таймыра выше по течению правого притока р. Шренк, вскрывает казанцевские морские отложения	29,0	[279ф]
4	Опорное обнажение 8304, левый берег р. Траутфеттер в приустьевой части, вскрывает казанцевские морские отложения	6,0	[279ф]
5	Опорное обнажение 24, правый борт долины р. Угольная, вскрывает верхнеплейстоценовые–голоценовые озерные отложения (мощность 2 м), сартанские флювиогляциальные образования (мощность 13 м)	15,0	[279ф]

## Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа S-47

Номер на карте	Авторский номер объекта, характеристика объекта	Глубина общая, м	Мощность вскрытых четвертичных образований, м	Номер источника по списку литературы
1	Скважина С-176, р. Малиновского, вскрывает плиоцен-среднеплейстоценовую толщу ледниковых и морских образований	69,0	31,4	[293ф]
2	Скважина Ш-204, правый борт долины р. Мамонта, вскрывает плиоцен-среднеплейстоценовую толщу ледниковых и морских образований	86,6	62,0	[279ф]
3	Скважина Ш-309, водораздел рек Холодная–Шренк, вскрывает плиоцен-среднеплейстоценовую толщу ледниковых и морских образований	225,0	20,0	[279ф]
4	Скважина Ш-107, долина р. Шренк, вскрывает плиоцен-среднеплейстоценовую толщу ледниковых и морских образований	70,0	23,0	[279ф]

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер</i> .....	3
<b>Стратиграфия.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер, Н. Н. Нагайцева, В. В. Мохов, М. А. Степунина, П. А. Громов</i> .....	13
<b>Магматизм.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, Н. Н. Нагайцева, М. А. Степунина, Н. П. Виноградова</i> .....	139
<b>Метаморфические и метасоматические образования.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, Н. Н. Нагайцева, Н. П. Виноградова</i> .....	208
<b>Тектоника.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, П. А. Громов</i> .....	218
<b>История геологического развития.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, П. А. Громов</i> .....	244
<b>Геоморфология.</b> <i>В. В. Мохов</i> .....	257
<b>Полезные ископаемые.</b> <i>А. В. Гавриш</i> .....	278
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>А. В. Гавриш, В. Ф. Проскурнин, В. В. Нелюбин</i> .....	318
<b>Гидрогеология.</b> <i>Б. С. Петрушков</i> .....	355
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>В. В. Мохов</i> .....	358
<b>Заключение.</b> <i>В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш</i> .....	372
<b>Список литературы</b> .....	381
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов и потоков, гидрохимических аномалий и потоков, магнитных и гравитационных аномалий, показанных на листе S-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 .....	397
<i>Приложение 2.</i> Список буровых скважин, показанных на геологической карте листа S-47 .....	408
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений листа S-47 .....	410

<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа S-47 .....	413
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты S-47 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов .....	414
<i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений, показанных на карте четвертичных образований листа S-47 .....	416
<i>Приложение 7.</i> Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа S-47 .....	417

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)  
Серия Таймырско-Североземельская  
Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть)  
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

---

Подписано в печать 30.09.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 26,5. Уч.-изд. л. 34,5.  
Тираж 150 экз. Заказ 81114017

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-8121, факс 321-8153







