# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серия Таймыро-Североземельская

Лист S-46 – Тарея

Санкт-Петербург 2016 МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серия Таймыро-Североземельская

Лист S-46 – Тарея

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ – ПЕТЕРБУРГ

КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ • 2016

УДК 55(084.3)(008)(571.511)

В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер, А. В. Гавриш, Н. Н. Нагайцева и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 – Тарея. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016, с. +

вкл. (Минприроды России, Федеральное агентство по недропользованию, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ГПКК «КНИИГиМС»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, полезным ископаемым, закономерностям их размещения центральной части Таймыро-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. \_\_, ил. \_\_\_, список лит. \_\_\_ назв.

#### Авторы:

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

Материалы по листу S-46 – Тарея одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и утверждены к печати Научноредакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Научный редактор Н. Н. Нагайцева

© Роснедра, 2016

- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научноисследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2016
- © Государственное предприятие Красноярского края «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья», 2016
- © Коллектив авторов, 2016
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016

#### введение

Лист S-46 (р. Тарея) занимает центральную часть полуострова Таймыр. Административно территория листа расположена на территории Диксонского поселения Таймырского (Долгано-Ненецкого) района Красноярского края Сибирского Федерального округа России, относится к районам Крайнего Севера. Лист ограничен координатами 72°00′ – 76°00′ с. ш., 90°00′ – 96°00′ в. д., его площадь составляет 82,43 тыс. кв. км, в том числе акватория Карского моря – 4,4 тыс. кв. км.

Лист S-46 охватывает сочленение крупнейших структур Таймыро-Североземельской складчатой области, Сибирской платформы и Енисей-Хатангского регионального прогиба, отражающих структуры новейшего геотектонического этапа. С юго-запада на северо-восток проходят крупнейшие глубинные разломы: Главный Таймырский, Пясино-Фаддеевский и Пограничный. В минерагеническом отношении территория относится к Таймыро-Североземельской золотоносной минерагенической провинции. Профилирующие полезные ископаемые территории листа: золото, платиноиды, медь, никель, свинец, цинк, молибден, редкие земли, углеводородное сырье, каменный уголь. В нефтегазогеологическом отношении территория относится к Енисей–Хатангской нефтегазоносной области Западно-Сибирской НГП.

Несмотря на недостаточную степень изученности этих региональных элементов земной коры, новые аналитические, дистанционные, полевые материалы с применением научно обоснованного прогнозно-минерагенического анализа и системной организации геолого-картографической информации, созданной с применением ГИС-технологий, позволяют наметить на новом уровне геологических знаний формационное и тектоническое строение рассматриваемой территории, показать минерагеническую специализацию и оценить перспективы основных структурно-формационных зон описываемого региона.

*Географическое описание*. В орографическом отношении территория листа разделяется на три морфологические области: акваторию Карского моря с прилегающей прибрежной равниной (побережье Харитона Лаптева), Горный Таймыр и Северо-Сибирскую низменность (рис.1.1).

Шельфовая акватория Карского моря характеризуется сильной изрезанностью береговой линии с большим количеством заливов, бухт и шхер, а также островов. Некоторые заливы вдаются далеко в сушу и имеют фьордообразный облик (заливы Миддендорфа, Таймырский и др.). Берега зачастую крутые за счёт выходов коренных пород с соответствующим развитием клифов. Морские глубины незначительные и чаще всего ограничены изобатой 50 м. Отмечаются подводные палеодолины – продолжения крупных речных долин. В прибрежной зоне отчётливо выражены отливно-приливные явления, особенно в узких заливах, где их амплитуда может достигать 1,5 м. Значительную часть года акватория покрыта льдом, чаще всего в виде припая.



Рис. 1.1 Орогидрографическая схема листа S-46

В пределах Горного Таймыра выделяются западные участки Северо-Таймырского нагорья и юго-западные горные цепи Бырранга. В целом, Горный Таймыр занимает около 50 % территории листа и простирается от Северо-Сибирской низменности до побережья Карского моря. Южная граница горных сооружений Бырранга достаточно отчётливая и отделена от прилегающей низменности достаточно крутыми уступами с относительными превышениями до 250 м [Погребицкий, 2000].

Основные горные сооружения Северо-Таймырского нагорья имеют холмисто- увалистый облик с абсолютными отметками 200–350 м (максимальные – 454 м в верховьях р. Шренк). Отпрепарированные и выположенные водоразделы развиты на карбонатно-терригенных породах нижнего палеозоя.

Рельеф северной части Северо-Таймырского нагорья представляет собой холмогорье, которое сформировалось на метаморфизованных породах докембрия и интрузивах гранитоидов [Погребицкий, 2000]. Преобладающие абсолютные отметки – 150–250 м, с максимальная – 370 м (г. Снежная).

Рельеф северных отрогов гор Бырранга характеризуется развитием преимущественно линейных, выположенных, а часто и столообразных возвышенностей, обусловленных широким распространением пластовых интрузий и лавовых покровов, которые бронируют вершины, а на склонах выражены в виде куэст.

Хребет Бырранга представляет собой сеть параллельно и кулисообразно расположенных гряд, разделяемых межгорными понижениями. Наиболее возвышенны южные хребты, где абсолютные отметки колеблются в пределах 400–600 м, а максимальная – 626 м (г. Ветровая) на гряде Ая-Бырранга. Рельеф этой части можно охарактеризовать как среднегорный с альпиноподобными участками в виде узких скалистых гряд с остроконечными вершинами и широким развитием таких экзарационных форм как кары и цирки. Остальная часть гор Бырранга как по абсолютным отметкам, так и по относительной сглаженности водоразделов можно отнести к низкогорью с высотами 300 – 450 м.

В пределах Горного Таймыра (особенно в горах Бырранга) реки с большой скоростью текут в узких ущельях, иногда в каньонах с частыми порогами и перекатами, где они не достигают профиля равновесия. Местами днища ущелий заняты узкими и глубокими озёрами.

Территория листа южнее гор Бырранга занята обширной Северо-Сибирской низменностью. Рельеф характеризуется преобладанием пологоувалистых гряд и холмистых равнин, которые чередуются с широкими заболоченными долинами и обширными озёрными заболоченными котловинами. Абсолютные отметки – от 50 м в днищах понижений до 200 м на вершинах гряд (максимальная – 244 м на водоразделе рек Луктах и Горбита). Происхождение гряд связано с формированием лопастей конечных моренных образований различных стадий муруктинского оледенения. Полого холмистые и увалистые равнины, сложенные преимущественно водно-ледниковыми отложениями, отвечают стадиям дегляциации того же оледенения. Встречаются и полого волнистые, выровненные пространства, которые обязаны своим происхождением деятельности морских трансгрессий. Долины рек характеризуются широкими преимущественно ящикообразными поперечными профилями с замедленным течением водотоков. Ширина долин изменяется от 100–200 до 2000 и более метров.

Гидросеть на территории листа достаточно густая и разветвленная. Наиболее крупными водотоками являются: р. Пясина с правым притоком Тарея, на востоке листа – верховья р. Верх. Таймыра, на севере – р. Шренк с притоком Мамонта. Крупных озёр на территории листа не наблюдается. Наиболее крупное озеро – Аятурку – расположено на юго-западной периферии Горного Таймыра. Многочисленные мелкие, преимущественно термокарстовые озера имеют низкие заболоченные берега. Лед на реках и озерах держится с конца сентября до июня. Весенний паводок начинается в июне, подъем воды может достигать 8–10 м.

Вся площадь листа расположена в пределах повсеместного развития многолетнемёрзлых пород с мощностью развития мерзлоты до глубин 400–600 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. Максимальная оттайка почв в летний период происходит в долинах и котловинах до глубины 0,6– 1,0 м (в долине р. Пясина – до 2 м).

Климат района холодный, арктический. Среднегодовая температура около минус 11° С. Зимний период длится со второй половины сентября до конца мая, сопровождаясь частыми штормовыми ветрами (иногда до 40 м/с.). Морозы достигают минус 40 – 50°C. Мощность снежного покрова максимальная весной, в среднем до 2 м, в надувах и более 10 м. Снег сходит к концу июня, за исключением крупных снежников, нередко остающихся до зимы. В летний сезон преобладают сильные западные и юго-западные ветры, средняя температура воздуха  $+3 - +10^{\circ}$ С (максимальные – до  $+25^{\circ}$ С). Растительность на севере территории и в горах типична для арктической тундры с преобладанием мохово-лишайниковых растительных ассоциаций. В долинах и котловинах низменности развита преимущественно тундровая растительность: обычны травы, осоки, местами заросли карликовых ив и берез. Лишь на самом юге (бассейн р. Пясина) появляются очаги лесотундровой флоры. Постоянно обитающие представители животного мира не отличаются большим разнообразием и относятся, в целом, к категории мигрирующих видов. Из млекопитающих наиболее часто встречаются северный олень, полярный волк, песец, заяц, лемминг, реже овцебык; на побережье и островах Карского моря – белый медведь; из птиц следует отметить сов и белых куропаток. Летом наблюдается большое количество перелётных птиц. 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. Большая часть р. Пясина и низовья р. Тарея доступны для маломерных судов и барж в тёплое время года. Коренное население (нганасане и долгане) на территории отсутствуют, лишь изредка посещают промысловые угодья по долине р. Пясина.

Все охраняемые территории полуострова реорганизованы и вошли с 2012 г. в состав ФГБУ «Заповедники Таймыра». На территории листа располагаются участки следующих государственных природных заповедников этого учреждения: кластер №4 «Залив Миддендорфа» заповедника «Большой Арктический», восточная часть заповедника «Пуринский», западная часть заповедника «Таймырский». Проектируется заказник «Дельта реки Горбита» – водно-болотные угодья в долине р. Горбита.

Геолого-геофизическая изученность. Геологическое строение региона освещено геолого-съемочными, поисковыми и геофизическими работами разных масштабов, а также специальными научными исследованиями в области стратиграфии, магматизма, тектоники, минерагении и нефтегазоносности.

Лист S-46 входит в состав *Таймыро-Североземельской серии листов* Государственной геологической карты масштаба 1:1000 000. Серийная легенда к ней третьего поколения подготовлена в 2006 г. и усовершенствована в 2008 г. Актуализирована при составлении листов Т-45-48 (Дополнение №1,2) и листа S-47 (Дополнение №3). Лист обеспечен легендой Таймырской серии Госгеолкарты-200 (второе издание) для 12 номенклатурных сдвоенных листов. Легенда Хатангской серии для листов ГК-200 второго издания (6 сдвоенных листов) не составлялась.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000 000 (новая серия) листов S-44-46 – Усть-Тарея утверждена НРС Роснедра и издана в 2000 году. Госгеолкарты масштаба 1:200 000 первого поколения изданы или подготовлены к изданию по 8 номенклатурным листам, второго поколения – по 4 листам. Кондиционные геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 не проводились по 4-м сдвоенным листам в южной части площади. ГГК–1000 (новая серия), а также ГК–200 первого поколения являются кондиционными работами, но они не соответствуют современным методическим и технологическим требованиям, так как составлены в аналоговом виде и не содержат баз данных. Листы ГК–200 второго поколения (S-46-XVII,XVIII; XIX,XX; XXI-XXIV) составляют около 22% площади листа, соответствуют современным требованиям, цифровые модели апробированы в НРС Роснедра, но кондиционными базами данных не сопровождаются.

На площади листа в 50–90 гг. прошлого века проводились прогнознопоисковые работы на золото, ртуть, медно-никелевое оруденение, на редкие и радиоактивные элементы. В результате этих работ выявлены рудопроявления и пункты минерализации золота, меди, никеля, платиноидов и урана.

Лист S-46 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.

Геофизическая изученность территории листа удовлетворительная. Территория покрыта гравиметрической, магнитометрической, АГСМ съемками масштаба 1:200 000 и частично 1:50 000. Сейсморазведочные работы представлены исследованиями МОВ и КМПВ (выполнены в 60-е годы прошлого века) одно – двухкратного профилирования по единичным пересечениям в южной части листа. В целом, сейсмическая изученность территории низкая и неравномерная. Глубинные геофизические исследования представлены опорным региональным профилем МОВЗ – ГСЗ «Битум», проходящим по южной части листа. Параллельно с глубинными геофизическими исследованиями вдоль профиля «Битум» проводилось изучение разреза земной коры по ком-

плексу геофизических данных. В 2014 г. завершено создание геофизической основы листа S-46 во ФГУП «ВСЕГЕИ».

Лист S-46 характеризуется слабой геохимической изученностью. Опробованием по потокам рассеяния при производстве геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 второго поколения охвачена площадь 6 листов в центральной части территории. На этой же площади, в бассейне реки Верх. Таймыра, в 1996 г. проведена опережающая геохимическая съемка масштаба 1:50 000 с целью выявления перспектив прогнозируемых медно-никелевоносных рудных узлов Центрального Таймыра. На остальных листах кондиционные геохимические работы масштаба 1:200 000 не проводились. Создание геохимической основы завершено ФГУП «ИМГРЭ» в 2013 году.

История геологических исследований. В истории геологических исследований рассматриваемой территории выделяются шесть этапов.

<u>Первый этап</u> 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. Коломейцев, 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. в монографии «Кристаллические породы северного побережья Сибири» [Баклунд, 1929].

Этап маршрутных исследований на Таймыре был завершен экспедициями Н. Н. Урванцева по р. Пясина (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. На р. Верх. Таймыра одно из интрузивных тел вблизи сопки Банато, опробованное Н. Н. Урванцевым в 1929 г., В. С. Соболевым отнесено к альнеитам [Вакар, 1958], а Г. Г. Моором [Моор, 1941] к слюдяным кимберлитам, потенциально алмазоносным.

Второй этап исследований (30-е – 50-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– 46 с целью выяснения перспектив нефтегазоносности, а также в пределах Горного Таймыра для изучения угленосности пермских толщ, особенно вдоль береговой зоны р. Пясина. 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 геологическая съемка масштаба 1: 200 000. Геологами НИИГА и треста «Арктикразведка» были изучены многочисленные «белые пятна». Ведущими в коллективе геологов «угольного направления» были Н. Г. Акатов, Т. П. Кочетков, Н. Н. Мутафи, Е. М. Люткевич, В. П. Тебеньков, Г. М. Емельянцев, Н. А. Меньшиков, И. Л. Рысюков, И. М. Мигай. В 1954 г. И. М. Мигаем были систематизированы материалы по угленосности всего полуострова.

На Горном Таймыре картированием и поисками занимались Е. А. Величко, Н. Э. Гернгард, А. М. Даминова, В. А. Золотухин, А. Б. Каждан, И. С. Кирпичникова, С. А. Логачев, О. А. Новиков, А. С. Пешехонов, О. Г. Преображенская, Л. С. Пузанов, Т. В. Раевская, В. И.Тычинский, С. М. Тильман, Т. В. Юшкина и др. Геологическое картирование Таймырской низменности осуществлялось С. А. Троицким, Н. Н. Куликовым и др.

Н. П. Херасковым в 1933 г. были осуществлены первые находки берилла в пегматитах района бухты Слюдяной. В 1936–1938 г. г. экспедицией В. П. Виттенбурга маршрутными работами по побережью Харитона Лаптева было зафиксировано 120 пегматитовых тел. Основные работы на бериллееносные пегматиты были развернуты севернее листа в районе залива Бирули, На рассматриваемой территории А. М. Даминовой в 1948 г. выявлено слюдоносное пегматитовое поле на левобережье среднего течения р. Каменной, на котором позднее проведены поисковые работы Ю. И. Захаровым (1965).

На выявленных объектах сурьмяно-мышьяково-ртутного (участок на р. Извилистая) оруденения поисковые работы проводились Н. Э. Губаревой, И. И. Сапотько, В. Г. Мадовым, В. А. Черепановым и др. В 1952–1953 гг. на реальгар-киноварном месторождении Извилистое И. И. Сапотько, О. С. Грум-Гржимайло и Е. Н. Алистар под руководством В. И. Тычинского были проведены разведочные работы.

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, мусковита.

Во второй половине 50-х годов на территории листа были выполнены ревизионно-увязочные маршруты, завершившиеся в 1961 г. подготовкой Ю. Е. Погребицким и В. В. Захаровым первого издания листов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (листы S – 45, 46, о. Диксон). Одновременно были развернуты полистная съемка масштаба 1:200 000 и поиски в южной цепи гор Бырранга. Работы выполняли сотрудники НИИГА: Р. В. Былинский, Г. Э. Грикуров, О. С. Грум-Гржимайло, Н. Э.Губарева, С. А. Гулин, Ю. П. Ершов, Г. А. Закржевский, В. В. Захаров, Г. А. Ковалева, Л. В. Махлаев, В. П. Орлов, Ю. Е. Погребицкий, И. М. Русаков, Р. Ф. Соболевская, Г. И. Степанов, И. Б. Успенская, Л. А. Чайка, В. А. Черепанов, С. В. Черкесова, Н. К. Шануренко, Шулятин О. Г. Одним из результатов работ явилось выделение Ю. Е. Погребицким, Н. К. Шануренко, С. А. Гулиным и др. [1965] самостоятельной формации инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов, контролирующих урановое и торий-урановое флюорит-барит-редкоземельное оруденение.

В эти же годы проводятся аэрогеофизические съемки масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. В пределах всего Горного Таймыра выполнены аэромагнитная съемка масштаба 1: 200 000 (М. И. Залипухин, В. В. Большаков, 1961) и гравиметрическая съемка масштаба 1:1 000 000 (А. П. Четвергов, В. А. Одегов, 1971). По данным этих съемок были составлены карты магнитных и гравиметрических полей, выявлены их связи с геологическими структурами, даны глубинные характеристики основных элементов структур.

В этот период вышли в свет первые фундаментальные работы по стратиграфии, магматизму и тектонике: В. Н. Сакс, 1957, 1959 гг.; М. Г. Равич, 1954 г.; Ф. Г. Марков, 1955 г.; Б. Х. Егиазаров, 1957 г.; В. А. Вакар, П. С. Воронов, Б. Х. Егиазаров, 1958 г.; В. А. Вакар, 1962 г.; А. М. Даминова, 1958 г.; М. Н. Злобин, 1958, 1962 гг.; А. М. Обут, 1964, 1965 гг. и др.; металлогении: Н. А. Гедройц, 1956 г.; Ф. Г. Марков, 1957 г.; В. А. Вакар, 1958 г.; М. Ф. Лобанов, 1959, 1960 гг.; Л. Д. Мирошников, 1961 г. и др. На Горном Таймыре был прослежен ряд рудных поясов с сериями месторождений и рудопроявлений – мусковитовый бериллиевоносный на севере Таймыра, полиметаллический (Pb, Zn, Ag), в меньшей степени медно-никелевый (Cu, Ni), киноварноантимонито-реальгаровый в горах Бырранга, торий-урановый флюоритбарит-редкоземельный в зоне сочленения гор Бырранга и Енисей-Хатангского прогиба.

Третий этап (период 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. Ус-пенская, Л.А. Чайка, О.Г. Шулятин и др.). Прогнозно-минерагенические работы проводятся по слюдоносности, прогнозной оценке ртутномышьякового, радиоактивно-редкоземельного и др. оруденения (Б. С. Васильев, Г. Э. Грикуров, А. Л. Гроздилов, С. А. Гулин, Ю. И. Захаров, А. П. Иванов, Е.И. Орленко, Ю.Е. Погребицкий, 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. Тальвирским, В. П. Ивановой (1965 г.) по обобщению геофизических данных и созданию тектонической основы. Рекомендован ряд структур для дальнейших нефтегазопоисковых работ, включающих Балахнинский мегавал. При тематических работах НИИГА (И. С. Грамберг и др., 1967, 1971 гг.; Г. Н. Карцева и др., 1972 г.) изучены разрезы верхнепалеозойских и мезозойских формаций с целью прогнозной оценки нефтегазоносности.

К 1972 г. выходят в свет основополагающие работы Ю. Е. Погребицкого (1971 г.) по тектонике, А. И. Забияки (1971, 1974 гг.) по структурнофациальному районированию докембрия Таймыра и стратиграфии флишоидных отложений, Л. В. Махлаева, Н. И. Коробовой (1972 г.) – по гранитоидам докембрия.

Важным результатом рассматриваемого этапа явилась тематическая разработка М. А. Крутоярского, Т. Н. Баженовой и Я. Л. Стахевич (1972 г.), обобщивших все материалы по шлиховому опробованию Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба и в п е р в ы е сделавших вывод о перспективности территории на выявление россыпей золота. Поиски россыпей на рассматриваемой площади рекомендовалось провести, в первую очередь, на р. Мамонта.

Четвертый этап исследований (1972 – 1981 гг.) характеризуется проведением аэрофотогеологического картирования масштаба 1:200 000 ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» (1972–1979 гг.) на всей территории Горного Таймыра (В. В. Беззубцев, Р. Ш. Залялеев, В. Д. Понаморев, А. Б. Сакович, О. А. Невьянцев, О. Т. Потеряев, А. П. Романов, И. И. Курбатов и др.), металлогенических исследований масштаба 1:500 000 НИИГА (1975–1981) 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) проводит обобщение материалов по угленосности, в результате которых создана «Прогнозная карта угленосности Таймырского угольного бассейна» масштаба 1:1 000 000. В. В. Беззубцевым (1979 г.) 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. (1981 г.) в работе «Минерагения 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 рудопроявления Верхнешренковское, Мамонтовское).

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 Ю. Е. Погребицкому, 1972) медно-никелевых месторождений, аналогичных месторождениям Норильского горнопромышленного района. А. И. Архиповой (1980) 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, однако они были локализованы преимущественно восточнее, южнее и западнее листа S-46.

В этот период в южной части листа S-46 проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1:200 000 ВНПО «Аэрогеология» (В. Д. Николаев и др., 1976; В. С. Скундин и др., 1976 г.). В это же время на территории восточнее листа проводится параметрическое бурение. Глубокое бурение на Балахнинском поднятии началось с конца 1974 года бурением поисковой скважины № 2 (1750 м), которой была вскрыта газовая залежь в нижней части среднеюрских отложений (в кровле вымской свиты). Затем были заложены параметрическая скважина № 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», ПГО «Енисейнефтегазгеология»). Результаты бурения параметрических скважин обобщены в работах НЕНРЭ треста КНГР (Кузнецов Л. Л. и др., 1976 г.), КрасСОМЭ треста КНГР (Э. Г. Викс, Р. Г. Астахова, 1977), ТГЭ треста КНГР (Н. Е. Котт и др., 1977 г.). В обобщении геолого-геофизических материалов, захватывающих лист S – 46, 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 г.), НОМТЭ НПО «Севморгео» (Н. И. Фещенко и др., 1978 г.). Составлены серии пелеотектонических схем и структурных карт. Проведено тектоническое и нефтегеологическое районирование. Енисей-Хатангский прогиб по совокупности геологических и нефтегазоносных особенностей отнесен к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Установлены критерии нефтегазоносности локальных структур и продуктивности пластов. Даны рекомендации по очередности ввода локальных структур в поисковое бурение.

<u>Пятый этап</u> (1982–2003 гг.) характеризуется проведением согласованных геолого-съемочных работ м-ба 1:200 000 объединениями «Красноярскгеология» и «Севморгеология» с ориентацией большинства ГРР на золотое и платиноидно-медно-никелевое оруденение. В северной и центральной части территории (листы S–46-I÷XVI) ГГС–200 провела ГСЭ «Красноярскгеолсъемка» под руководством В. В. Беззубцева [Беззубцев и др., 1985]. Лист S–46-XIX, XX заснят той же экспедицией в 1990–1996 гг. [Романов и др., 1996]. Южнее (листы S–46-XVII,XVIII; XXI-XXIV) ГСР–200 осуществила Центрально-Арктическая ГРЭ ПГО Севморгеология под руководством А. П. Салманова и П. Г. Падерина [Салманов и др., 1992]. Анализ дислокаций по аэрокосмическим данным выполнен А. А. Межвилком в 1984 г.

В северной части района ГСР–200 сопровождались поисковыми работами на золото [Русаков и др., 1979]; на медно-никелевые руды на Тарейско-Ленивенском участке и на золото – на участке «Извилистое» [Пономарев и др., 1982]. В районе гор Бырранга проведена серия поисковых работ на медь и никель (Л. К. Цывьян и др., 1982 г.; Е. Н. Ленькин и др., 1982 г.; А. П. Салманов и др., 1985 г.; Н. Н. Нагайцева, 1985 г.; Ю. И. Дараган-Сущов и др., 1986 г.; С. В. Макаров и др.,1991 г.). Тематическими работами М. И. Митрошина, А. В. Невской (1984 г.) обобщены материалы по закономерностям локализации никеленосных интрузий, выделен вулкано-плутон «Янгодо-Горбитского поднятия». Д. А. Додиным (1986 г.) выделен Енисейско-Североземельский золото-никелево-меднорудный пояс, куда входит юговосточная часть гор Бырранга рассматриваемого листа.

Предгорные районы Енисей-Хатангского прогиба охвачены космогеологическим картированием масштаба 1:1 000 000, проведенным Красноярским геологическим управлением с привлечением данных сейсмических исследований, в том числе профилей ГСЗ (Д. А. Кукушкин, 1980). В 1985–89 гг. ПГО «Аэрогеология» провело космофотогеологическое картирование Горного Таймыра в масштабе 1:500 000. В результате составлена карта структурновещественных комплексов, рассмотрена история геологического развития Таймыра с позиции теории тектоники плит [Уфлянд и др., 1990].

В 1986 – 1989 гг. восточнее рассматриваемого листа (лист S-47) ПГО «Енисейнефтегазгеофизика» в районе Балахнинского поднятия пройдена серия параметрических скважин: Запално-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, а Логатской скважиной – и пермско-триасовые отложения. Обработка и обобщение материалов параметрического бурения проведено А. В. Пантелеевым и др. (1989), Л. А. Пантелеевой и др. [2002]. 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. [Кузнецов, 2001]

В 1990–1997 гг. ПО «Норильсктеология» провело поисковые работы на сульфидные медно-никелевые руды на Дябакатаринском и Тальниковском перспективных участках Центрального Таймыра [Кокорин и др., 1998]. Пройдена 31 скважина общим объемом 23,6 тыс. пог. м. Главный результат – впервые выявлен и изучен Дюмталейский дифференцированный массив субщелочных габброидов с оксидным титано-магнетитовым и сульфидным медно-никелевым оруденением. В 1996–98 гг. при проведении структурнопоискового бурения по южному обрамлению Таймырской складчатой области [Кокорин и др., 2002] Дюмталейский интрузив прослежен на 54 км к югу скважинами ЛП–1 и ЛП–2. Материалы буровых скважин 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). В легенде рассмотрен весь фактический материал, накопленный за предыдущие годы по Таймыру, обобщен и систематизирован огромный объем геологической информации как прошлых лет, так и появившийся в последние десятилетия в материалах геологических съемок. В 1993 г. во ВСЕГЕИ составлена карта геологических формаций, а в 1999 г. – металлогеническая карта Горного Таймыра м-ба 1:500 000 под редакцией Н. С. Малича. Эти материалы вошли составной частью в Геологическую карту Сибирской платформы и сопредельных территорий м-ба 1:1 500 000, составленную в 1999 г. (гл. редактор Н. С. Малич).

В 1998 г. по материалам геолого-съемочных работ начала 80-х были изданы Госгеолкарты м-ба 1:200 000, охватывающие северную часть листа S-46 (листы S-46-VII÷XVI), к 2001 составлены и переданы на издание Госгеолкарты м-ба 1:200 000 горной части Бырранга (S-46-XVII-XXIV, электронное издание проведено в 2012 г. Московским филиалом ВСЕГЕИ).

Научные тематические разработки этого этапа осуществлялись параллельно в соответствии с задачами геолого-съемочных и поисковых работ. Развитые на территории листа геологические формации освещены в обобщающих трудах и специальных исследованиях по стратиграфии и метаморфизму раннего докембрия (А. И. Забияка, Ю. И. Захаров, В. А. Верниковский); по стратиграфии, литологии и палеогеографии позднего докембрия (А. И. Забияка, В. В. Беззубцев, В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская, Н. М. Голованов, С. Б. Киреев); по стратиграфии, литологии и палеогеографии палеозоя (Ю. Г. Гор, Р. Ф. Соболевская, Л. В. Нехорошева, А. П. Романов, Н. Н. Соболев, С. Б. Шишлов); по стратиграфии, литологии и палеогеографии мезозойских толщ (А. В. Гаврилов, В. Н. Седов, Г. В. Шнейдер). Магматические образования региона исследовались Ю. И. Захаровым, С. А. Гулиным, Н. Н. Нагайцевой, М. И. Митрошиным, А. В. Невской М. З. Комаровой, А. П. Романовым, И. И. Курбатовым, В. Ф. Проскурниным, П. Г. Падериным). Петрография и стратиграфическое расчленение эффузивов освещены в работах Г.А. Ковалевой, Н. Н. Нагайцевой, В. Н. Егорова. Проблемы тектоники Таймырской складчатой системы и ее сочленения с Сибирской платформой рассматривались на этом этапе А.И. Забиякой, А.К. Уфляндом, В.А. Верниковским, В.Ф. Проскурниным. Проблемам минерагении и ресурсного потенциала посвящены работы А. И. Забияки, Н. К. Шануренко, А. П. Романова, С. С. Сердюка, Н. С. Малича, Д. А. Додина, А. Б. Гуревича, Г. М. Волковой, С. Б. Шишлова, В. Ф. Проскурнина. Структура Енисей-Хатангского прогиба и северного склона Сибирской платформы освещена в работах Л. Л. Кузнецова, Н. Е. Котт, В. И. Казаиса, В. И. Коваленко, А. П. Афанасенкова, Л. А. Пантелеевой, В. А. Балдина.

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 (2003 г.), S-49 (2004 г.), T-45-48 (2010), а также рассматриваемого листа S-46 (2011) с проведением полевых прогнозно-минерагенических исследований. В 2006 г. завершена легенда Таймыро-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-46.

В производстве полевых исследований 2013, 2014 гг. на листе были задействованы специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ» – В. Ф. Проскурнин (отв. исп., д. г.м.н), А. В. Гавриш, А. В. Зублюк, П. А. Громов, М. А. Проскурнина, Д. Н. Ремизов (д. г.-м. н.), А. Н. Ларионов (к. г.-м. н.), Д. К. Лохов, А. В. Проскурнина, И. В. Сендерский; ГПКК «КНИИГиМС» – А. П. Романов (канд. г.-м. наук), С. В. Ладыгин; ИГЕМ РАН – И. И. Бабарина (к. г.-м. н.); ИНГГ СО РАН – В. Ю. Брагин (к. г.-м.н), В. В. Абашев; вездеходчики – Ю. Н. Степанов, О. Г. Кобылянский.

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

Согласно Единым требованиям по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеолкарты–1000/3 (2015 г.), в приложении к объяснительной записке по листу S-46 приводится цифровая база данных (БД), в которую включены описания структур для хранения БД с фактографической информацией, поддерживающей, обосновывающей и расширяющей содержание комплекта графических материалов. В соответствии с «Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию..., 2015 г.» данная цифровая база данных содержит петрохимические, палеонтологические данные, базу данных по проявлениям и месторождениям полезных ископаемых на 01.01.2014 г. Работа над листом выполнена во ФГУП «ВСЕГЕИ». Исполнители карт и разделов объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки. Картографическая редакция и оформление макетов, создание цифровых моделей карт и цифровой базы данных выполнено И. В. Котельниковой, А. Г. Шнейдером, П. А. Громовым (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 в 2013 и 2014 гг. 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» – П. Г. Падерин, Т. Н. Зубова, М. М. Свириденко, Г. В. Брехов, В. К. Шкатова, А. Д. Матюшков, В. В. Кямяря; ОАО «Полярная ГРЭ» – М. А. Мартышкин, Н. Г. Науменко, И. В. Калмыков.

## СТРАТИГРАФИЯ

В основу районирования листа S-46 в соответствии с Легендой Таймыро-Североземельской серии листов масштаба 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 пять тектонических циклов: раннепротерозойский, позднепротерозойский, поздневендскосреднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и раннеюрскокайнозойский (табл. 1.1). Раннеюрско-кайнозойский тектонический цикл разделяется на два крупных этапа: юрско-меловой и кайнозойский.

В строении листа принимают участие один нижнепротерозойский и два позднепротерозойских монофациальных метаморфических комплекса без признаков природы субстрата, а также верхнепротерозойские, верхневендско-среднекаменноугольные, среднекаменноугольно-триасовые, юрскомеловые и палеоген-четвертичные отложения, которые разделены на серии, свиты и толщи. Верхнепротерозойские образования распространены в Мининско-Большевистском и Шренк-Фаддеевском геологических районах, на Мининско-Коломейцевской и, соответственно, Мамонтовско-Лаптевской, Колосовско-Дорожнинской геологических площадях. Верхневендскосреднекаменноугольные отложения развиты в Северотаймыро-Североземельском, Северо–Быррангском и Фалабигай-Нордвикском геологических районах; среднекаменноугольно-триасовые – в Карском и Южноюрско-меловые – в Таймыро-Североземельском, Быррангском; Усть-Енисейском и Хетско-Анабарском геологических районах. Палеогенчетвертичные образования территории на геологической карте распространены в Северо-Карском, Таймыро-Североземельском и Северосибирском геологических районах.

## НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

#### 1.1.1 Шренковский геологический район

Шренковский метаморфический комплекс эклогит-амфиболитплагиогнейсовый (pgPR<sup>1</sup>šr). Геологическое районирование листа S–46 Таймыро-Североземельской серии листов Госгеолкарты–1000/З РФ

акротема	эонотема	эратема	система	отдел	Геологические районы (СФО)	Геологические площади (СФЗ)
	Фанерозойская	Кайно- зойская	Четвертичная Неогеновая Палеогеновая	Q N	I. Таймыро-Североземельский II. Северосибирский	
		Мезозойская	Меловая Юрская	$ \begin{array}{c} K_2 \\                                $	I. Северо-Карский II.Таймыро-Североземельский III. Усть-Енисейский	Ша-Пясинская
			Триасо-вая	$\begin{array}{c} \mathbf{J}_{1} \\ \mathbf{T}_{3} \\ \mathbf{T}_{2} \\ \mathbf{T}_{1} \\ \mathbf{T}_{1} \end{array}$	I. Карский II. Южно-Быррангский	Ia – Нижнетаймырская IIa – Диксоновская IIб – Озёротаймырская IIв – Коротковская
		Палеозойская	Пермская о জ	$\begin{array}{c} P_3 \\ \hline P_2 \\ \hline P_1 \\ \hline C_3 \end{array}$		
			Левонская	$C_2$ $C_1$ D	I. Северотаймыро-Североземельский II. Северо-Быррангский III. Фалабигай-Нордвикский	Ia-Хутудинско-Коломейцевская IIa- Пясино-Фаддеевская (Северная) IIб-Ленивенско-Клюевская (Переходная) IIв-Тарейско-Быррангская (Карбонатная) IIIa-Фалабигайская
			Силурийская Ордовикская Кембрийская	S O C V		
Протерозой	Рифей	RF <sub>3</sub> RF <sub>2</sub> RF <sub>1</sub>	Вендская	V <sub>2</sub> V <sub>1</sub>	I. Мининско-Большевистский II. Шренк-Фаддеевский	Ia-Мининско-Коломейцевская Па-Мамонтовско-Лаптевская Пб-Колосовско-Дорожнинская
-	$PR_1$				I. Шренковский	

Комплекс как метаморфический выделен в серийной легенде ГГК–200 (1997 г.) и объединяет глубоко метаморфизованные породы Шренковского выступа. Впервые рассматриваемые образования описаны при АФГК–200 [Беззубцев и др., 1979] как позднеархейско-раннепротерозойские в составе трех подтолщ, расположенных на водоразделе верховьев рек Мамонта и Шренка. При издании Госгеокарты–200 в 1998 г. [Беззубцев и др., основании установления гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма [Сидорас, Волобуев. и др., 1983; Демина, 1984], позднее, при издании ГК–1000/2 в 2000 г.,– как раннепротерозойские [Госгеолкарта, 2000]. На ранних этапах геологического изучения на месте выступа выделялись позднепротерозойские граниты. Метаморфический комплекс характеризуется высокой степенью структурной конформности, гнейсово-инъекционным внутренним строением с нуклеарным типом метаморфизма, типичным для супракрустальных пород раннего докембрия, рассматривается большинством исследователей в качестве древнейших образований региона.

Площадь выходов метаморфического комплекса около 1000 кв. км, обнаженность удовлетворительная, коренные выходы практически отсутствуют, что не позволяет в ряде случаев судить о внутреннем строении, структуре и мощности его образований. Породы шренковского метаморфического комплекса прорваны и инъецированы гранитоидами шренк-мамонтовского раннепротерозойского (?) и ледяного позднерифейского комплексов, широко представлены мигматиты разных морфологических типов, кроме того, отмечаются гранулиты и эндербиты. Комплекс вместе с гранитоидами перекрывается красноцветными и зеленоцветными песчаниками и гравелитами краснореченской свиты позднего рифея.

Шренковский метаморфический комплекс разделяется на три подкомплекса, в соответствие с подтолщами, описанными В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев и др., 1998], с условными границами и постепенными переходами между подкомплексами. Наличие в средней части комплекса пород, среди которых преобладают амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы позволяют разделить его на подкомплексы.

Нижний подкомплекс обнажается вдоль юго-восточной границы Шренковского выступа и характеризуются наибольшими ступенями метаморфизма. Верхняя граница согласная и проводится по резкому преобладанию в разрезе меланократовых пород. Редко наблюдается метаморфическая полосчатость, которая наклонена на северо-запад по углом 60–75°. Состав нижнего подкомплекса по элювиальным и элювиально-делювиальным развалам описан в верховьях р. Тихая [Беззубцев и др., 1998]. Здесь наблюдаются плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые (600 м) и гранат-двуслюдяные (300 м) пронизанные биотит-микроклиновыми мигматит-гранитами (100 м). Они сменяются амфиболитами пироксеновыми темно-серыми (100 м), затем плагиогнейсами биотитовыми, гранат-двуслюдяными с прослоями (до 10 м) серых и светло-серых мраморов (190 м), плагиогнейсами биотит-амфиболдвупироксеновыми и биотитовыми с прослоем (15 м) варцсодержащих кальцифиров (795 м).

В 5 км выше устья р. Красная по левому борту р. Шренк в коренном выходе наблюдается постепенный изофациальный переход от амфиболсодержащих плагиогнейсов через гранат-биотитовые плагиогнейсы (гранулиты) к эндербитам. Здесь же наблюдается замещение последних палингеннометасоматическими плагиогранитами.

Условная мощность нижнего до 2500 м.

Средний подкомплекс обнажается вдоль юго-восточного и южного обрамления Шренковского выступа. Ширина выхода колеблется от 2 до 3 км. Верхняя и нижняя границы подкомплекса весьма условные. Средний подкомплекс сложен пироксеновыми и гранат-пироксеновыми амфиболитами, ортоамфиболитами, содержащими прослои амфибол-двупироксеновых, амфибол-пироксеновых плагиогнейсов, мраморов, кальцифиров и редко плагиогнейсов с высокоглиноземистыми минералами и эклогитоподобными породами. Строение среднего подкомплекса изучалось в верховьях рек Тихая, Ледяная и на водоразделе Тихой и Мамонта [Беззубцев и др., 1998].

В верховьях р. Красная в подкомплексе, наряду с амфиболитами и ортоамфиболитами, присутствуют маломощные (10–15 м) тела силлиманитставролит-двуслюдяных и гранат-ставролит-кордиерит-двуслюдяных плагиогнейсов и относительно мощных (до 200 м) прослоев мраморов. Кроме того, в разрезе подкомплекса, в 7 км выше устья р. Красная, отмечаются специфические гранат-двупироксеновые амфиболиты, которые можно отнести к эклогитоподобным породам.

Мощность пород подкомплекса, с учетом ширины выходов и напряженной складчатости, составляет не менее 500 м.

Верхний подкомплекс занимает большую часть Шренковского выступа. Он сложен преимущественно биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, реже биотит-амфиболовыми, биотит-клинопироксеновыми, биотитамфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами, гранулитами с линзами амфиболитов и прослоями мраморов, кальцифиров и очень редко кварцитов. Верхний подкомплекс по составу сходен с нижним, отличие состоит в несколько большем количестве прослоев мраморов и кальцифиров. Вверх по разрезу подкомплекса увеличивается количество биотитовых, гранатбиотитовых и других гнейсов.

Мощность подкомплекса условно принимается 3000 м.

Для пород шренковского метаморфического комплекса характерны следующие этапы метаморфизма и наложенного метасоматоза (по [Сидорас, Волобуев и др., 1983; Демина, 1984; Беззубцев и др., 1998]):

1. Прогрессивный метаморфизм гранулитовой и, локально, эклогитовой фации. В биотит-амфиболовых и биотит-двупироксеновых плагиогнейсах минералы гранулитовой фации представлены реликтами диопсида и гиперстена, бурой титанистой роговой обманки и высокотитанистого ( $TiO_2$  до 5 %) биотита, характерного для гранулитовой фации. В плагиогнейсах с высокоглиноземистыми минералами, наряду с титанистым биотитом, сохранились редкие реликты силлиманита, кианита, граната. Этим минеральным ассоциациям соответствуют рассчитанные по биотиту и гранату температура 700–1000° С и давление 8–9 кбар. Далее развитие идет по пути регрессивного метаморфизма. Происходит обогащение пород Si, K, Na и обеднение Mg, Fe, Ca.

2. Регрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Характерные минеральные ассоциации: плагиоклаз+кварц+биотит+гранат; плагиоклаз+кварц+биотит; плагиоклаз+кварц+биотит+гранат+роговая обманка; плагиоклаз+кварц+гранат+ силлиманит+кордиерит.

3. Регрессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. Характерные минеральные ассоциации: плагиоклаз+кварц+биотит (менее железистый) +эпидот+цоизит+титаномагнетит+сфен; плагиоклаз+кварцбиотит+гранат+став-ролит+андалузит+эпидот-цоизит. Этому типу соответствует рассчитанная по гранату второй генерации температура 625° С.

4. Региональная гранитизация и образование гранитоидов мигматитплагиогранитной формации. Минеральные ассоциации: плагиоклаз+кварц+ малотитанистый биотит+мусковит+эпидот-цоизит+микроклин+ гранат.

5. Неравномерно проявленный диафторез, сопровождающийся гидротермально-метасоматическими изменениями. Вторичные минеральные ассоциации: альбит +кварц+мусковит+хлорит+актинолит+микроклин+серицит.

6. Низкотемпературный метасоматоз вдоль зон разломов. Проявлен локально. Выражается образованием хлорит-серицитовых пород и развитием глаукофана по амфиболу.

По химическому составу ( Приложение 8, табл.1 и 2 в приложении 12) гнейсы, гранулиты и кварцито-гнейсы шренковского комплекса (в соответствии с [Петрографический кодекс, 2009]) отвечают метаморфическим породам амфиболитовой фации среднего (SiO<sub>2</sub> – 58,46–60,85), кислого (SiO<sub>2</sub> – 67,47–71,1) и ультракислого (SiO<sub>2</sub>–78,8) состава, нормальной и умеренной целочности калиево-натрового типа, насыщенным глиноземом. Амфиболиты также относятся к метаморфическим породам амфиболитовой фации и характеризуются ультраосновным (SiO<sub>2</sub>–40,25), основным (SiO<sub>2</sub>–46,3) и средним (SiO<sub>2</sub>–52,84; 53,7) составом, нормальной щелочности калиево-натрового типа, насыщенным и недоносыщенным глиноземом.

В спектрах РЗЭ (Приложение 8) наблюдается положительная европиевая аномалия. В целом концентрации легких РЗЭ в пробах повышены относительно тяжелых.

Гнейсы и кварцито-гнейсы шренковского метаморфического комплекса отличаются повышенными содержаниями (относительно среднего содержания элементов в парагнейсах по [Гусев, 1999]) халькофильных элементов: Мо (3,67–5,4), Ві (1–2,5), Си (0,6–0,8); литофильных элементов: Sr (1,57), Ва (1,29). В мультиэлементных спектрах отмечено повышенное содержание высокозарядных элементов (Rb, Ba и Th), пониженное – Ti, V, Ni. Отмечено наличие Au 0,0045–0,0083 г/т; Pt – 0,002 г/т; Pd – 0,0036–0,0038 г/т; Re – 0,0052 г/т. Для амфиболитов шренковского комплекса характерены положительные аномалии Ba, Rb, V, Ni.

Возраст комплекса принят раннепротерозойским (?). Метаморфиты прорываются и инъецированы гранитоидами шренк-мамонтовского, условно раннепротерозойского возраста, и позднерифейского ледяного (846 млн лет) комплексов, образующих мигматиты разных морфологических типов, включая эндербиты. Комплекс перекрывается песчаниками и гравелитами краснореченской свиты позднего рифея, которые содержат молодые цирконы с возрастом 821–848 млн лет. Четыре определения по биотиту и мусковиту, выполненные калий-аргоновым методом из пород шренковского комплекса[Сидорас, Волобуев и др., 1983], дали интервал возрастов 790–915 млн лет и связывались с этапом диафтореза зеленосланцевой фации.

Из амфиболита с левобережья р. Шренк (204120/7) были сделаны определения возраста на SIMS SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ в 9 зернах циркона (Приложение 10, табл. 1).

Конкордантный возраст амфиболитов 963 млн лет согласуется с результатами датирования, выполненного с использованием ионного микроанализатора Cameca IMS 1270, по цирконам из гранитоидов шренк-мамонтовского комплекса, [Пиис и др., 2002]. Из 6 проб получен возраст кристаллизации гранитоидов в интервале 880-940 млн лет. В большинстве проб также обнаружены цирконы с возрастом 1,2-1,4 млн лет и 1.7-1.8 млн лет. При датировании цирконов из этих гранитоидов классическим методом нами ранее [Захаров и др., 1993] получен возраст в 1869±56 млн лет, методом термоионной эмиссии – 926–1635 млн лет. Таким образом, готский (1305 млн лет) и гренвильский возраста (963 млн лет) амфиболитов шренковского комплекса вполне отчетливо связываются: первый возраст – с третьим этапом регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации (по [Сидорас, Волобуев и др., 1983; Демина, 1984; Беззубцев и др., 1998]), а второй – с четвертым этапом региональной гранитизации и образованием гранитоидов мигматит-плагиогранитной формации. В целом же возраст шренковского метаморфического комплекса, являющегося протолитом для гранитоидов и метаморфических процессов, можно оценить древнее чем 1,8 млн лет, т. е. как раннепротерозойский.

Общая мощность шренковского комплекса более 6000 м [Беззубцев и др., 1998].

# 1.2. ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепротерозойские образования развиты в двух геологических районах – Мининско-Большевистском и Шренк-Фаддеевском. Возрастной их интервал в первом ограничен поздним рифеем – вендом, во втором – рифеем и ранним вендом. В Мининско-Большевистском районе развиты, преимущественно, складчатые терригенные флишоидные, а в Шренк-Фаддеевском – складчатые вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения.

#### 1.2.1. Мининско-Большевистский геологический район

В соответствии с Дополнением №1 к Серийной легенде (листы T-45 – 48, мыс Челюскин) из состава Мининско-Большевистского района выведены на другой возрастной срез – поздневендско-среднекаменноугольный – две площади – Западно-Челюскинская и Большевистская. На рассматриваемой площади, так же как и на листе S-47, в связи с близостью состава отложений к стратотипам района п-ова Минина выделяется, соответственно, Мининско-Коломейцевская геологическая площадь.

#### Мининско-Коломейцевская геологическая площадь

Данная площадь располагается к северу от Шренк-Фаддеевского геологического района, с которым сопрягается по Главному Таймырскому и Диабазовому разломам. Породы, слагающие эту площадь, представлены монофациальными метаморфическими комплексами без признаков природы субстрата– тревожнинским позднерифейско-вендским и медвежевским вендским, а также терригенными флишоидными и турбидитоподобными образованиями, объединенными в ленивенскую серию.

### Позднерифейско-вендские образования

К позднерифейско-вендским образованиям отнесены монофациальные метаморфические комплексы кристаллических сланцев и гнейсов без признаков природы субстрата, слагающих Харитоновский тектонический блок. Ранее эти породы рассматривались как архейские, архейско-раннепротерозойские, раннепротерозойские, рифейско-кембрийские образования. Полученные в последние годы многочисленные U-Pb датировки (SIMS SHRIMP) по циркону из метаморфитов свидетельствуют об основном этапе метаморфизма на границе венда и кембрия, а также о нескольких этапах преобразования в позднем палеозое с пиками 300–310 млн лет, 270–280 млн лет; 255– 258 млн лет.

**Тревожнинский метаморфический комплекс плагиогнейсово-амфибо**литовый (aRF<sub>3</sub>–V?tr). Тревожнинский комплекс в качестве древнейших архейских образований был выделен А. И. Забиякой [1974а, 1974б,1974в, 1986, 2002] в ранге стратифицированной метаморфической серии из состава архейско-раннепротерозойских фаддевской, нижней и верхней карской свит М. Г. Равича [1954], М. Г. Равича, Ю. Е. Погребицкого [1965]. Геологами НИИГА [Шулятин и др., 1966,1969; Успенская, 1976] гнейсовый комплекс рассматривался в составе зонально метаморфизованных флишоидных отложений медвежевской свиты и каменской серии нижнего протерозоя, геологами ПГО Красноярскгеология [Беззубцев и др., 1979, 1998] – в составе ленивенской серии венда.

Анализ общего тектонического плана района позволил А. И. Забияке предположить в строении берега Харитона Лаптева наличие структур типа окаймленных гнейсовых куполов. Выходы на дневную поверхность пород тревожнинского комплекса приурочены к ядрам этих куполов, где они ассоциируют с гранитоидами разновозрастных этапов, катаклазированными, метаморфизованными и в значительной степени реоморфизованными позднепалеозойскими процессами. В пределах листа S-46 выделяются Медвежевский, Аттовский (ядра на мысах Каминского и Дубинского), Дружнинский (в верховьях р. Гранатовая, на правобережье р. Непонятная), Левокаменско-Толлевский (на левобережье Каменной и Толлевой) и Штеллинговский гранито-гнейсовые купола, которые зачастую переходят друг в друга, образуя линейно-вытянутые блоки-овалы, объединяемые в целом в Харитоновский гранито-гнейсовый выступ докембрия. Согласно данным А. И. Забияки [2002] и Ю. И. Захарова [Захаров, Забияка, 1983], тревожнинский комплекс имеет двучленное строение и представлен внизу подкомплексом плагиогнейсов и амфиболитов, а вверху — подкомплексом кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Породы обоих подкомплексов характеризуются высокой степенью метаморфизма, соответствующей в целом амфиболитовой фации. В этом составе породы комплекса (в ранге тревожнинской толщи) включены в региональные стратиграфические схемы, сводную легенду Таймырской серии листов и приняты в настоящей работе. Возраст метаморфизма принят не точнее вендского.

На рассматриваемой площади нижняя часть тревожнинского комплекса обнажена в ядрах гнейсовых куполов и представлена кристаллическими сланцами, содержащими в переменном количестве биотит, гранат, иногда диопсид и перемежающимися с гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, а также роговообманковыми амфиболитами, в различной степени мигматизированными. Амфиболиты слагают от 20 до 30 % общего объема, образуя прослои и пачки, встречающиеся в разных частях разреза. В низах разреза известны единичные тела энстатит-паргаситовых и двупироксеновых плагиогнейсов. Встречающиеся среди плагиогнейсов единичные пласты (до 5 м) мраморов и кальцифиров сосредоточены в основном в верхах разреза. На р. Медвежья они встречены в ассоциации с кристаллическими сланцами диопсид-скаполит-эпидот-кварцевого состава.

Верхняя часть тревожнинского комплекса слагает участки между гнейсовыми куполами (не исключено, что это могут быть глубоко метаморфизованные образования ленивенской серии). Фрагменты ее разреза вскрываются на рр. Ленивая, Гранатовая и на левобережье Каменной, Толевой. По данным Ю. И. Захарова, О. Г. Шулятина и А. И. Забияки, она представлена плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми и гранат-биотитовыми (35–40 %), амфиболовыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, ортоамфиболитами и кварцитами.

Амфиболиты представлены меланократовыми темно-зелеными разностями с гнейсоватой, полосчатой, реже массивной текстурами и равномернозернистыми лепидогранобластовой и гранобластовой структурами. Среди них очень часто встречаются полосчатые разности, для которых характерно чередование темных и светлых полос мощностью 2-20 см. Первые из них сложены амфиболитами, главными породообразующими минералами которых являются (%): обыкновенная роговая обманка -16-64, плагиоклаз (олигоклазандезин № 30–40) – 19–66 и кварц –12–15. Иногда в небольших количествах присутствуют биотит – 1–3, карбонат-до 0,9 и акцессорные – апатит (0,3–0,9) И сфен (0,2–1,5). Светлые прослои представлены диопсид-скаполитэпидотовыми кристаллическими сланцами с гранобластовой и нематобластовой структурами и состоят (%) из кварца – 39, эпидота – 34, скаполита –15, диопсида – 7, плагиоклаза № 30 – 7,5, сфена – 1,2. Между этими двумя породами наблюдаются переходные разности, например, скаполит-эпидотовые амфиболиты. Петрохимические исследования (по [Забияка, 2002]) показывают принадлежность амфиболитов тревожнинского комплекса к семейству базальтов. На диаграмме «кремнезем – сумма щелочей» их фигуративные точки локализованы преимущественно в поле нормальных базальтов, иногда переходя в поле субщелочных оливиновых базальтов и андезибазальтов. Вариации содержаний в них кремнезема находятся в пределах 47–57 %, а щелочей – 2,0–7,4 %. Петрохимический «портрет» амфиболитов тревожнинского комплекса, вычисленный как среднее из 33 анализов, отвечает примерно гиперстеновому базальту (мас. %): Si0<sub>2</sub> – 51,01, Ti0<sub>2</sub> – 1,36, Al<sub>2</sub>0<sub>3</sub> – 15,54, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,02, FeO – 8,75, MnO – 0,18, CaO – 8,27, MgO – 5,18, Na<sub>2</sub>O – 2,80, K<sub>2</sub>O – 1,32, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,40, п. п.п. – 2,49, сумма окислов –100.22. По соотношению щелочей эти метабазиты принадлежат преимущественно к калиево-натриевой, иногда уклоняясь в сторону натриевой и очень редко к калиевой серии. В двух последних случаях очевидна роль наложенных процессов, связанных с позднепалеозойским ультраметаморфизмом. По коэффициенту al' они относятся к высоко- и умеренноглиноземистым.

Биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы имеют равномернозернистую структуру и неяснополосчатую гнейсовидную текстуру. Для амфиболбиотитовых плагиогнейсов характерны (%): плагиоклаз №23–35 – 60,6, кварц – 20,2, биотит – 9,7, эпидот – 5,3, амфибол – 4,4 и ильменит – 0,4. В некоторых разностях наблюдаются кристаллики граната.

Мраморы и кальцифиры наименее распространены. Они слагают три горизонта: один из них расположен в верхней части пачки крупнозернистых амфиболитов, два других – непосредственно выше,-в пачке переслаивающихся друг с другом лейкократовых биотитовых и слоистых среднезернистых амфиболитов. Макроскопически это светлые с желтоватым оттенком среднекристаллические породы, состоящие (в %) из кальцита (до 97) с некоторой примесью амфибола ряда актинолит-тремолита (1,7), скаполита (0,6), альбита (0,5) и мусковита (0,1).

При проведении геолого-съемочных работ, выполнявшихся силами Геологосъемочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология», характеризуемые породы не нашли отражения на геологической карте. Между тем, наши наблюдения показывают, что в пределах берега Харитона Лаптева имеется еще целый ряд незакартированных выходов тревожнинского метаморфического комплекса. В частности, выходы аналогичных пород зафиксированы на правобережье р. Непонятная в 9–10 км выше устья ее правого притока – руч. Туманного. Они здесь интенсивно мигматизированы, и, возможно, высокая степень насыщенности гранитным метатектом явилась причиной тому, что эти породы на геологической карте были включены в состав гранитного массива.

Как отмечает А. И. Забияка [Забияка, 2002], выходы пород тревожнинского комплекса в гнейсовых и гранитно-гнейсовых куполах окаймляются флишоидными отложениями ленивенской серии. Однако, вряд ли кому-либо удастся наблюдать между ними нормальные стратиграфические контакты, поскольку последние, как об этом уже говорилось ранее, имеют диапировый характер.

По химическому составу (Приложение 12, табл.3) амфиболиты и гранатроговообманково-биотитовые гнейсы нижней части тревожнинского комплекса отвечают метаморфическим породам амфиболитовой фации среднего (SiO<sub>2</sub> – 52,39–60,40) состава нормальной калиево-натриевой щелочности, насыщенным глиноземом. Кристаллосланцево-гнейсовые породы верхней части разреза характеризуются преимущественно кислым (SiO<sub>2</sub> - 65,16–67,81) составом, реже средним (SiO<sub>2</sub> - 60,98) и основным (SiO<sub>2</sub>-50,59) составом нормальной щелочности калиево-натрового типа, насыщенных глиноземом.

Гнейсы тревожнинского комплекса были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту (по [Юдович, 1981]). Сравнение полученных данных показало, что породы комплекса относятся к нормосиаллитам и соответствуют среднему составу гранитно-метаморфической оболочки Земли. По гидролизатному модулю с довольно высокими значениями (0,30–0,50) и титанистому модулю также с высокими значениями (0,071–0,1) породы относятся к зрелым. По железистому модулю породы относятся к нормальножелезистым (0,20–0,60).

Характерной особенностью амфиболитов и роговообмаково-биотитовых гнейсов (Приложение 12, табл. 3) комплекса является их обогащенность высокозарядными элементами U, Hf, (Kк>1), а также тяжелыми редкоземельными элементами (Yb, Sm, Dy, Tb, Lu, Tm c Kк>1). Гранат-биотитовые гнейсы отличаются повышенными содержаниями крупных литофильных элементов – Ba (Kk = 4), Sr (Kk = 2,1) и Zr c Kk = 1,18. В плагиогнейсах и гнейсах отмечены содержания Au – 0,0034 г/т – 0,0035 г/т.

Метаморфиты тревожнинского комплекса по своим геохимическим характеристикам отвечают надсубдукционным образованиям. Большинство исследованных горных пород имеют, видимо, исходно вулканогенноосадочную природу с существенной долей терригенного материала. Пробы 203002/7 и 203021/1 наиболее близки к островодужным базальтоидам и маркирует, вероятно, центральную базальтовую часть крупного покрова или силла.

Для характеристики тектонической обстановки первичного образования метаморфитов были проанализированы графики в координатах La/Th, La/Y-Sc/Cr, Ti/Zr-La/Sc, которые указывают на формирование гнейсов в условиях энсиалических (континентальных) островных дуг.По соотношению Ti/Mn, Sr/Ba первичный состав пород относится к морским отложениям, отношение La/Yb позволяет предполагать преобладание в областях сноса и накопления кислых магматических образований.

Для определения возраста источника сноса, нижнего предела возраста осадконакопления, нижнего и верхнего предела метаморфизма было произведено U-Pb датирование цирконов (SIMS SHRIMP) из образца амфиболбиотитовых гнейсов (203005), отобранного на мысе Дубинского в ядре Каменского гранито-гнейсового купола. В сумме был изучен возраст 26 зерен цирконов (Приложение 10, табл. 2).

В соответствии с результатами U-Pb датирования, а также учитывая признаки окатанности цирконы разделены на три крупные возрастные группы: с докембрийскими датировками (ядра иногда с признаками окатанности), позднерифейско-раннекембрийскими (ядра) и позднепалеозойскими (темные оболочки) датировками. Возраст первой группы укладывается в хронологический интервал от 1529 ±34 до 702.1 ±5.4 млн лет, второй группы – от 631.3 ±7.6 до 520.2 ±4.9 млн лет с поздневендским пиком **539** млн лет. Для третьей группы цирконов получен конкордантный возраст 306 ±2 млн лет.

Первая группа отражает, видимо, возраст детритовых цирконов, иногда окатанных (702–724 млн лет). На основании датирования цирконов второй группы принимается основной возраст монофациального метаморфизма тревожнинского комплекса условно как позднерифейско-вендский. Возраст третьей группы цирконов связывается с зональным региональным метаморфизмом позднепалеозойского возраста и формированием ленивенско-толевского мигматит-гранитового комплекса.

Общая мощность тревожнинского комплекса превышает 4200 м.

Медвежевский метаморфический комплекс кристаллосланцевогнейсовый (gV?md). Метаморфические породы медвежевского комплекса впервые выделены О. Г. Шулятиным [Шулятин и др., 1966; 1969] и И. Б. Успенской [Успенская, 1970] в ранге свиты раннепротерозойского возраста, которая коррелировалась с черносланцевой воскресенской свитой Западного Таймыра А.И. Забияки [Забияка, 1974а]. Ранее она относилась к нижнекарской свите [Равич, 1954; Равич, Погребицкий, 1965]. Медвежевский метаморфический комплекс имеет ограниченное распространение в северо-восточной части листа, где слагает блок неправильной формы на междуречье Мал. Толевой, Сиреневой и Коломейцева. К юго-западу на продолжении этой структуры отмечаются лишь отдельные выходы пород медвежевского комплекса среди ленивенской серии в ядрах небольших антиклинально-купольных структур и гранитоидных массивов.

Медвежевский комплекс однороден по своему составу. Он сложен средне-И крупнозернистыми графит-гранат-биотит-кордиеритовыми, графитсиллиманит-биотит-кордиеритовыми. графит-силлиманит-гранат-биотиткордиеритовыми и реже гранат-силлиманит-биотитовыми плагиогнейсами с графитом. Им подчинены кристаллические сланцы того же состава. Мощность пачек плагиогнейсов и сланцев от 5-7 до 20-25 м. В виде редких прослоев и пачек, мощностью от 15 см до 2-3 м, присутствуют биотитографитовые кварциты и гранато-биотитовые плагиогнейсы, содержащие единичные чешуйки графита. Для пород медвежевского комплекса характерен ржаво-бурый цвет, возникший в результате разложения кордиерита, графита и пирротина. На космоснимках комплекс дешифрируется светлым фототоном, близким карбонатным породам. Породы интенсивно мигматизированы; преобладают послойные мигматиты (от тонко- до грубопослойных), реже наблюдаются ветвистые мигматиты. Жильный материал представлен аплитом или биотитовым гранитом, иногда порфиробластическим.

Субстратом для жильного материала служат различные плагиогнейсы, метаморфизованные в условиях силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. В послойных мигматитах жильный материал образует либо тонкие (от 1–2 мм до 1–2 см) прожилки, часто чередующиеся с субстратом, либо более редкие мощные (до 15 см) жилы. Эта мигматизация усложнена развитием мелких изоклинальных складок, складок нагиба и волочения. На таких участках появляются раздувы и пережимы жил, определяющие их четковидную, линзовидную и седловидную формы, многообразие сложных рисунков мигматитов зависит также от количества жильного материала и наличия тонких секущих инъекций, соединяющих параллельные жилы в полосчато-сетчатую систему. Контакты жильного материала и субстрата резкие, либо постепенные. Резкий контакт часто подчеркивается образованием на границах жил каемок биотита, турмалина, апатита или граната. Отсутствие резкого разграничения между субстратом и жильным материалом обычно наблюдается в тонко мигматизированннх гнейсах, где прожилки и линзы жильного материала настолько тонки и настолько сходны по составу с субстратом, что отличить их друг от друга затруднительно. Такие типы послойных мигматитов близки гранитизированным породам типа теневых гранитов. При метасоматическом характере контакта зальбандовые части жил неровные, зубчатые, фиордообразные, что обусловлено разрастанием кристаллов полевых шпатов в субстрате, куда они глубоко вдаются своими ограничениями.

Плагиогнейсы и кристаллические сланцы обнаруживают очковую, неяснополосчатую и реже гнейсовидную текстуры. Им присущи различные структуры: гранобластовая, гетеробластовая, реже лепидобластовая, лепидофибробластовая, порфиробластовая и различные бласто-катакластические структуры. Породы различаются лишь по количественным соотношениям главных породообразующих минералов, вариации которых бывают весьма разнообразны. Они состоят (%) из плагиоклаза – 25–35 (от 5 до 50), кордиерита – 20–30 (от 7 до 55), кварца – 15–25 (от 10 до 30), биотита – 15–20 (от 5 до 25), силлиманита – 3–7, граната – 0–10, графита – 1–10. Иногда в них присутствует калиевый полевой шпат (до 10%). Из акцессорных минералов наблюдаются апатит, циркон, изредка рутил, лейкоксен, пирротин и ильменит. Вторичные минералы: хлорит, биотит, мусковит.

Плагиоклаз представлен андезином (29–33%), слагающим ксеноморфные зерна, корродированные с краев кварцем и замещаемые биотитом и микроклином. Микроклин иногда развивается также межгранулярно. Кордиерит образует крупные ксеноморфные, обычно раздробленные зерна, по трещинам замещается буровато-желтым аморфным веществом. Наблюдаются характерные для него полисинтетические двойники и лимонно-жёлтые плеохроичные дворики. Кварц встречается в виде мелких изометричных зерен либо образует линзовидные скопления крупных гранулированных зерен. Он корродирует почти все остальные минералы. Коричневатый биотит выполняет промежутки между зернами или развивается по кордиериту. Силлиманит представлен игольчатыми кристаллами, развивающими по кордиериту, реже в интерстициях отмечаются волокнистые агрегаты фибролита. Гранат (альмандин) представлен изометричными и округлыми зернами, часто ситовидными, с обильными включениями кварца и плагиоклаза, реже биотита. Графит выражен идиоморфными чешуйками и изометричными пластинками, обычно ассоциирующимися с биотитом. Большинство чешуек графита ориентировано согласно с гнейсовидностью породы.

Биотито-графитовые кварциты представляют собой крупнозернистые породы с гнейсовидной текстурой. Структура их гранобластовая и лепидогранобластовая. В составе этих пород преобладает кварц (65%). Содержание плагиоклаза (андезина с 34% An ) 15%, графита 13–15%, биотита 3–5%, кордиерита 1–2%. Химический состав пород медвежевского комплекса (Приложение 12, табл.4), представленных высокоглиноземистыми графитосодержащими плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, позволяет полагать, что они образованы за счет глинистых осадков с примесью мергелистого и терригенного материала, обогащенных углеродом.

Для гнейсов комплекса (Приложение 8) выявлено повышенное содержание халькофильных элементов относительно содержаний элементов в кристаллосланцах и парагнейсов (кларки по [Гусев, 1999]): Мо – 4,24–15,2, U – 3,46, Ag – 2,85, Cu – 2,47; литофильных элементов: U – 3,46, Yb – 2,88, Sc – 2,26; зафиксированы повышенные содержания редкоземельных элементов. Повышены содержания Co, Ni, Zn и Se (до 6,82 г/т). Распределение РЗЭ характеризуется пологим спектром без четких аномалий иногда с европиевой отрицательной аномалией и повышенным содержанием элементов в целом.

Для определения возраста верхнего предела метаморфизма было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из образца (13102/2) гнейсевидных мусковитизированных гранитов, отобранных из лейкосомы мигматитового поля пород медвежевского комплекса в верховьях р. Сиреневой (Приложение 10, табл. 3). Гранитоиды относятся к харитоновскому мигматит-гранитовому комплексу условно вендского возраста.

В образце был изучен возраст 16 зерен цирконов, в которых 12 замеров выполнено из оболочек зерен, 11 – из ядер. По результатам U-Pb датирования этих двух групп они разбились отчетливо на позднепалеозойскую группу (замеры из темных оболочек) с конкордантным возрастом 378±2 млн лет (поздний девон), не имеющем геологического смысла на сегодняшний день, и докембрийскую группу с возрастными пиками 559, 655 млн лет. Вендский возраст цирконов (559 млн лет), наиболее широко развитый в глубоко метаморфизованных породах Мининско-Коломейцевской геологической площади, а также в обломочных цирконах поздневендско-раннекембрийских пород отражает, видимо, возраст последнего докембрийского события – гранитизации и регионального метаморфизма и, соответственно, возраст медвежевского метаморфического и харитоновского мигматит-плагиогранитового комплексов.

В связи с полученными датировками и положением в общей структуре метаморфического поля Таймыра возраст медвежевского метаморфического комплекса принят условно вендским.

Мощность комплекса не менее 1500 м.

**Ленивенская серия (Vln)** была выделена Ю. Е. Погребицким [Погребицкий, 1971] и включала весь комплекс преимущественно терригенных флишоидных отложений к западу от р. Ленивая, вплоть до шхер Минина и Пясинского залива. Возрастной интервал этого подразделения точно не был определен, и оно целиком включалось в состав докембрия. Позже это название, но только для свиты, было использовано в геологической карте Горного Таймыра масштаба 1:500 000 [Беззубцев В. В., 1986], возрастной объем ее был ограничен поздним рифеем.

В настоящей записке предлагается использовать данное подразделение в прежнем ранге – серии, объединяющей воскресенскую черносланцевую и стерлеговскую сероцветную толщи. Нижняя граница ленивенской серии не

вскрыта, верхняя – определяется подошвой мининской толщи. На листе ленивенская серия закартирована на двух площадях: между Диабазовым и Главным Таймырским разломами и севернее последнего. На первой площади она метаморфизована, преимущественно, в зеленосланцевой фации, на второй прорвана многочисленными гранитоидными комплексами позднего палеозоя и раннего мезозоя и зонально метаморфизована в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Между Диабазовым и Главным Таймырским разломом отложения ленивенской серии, по данным В. В. Беззубцева и др. [Беззубцев, 1979, 1985, 1998] обнажаются по рр. Ленивая, Угрюмая и Непонятная и ее притокам ручьям Коренной и Туманный, где они слагают ядерные части антиклиналей и осложнены складками высоких порядков до гофрировки. Нижняя граница ее неизвестна. Предположительно она с постепенным переходом перекрывается мининской свитой. Полный и представительный разрез ленивенской серии отсутствует. Она представлена переслаивающимися метагравелитами, метапесчаниками, филлитизированными алевролитами. Резко преобладают песчаники и гравелиты, которые составляют до 90 % от объема свиты. Окраска пород темно-зеленовато-серая, серая и реже черная.

В составе обломочного материала серии преобладают (%) минералы кварца (25-60), полевые шпаты (10-40), реже обломки пород (5-25 %). Среди полевых шпатов преобладают полисинтетически сдвойникованные обломки плагиоклазов, реже встречаются калий-натровые разновидности с микропертитовой структурой и мелкими мирмекитовыми вростками кварца. Обломки пород чаще представлены кварцитами, эффузивами кислого состава (фельзитами, микрофельзитами) и основного состава. В последних иногда просматривается микролитовая структура. Редко встречаются обломки гранитоидных пород. В псаммитах нижней части ритмов встречаются обломки пород предыдущего ритма. Цемент в породе кварц-хлорит-слюдистый, кварцслюдистый, по типу базальный, редко соприкосновения. В составе цемента наблюдается глинисто-углеродистый материал. Тонкообломочные породы представлены алевролитами либо сланцами и филлитами. Они сложены хорошо отсортированным материалом. Основная масса породы сложена агрегатом хлорита, серицита в тонком срастании с кремнисто-кварцевым материалом, часто присутствуют карбонат, углеродистое вещество, реже эпидотцоизитовые и титанистые минералы. Почти всегда присутствует пирит.

Мощность ленивенской серии с учетом гофрировки и мелкой дополнительной складчатости на рассматриваемом участке – между Гланым Таймырским и Диабазовым разломами – принимается 350 м.

Возраст серии принят не точнее, чем вендский, на основании изотопногеохронологических исследований детритовых цирконов [Дополнение к Легенде...№1, 2013; Проскурнин, 2013; Дополнение к Легенде...№3, 2014], давших наибольшее число вендских датировок (570–550 млн лет.), и, главное, исходя из ее положения в разрезе – непосредственно ниже вендскораннекембрийских (под вопросом) отложений мининской и нижнехутудинской толщ и раннекембрийской верхнехутудинской толщи. Последняя охарактеризована фаунистически [Соболевская, 1978, 2000]. Севернее Главного Таймырского разлома в бассейне р. Коломейцева и по берегам залива Вальтера из состава ленивенской серии выделены воскресенская и стерлеговская толщи общей мощностью более 1470 м.

Воскресенская толща. Это подразделение в ранге свиты выделено А. И. Забиякой в 1974 г. [Забияка, 1974; Стратиграфический словарь..., 1989] и названо по бухте Воскресенского. Нижняя граница воскресенской толщи не вскрыта, и взаимоотношения 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. На участках зонального регионального метаморфизма породы толщи преобразованы в гранат-биотитовые, гранат-ставролитбиотитовые плагиогнейсы и гранат-ставролит-биотит-кварцевые, гранатсиллиманит-кордиерит-биотит-кварцевые кристаллические сланцы и графитовые гнейсы.

В каньоне р. Коломейцева (северо-западное окончание) нижняя часть флишоидного разреза ленивенской серии (воскресенская толща) представлена тонким ритмичным переслаиванием (1–2 см – 10–20 см) темно-серых и черных микроплойчатых метаалевролитов, метааргиллитов и метапесчаников, иногда с прослоями известковистых метапесчаников с новообразованиями пирита и пистомезита. По О. Г. Шулятину [Шулятин и др., 1968] – это нижняя часть разреза таймырской (ленивенской в настоящее время) серии терригенных пород (пачки №1–3) мощностью до 410 м. Выше она согласно перекрывается метапесчаниками с порфиробластами ильменита стерлеговской толщи.

На побережье залива Вальтера, по данным Ю. И. Захарова [Шануренко и др., 1981], слагающие воскресенскую толщу породы преобразованы в условиях биотит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. В самом основании разреза толщи данного участка наблюдаются маломощные (0,1–2 м) пачки кварцитов. По сравнению с другими площадями здесь, наряду с простыми двучленными ритмами, присутствуют трехчленные – со сложнопостроенным вторым элементом. Мощность песчано-алевролитовых слоев варьирует от 0,1–0,15 до 6 м. Суммарная мощность воскресенской толщи оценивается в 100–120 м.

Петрографическое изучение слабо преобразованных терригенных пород воскресенской толщи показало, что они представляют собой, в основном, мелкозернистые песчаники и алевролиты, обломочная часть которых на 75–80 % состоит из кварца; плагиоклазы составляют до 5–10 %. Калиевые полевые шпаты редко превышают 2–3 %. Характерно высокое содержание титанистых минералов (ильменит, реже сфен, рутил), значительная часть которых представляет собой новообразования. Из акцессориев обычен турмалин.

Сланцы и филлиты имеют серицит-хлорит-кварцевый или кварц-серицитхлоритовый состав и нематолепидогранобластовую структуру, нередко обогащены непрозрачным тонкодисперсным веществом, часть которого представлена углеродистым материалом.

Метапесчаники воскресенской толщи были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000]. По стандарту первые три пробы (табл. 5 в приложении 12) являются более глинистыми, в отличие от пробы 203022/10, которая по ГМ, АМ, ФМ относится группе песчанистых пород. По общей нормативной щелочности все породы являются нормально-щелочными (0,20–0,40) и нормально-железистыми (0,30–0,55).

По отношению Ti/Mn, служащему показателем фациальной изменчивости, породы относятся к группе морских отложений. По отношению La/Th породы относятся к континентальным островным дугам.

Характерной особенностью пород воскресенской толщи (Приложение 8) является их обогащенность элементами литофильной группы V (Kk = 4,06), Cr (Kk = 2,6), Li (Kk = 2,16), Y (Kk = 1,74). Так же повышены значения для халькофильных элементов: Bi (Kk = 2,82), Zn (Kk = 2,70), Cu (Kk = 1,84), Se (Kk = 1,78), Ga, Ge, Cd, Pb с Kk>1. Отмечается повышенное содержание редкоземельных элементов (с Kк>1). В пробе 203022/10 содержания золота 0,0033 г/т.

Мощность воскресенской толщи в пределах листа превышает 450 м.

Стерлеговская толща выделена А. И. Забиякой в 1974 г. и названа по мысу Стерлегова [Забияка, 1974]. На площади листа она распространена на тех же участках, что и воскресенская толща, согласно залегает на последней, и ее нижняя граница проводится по кровле крупной пачки черных сланцев или по подошве мощной пачки (более 30 м) зеленовато-серых ильменитовых метапесчаников.

Разрез толщи на р. Коломейцева образован серыми, зеленовато-серыми, реже темно-серыми метапесчаниками и метаалевролитами, ритмично переслаивающимися между собой. Часто в состав ритмов входят и темноокрашенные сланцы, но мощность их, по сравнению с двумя указанными разновидностями пород, незначительна. Характерной особенностью толщи является ее сероцветность, грубая ритмичность, резкое преобладание в ритмах песчаного элемента и наличие пластов метаалевролитов, обогащенных ильменитом. По О. Г. Шулятину [Шулятин и др., 1968], в разрезе таймырской (ленивенской в настоящее время) серии стерлеговской толще соответствуют пачки №5–7 каньона р. Коломейцева мощностью 820 м, представленные крупными ритмами (20–30 м) метапесчаников с маломощными прослоями метаалевролитов и новообразованиями ильменита, иногда крупными кристаллами пирита.

В каньоне р. Коломейцева стерлеговская толща перекрывается вулканомиктовыми метапесчаниками мининской толщи с угловым несогласием (по Ю. И. Захарову [Шануренко и др., 1984]), и согласно, по мнению В. В. Беззубцева и др. [Беззубцев и др., 1979, 1985].

Породы стерлеговской толщи были охарактеризованы по сиаллитовому составу (табл. 6 в приложении 12); по гидролизатному модулю (ГМ) [Юдо-

вич, 1983; Юдович, Кетрис, 2000] они относятся к глинистым породам, по натриевому (HM) – к терригенным, а по общей нормативной щелочности (HKM) – к нормально-щелочным. По железному модулю (ЖМ) породы относятся к нормально-железистым (0,60–1,00), одна проба имеет повышенные значения и относится к повышенно-железистым (203032/2), видимо, за счет более сильной выветрелости. В целом породы стерлеговской толщи можно отнести к нормосиаллитам.

По Fe/Mn фациальному индикатору породы разделились на глубоководные и мелководные образования. По отношению La/Th все пробы попадают в поле, характеризующее континентальную островную дугу.

Породы стерлеговской толщи отличаются повышенными содержаниями (Приложение 8) по отношению к кларку в песчаниках (по [Гусев, 1999]), литофильных элементов Sc (Kk = 7,15), V (Кк = 3,70), Cr (Kk = 2,36), Co (Kk = 2,23), Ba и Rb c Kk>1; халькофильные элементы: Zn, Pb, – Kk >2; Sb, Ga, Se c Kк>1. В двух пробах обнаружено Au – 0,0044 и 0,0028 г/т.

Для определения возрастов источника сноса и предела возраста осадконакопления стерлеговской толщи было произведено U-Pb (LA-ICP-MS-MC) датирование обломочных цирконов из образца метапесчаника (обр. 203023), отобранного в среднем течении р. Коломейцева (северо-западное окончание каньона). В сумме был выполнен U-Pb анализ 79 зерен обломочных цирконов (табл. 4 в приложении 10).

В пробе присутствуют коричневые, серые, полупрозрачные и мутные, окатанные зерна, субидиоморфные и идиоморфные призматические кристаллы и их обломки. Возможно, непрозрачность многих зёрен вызвана абразивной штриховкой поверхности. Практически у всех цирконов в КЛ в краевых частях наблюдаются зоны (участки) обрастания, подобные описанным для условий низких ступеней метаморфизма [Hay and Dempster, 2009]. В большинстве зёрен отмечается тонкая ростовая КЛ-зональность, что указывает на их магматический генезис (описание цирконов выполнено О. В. Вакуленко, ЦИИ ВСЕГЕИ). На гистограмме частот встречаемости значений U-Pb – изотопного возраста результаты образуют неоднородный кластер в диапазоне от 564  $\pm$ 14 до 693 $\pm$ 22 млн лет и двумя выраженными пиками около 578 и доминирующим 628 млн лет. Последний отвечает времени завершения формирования борзовско-верхнешренковской вулкано-плутонической ассоциации андезитовой островной дуги Шренк-Фаддеевского геологического района и медвеженских умереннощелочных мусковитизированных гастингситовых гранитов (чугунковский комплекс) Мининско-Большевистского района Западного Таймыра.

Присутствуют два зерна ордовикского возраста с дискордантностью 38 и – 102%, два –раннекембрийского – с дискордантностью, соответсвенно, –4 и – 16. В цирконах наблюдаются следы переработки. Данные возраста статистически недостоверны и противоречат геологическим представлениям. По результатам датирования получены и более древние возрасты, помимо преобладающего верхнепозднерифейско-ранневедского, – среднепозднерифейский, раннепозднерифейский, среднерифейский, раннерифейский, позднекарельский и позднеархейский (позднелопийский).

Возраст отложений стерлеговской толщи и, соответственно, ленивенской серии в целом принимается предположительно вендским по геологическим данным, а также на основании доминантных возрастов детритовых цирконов с возрастом в диапазоне от 564 ±14 до 693±22 млн лет и близких датировок детритовых цирконов из воскресенской и стерлеговской толщ Мининской площади, полученных ранее [Проскурнин, 2013; Дополнение ....№3, 2014]

Мощность стерлеговской толщи в районе р. Коломейцева более 820 м.

Суммарная мощность ленивенской серии в районе р. Коломейцева более 1270 м.

#### 1.2.2 Шренк-Фаддеевский геологический район

В составе Шренк-Фаддеевского геологического района выделяются две стратиграфические площади: Мамонтовско-Лаптевская и Колосовско-Дорожнинская. Первая характеризуется широким развитием позднерифейских вулканогенных метаморфизованных толщ, вторая – раннесреднерифейских карбонатно-терригенных метаморфизованных и позднерифейских терригенно-карбонатных, вулканогенных практически не метаморфизованных толщ и свит. В. В. Беззубцевым ранее [Беззубцев и др., 1979; 1985; 1998] Мамонтовско-Лаптевская площадь выделялась как Ленинградский стратиграфический район, Колосовско-Дорожнинская – как Шренковский стратиграфический район.

## Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь

#### Верхнерифейская эратема – вендская система, нижний отдел

**Мамонтовская толща (R<sub>3</sub>mm)** выделена впервые В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев, Мальцев и др., 1978, Беззубцев и др., 1979]. Название дано по р. Мамонта, где расположен ее стратотип.

Мамонтовская толща в стратотипической местности прослеживается полосой шириной 2–4 км от р. Шренк, ниже устья р. Христинка, на северовосток до низовьев р. Каменистая на протяжении 80 км. Толща сложена интенсивно измененными вулканогенными образованиями основного и среднего состава, которые превращены в кварц-альбит-эпидот-цоизит-тремолитактинолитовые, кварц-серицит-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые сланцы (празиниты), иногда сохранившие структуры и текстуры первичных базальтов, андезитов и их туфов. В подчиненном количестве присутствуют доломиты и известняки. В устье р. Лев. Мамонта и ниже по р. Мамонта в разрезе толщи [Беззубцев и др., 1985; 1998], с уточнением авторов, измененные вулканиты основного и среднего состава слагают 35 % общего объема, туфы смешанного состава – 30 %, вулканогенно-осадочные породы – 15 – 20 %, известняки – до 5 %. Соотношения мамонтовской толщи с подстилающими отложениями тектонические. В стратотипе на юго-восточном окончании разреза граница проходит по разлому с филлитами и доломитами сланцевой толщи (В. В. Беззубцев [Беззубцев и др., 1979; 1985; 1998] относил их к колосовской свите, Н. Н. Нагайцева и В. Ф. Проскурнин [Госгеолкарта 1000/2, 1998] – к ждановской). К разлому приурочены дайки лампрофиров – клинопироксен-биотитовых керсантитов раннего мезозоя. На северо-западном окончании разреза зеленые сланцы мамонтовской толщи находятся в зоне смятия, которая захватывает олигомиктовые метагравелиты, метапесчаники и черные сланцы правомамонтовской толщи (?).

Стратотипический разрез толщи составлен по почти непрерывным скальным выходам на расстоянии 1,8 км с преимущественным падением пород на северо-запад с углами 40–80°, до субвертикальных. Здесь по зоне нарушения с доломитами сланцевой толщи снизу вверх залегают:

3. Сланцы, аналогичные слою 1 ..... 5 м

#### Перерыв по мощности 8 м.

Метатуфы являются выдержанными по мощности и составу и прослеживаются от устья р. Лев. Мамонта до р. Шренк.

5. Сланцы кварц-хлорит-серицит-эпидотовые и лапиллиевые метатуфы смешанного состава (аналогичные слою 4). В верхней части многочисленные слойки (до 2 см) серых мелкозернистых известняков, которые сменяются сланцами эпидот-кварц-хлоритовыми по туфам андезибазальтового и базальтового состава 28 м

8. Сланцы эпидот-альбит-хлоритовые и кварц-эпидот-хлоритовые различнослоистые по туфам андезитового и андезибазальтового состава. Участками видна реликтовая пилотакситовая и гиалопилотакситовая структура с вкрапленниками 

#### Мощность толщи в разрезе 600-630 м.

Мамонтовская толща, развитая севернее Шренковского выступа (стратотипической местности) фациально устойчива. Набор пород, характер и степень их изменения позволяют считать условия ее формирования подводными.

Химический состав пород мамонтовской толщи на р. Лев. Мамонта (табл. 7 в приложении 12) свидетельствует об их принадлежности к толеитовым низкощелочным пикробазальтам, базальтам, андезитам натрового типа, умеренно титанистым, с пониженным содержанием кальция. Они прорываются дайками титанистых габбродолеритов и щелочных фонотефритовых порфиритов.

Спектры распределения редкоземельных элементов пород мамонтовской толщи (р. Лев. Мамонта), за редким исключением, характеризуются пологими трендами, без видимых аномалий, и убывают в сторону тяжелых редкоземельных элементов (Приложение 8).

Истощенность базальтоидов мамонтовской толщи (Приложение 8) относительно базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB) высокозарядными некогерентными элементами при одновременном обогащении крупноионными элементами отражает надсубдукционное происхождение базальтового расплава, формировавшегося при плавлении истощенной мантии.

Породы толщи отличаются повышенными содержаниями халькофильных элементов: Cu – 389–1050 г/т, Zn – 184 г/т, As – 111 г/т; сидерофильных элементов: Ni – 228–277 г/т, в двух пробах обнаружено Au – 0,0037 – 0,04 г/т.

Мамонтовская толща по вещественному составу и стратиграфическому положению параллелизуется с модинской толщей Нижнетаймырской площади и п-ова Челюскин, являясь составной частью северного офиолитового пояса Таймыра [Верниковский и др., Проскурнин, 1997; Легенда к Госгеолкарте...1000/3, 2008]. В соответствии с этим возраст мамонтовской толщи на листе S-46 условно принят позднерифейским.

Общая мощность мамонтовской толщи более 630 м.

Угрюминская толща (RF<sub>3</sub>ug) выделена в серийных легендах ГГК–200 в 1997 г. и Госгеокарте–1000/3 в 2008 г. [Легенда –200, 1997; Легенда 1000/3, 2008] и охарактеризована при составлении Государственной геологической карты масштаба 1:1000 000 (нового поколения) [Госгеолкарта 1000/2, 2000]. Ранее [Беззубцев и др., 1978, 1985, 1998] на листе S–46 это подразделение картировалось в ранге борзовской и нижней подсвиты лаптевской свиты объединенных. Вышележащие гусиноозерская и правомамонтовская толщи залегают на угрюминской толще вулканитов с размывом.

Угрюминская толща прослеживаются полосой шириной 8–10 км от верхнего течения р. Угрюмая до верхнего течения р. Лев. Мамонта на расстояние 100 км. Изолированные выходы толщи наблюдаются между озерами Гусиное и Чаячьи. Контакт с подстилающими отложениями мамонтовской свиты тектонический. Угрюминская толща образована метариолитами, метариодаци-
тами, метадацитами (30–40 %), их метатуфами и метаигнимбритами (30–40 %). Изредка встречаются метатуфы смешанного состава (1–10 %), маломощные (до 10 м) потоки метабазальтов, прослои метатуфоконгломератов, туфогенных сланцев, доломитов и известняков.

Залегание пород пологое, углы падения составляют 15–20°, нередко отмечается горизонтальное залегание. Полного разреза отложений нет, и представление о составе толщи базируется по отдельным фрагментам разрезов [Беззубцев и др.,1998].

Хорошо обнажен фрагмент разреза толщи в скальных обрывах р. Шренк выше устья руч. Базовый. Он сложен 26 ритмами мощностью от 4 до 8 м. Ритмы четырех-, трех- и двучленные. Полный ритм: снизу (1–3 м) метатуфы кислого состава кристалловитрокластические массивные (стекловатые); выше (1–4 м) метатуфы кристалловитролитокластические плитчатые; еще выше (1– 6 м) метатуфы литовитрокластические с плойчатой текстурой; вверху (от 0,3– 1 до 2,5 м) сланцы туфогенные темно-зеленые микроплойчатые. Такое строение разреза свидетельствует о многократных циклах извержений.

В разрезе по руч. Дивный появляются туфы смешанного состава, крупнообломочные туфы, а также метабазальты и метаандезибазальты, которые сопоставлялись с лаптевской свитой Восточного Таймыра [Беззубцев и др., 1998].

Петрохимически (табл. 8 в приложении 12) вулканогенные породы характеризуются нормальной и умеренной щелочностью (от натриевых до калиево-натриевых), умеренной титанистостью, низкой и умеренной железистостью. Вулканиты относятся к известково-щелочному типу.

Микроэлементный состав приведен в приложении 8. Отрицательная ниобий-танталовая аномалия на спайдер-диаграмме 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 энсиалической островной дуги на более древнем континентальном или островодужном фундаменте.

Для пород толщи распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, показывает спектр с убываением в сторону тяжелых РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией, что характерно для пород кислого состава. Концентрации РЗЭ отражают картину, характерную для надсубдукционных обстановок.

Породы угрюминской толщи обогащены, относительно среднего состава кислых пород (по [Гусев, 1999]), литофильными элементами: Сг (Kk = 9,71), Ва (Kk = 1,9); халькофильными элементами: Мо (Kk = 3,78), Sb (Kk = 3,8), Ag (Kk = 2,5), As (Kk = 1,9). В породах обнаружено золото с содержанием от 0,0025 до 0,0065 г/т. Для кварцево-жильных образований в метариолитах (пр. 204037/2) отмечаются повышенные содержания Cu (Kk = 47,2) – 1180 г/т, Ag (Kk = 29,75) – 1,19 г/т, Cr (Kk = 11,36) – 159 г/т.

Для определения изотопного U-Pb возраста вулканитов угрюминской толщи на приборе SHRIMP-II были проанализированы две пробы – 204014/9 (Приложение 10) из метариолит-порфира (левый берег р. Лев. Мамонта) и 204112 (Приложение 10) из метадацит-порфира (Приток р. Ожидания).

Монофракция циркона в пробе 204014/9 представлена прозрачными и полупрозрачным, рыжевато-жёлтыми обломками призматических субидиоморфных кристаллов, а так же обломками неправильной формы. U-Pb методом по 10-ти точкам получен конкордантный кластер со значением возраста 679 ±7 млн лет.

В пробе 204112 цирконы коричневого цвета (описание выполнено Ю. С. Балашовой, ЦИИ ВСЕГЕИ), прозрачные и полупрозрачные. Представлены идиоморфными и субидиоморфными кристаллами и обломками призматического облика. По результатам U-Pb датирования для цирконов получен конкордантный возраст 661.8 ±7.3 млн лет.

Позднерифейский возраст энсиалических островодужных вулканитов угрюминской толщи (661–679 млн лет) согласуется со структурногеологическими данными. Их становление происходит следом за вулканитами офиолитовой ассоциации, комагматично умереннощелочным гранитоидам верхнешренковского комплекса.

Общая мощность угрюминской толщи составляет 880-1200 м.

Гусиноозерская толща (R<sub>3</sub>go) выделена впервые В. В. Беззубцевым, название дано по району озер Гусиные [Беззубцев В. В. и др., 1985]. Она прослеживается от р. Хутуда-Бига до водораздела рек Шренк и Мамонта на расстояние около 100 км. Обнаженность толщи удовлетворительная. Большая часть выходов представлена элювиальными и элювиально-делювиальными развалами. Она с отчетливым размывом и несогласием залегает на подстилающих ее вулканитах угрюминской толщи, и нижняя граница проводится по подошве вулканомиктовых метаконгломератов с прослоями метагравелитов и метапесчаников. В свою очередь, гусиноозерская толща структурно несогласно перекрывается породами правомамонтовской толщи позднего рифея – раннего венда (ранее В. В. Беззубцевым и др. эти породы относились к посадочной толще [Беззубцев и др., 1985]). Толща сложена вулканомиктовыми метапесчаниками, метагравелитами, метаконгломератами и метаалевролитами. Встречаются редкие маломощные прослои мраморов.

Наиболее полный разрез нижней части толщи расположен севернее озер Гусиные. Здесь на породах правомамонтовской толщи (контакт не вскрыт) наблюдаются (снизу вверх):

Здесь же породы гусиноозерской толщи и подстилающие их основные вулканиты с азимутальным и угловым несогласием перекрываются базальными существенно кварцевыми конгломератами нижнеостанцовской свиты позднего венда. Окраска пород красновато-бурая и вишнево-красная. Несогласное залегание отчетливо документируется на всех видах аэрофотоматериалов [Беззубцев и др., 1985].

Мощность гусиноозерской толщи в стратотипическом разрезе 270-325 м.

Сходный разрез толщи мощностью 250–280 м наблюдается в 6,5 км к северо-востоку от высоты с отм. 307 м в верховьях руч. Упрямый. Подстилающие породы не вскрыты. В отличие от вышеописанных базальных метаконгломератов, здесь породы по элювию и делювию представлены своеобразными крупногалечными метаконгломератами, в обломках которых преобладают известняково-доломитовые разности. Последние представлены известняками и доломитами светло-серой окраски, тонкослоистыми, брекчиевыми и органогенными с обильными микрофитолитами: Osagia undosa Reitl., O. donatella Korol., O. columnata Reitl., O. milsteinae Zabr., O. torta Milst., V. compositus Z. Zhur., V. compactus Yaksch., Vermiculites tortuosus Reitl., V. sucharicus Milst., Volvatella exilis Zabr., Nubecularites uniformis Reitl.

Близкие по строению разрезы толщи наблюдаются в 6 км к северо-западу от оз. Водораздельное. Мощность гусиноозерской толщи здесь не превышает 300 м.

Вещественный состав пород гусиноозерской толщи очень характерный и имеет вулканомиктовый состав. Метаконгломераты сложены окатанными, реже угловато окатанными гальками размером от 0,5-2,0 до 5-8 см, с редкими валунами до 10–15 см. Плохо сортированы по размерности. Содержание галек варьирует от 50 до 80 %. В гальках и валунах резко преобладают кислые (60–90 %), реже основные вулканиты (6–10 %); кварц, гранитоиды, сланцы и карбонатные породы составляют в сумме до 10-15 %. Наполнитель – песчано-гравийный материал несортированный, цемент хлорит-серицитовый базальный и поровый и кварц-серицитовый регенерационный. Гальки гранитоидов сходны с субщелочными и щелочными лейкогранитами Верхнешренковского массива. Гальки сланцев кварц-серицитового, серицитового, хлорит-серицит-кварцевого состава. Метапесчаники мелко-грубозернистые плохосортированные. Обломочный материал в них обработан слабо. Их состав (%): кварц (20-40), полевые шпаты (15-40), обломки большей частью кислых, реже основных вулканитов (10–40). Цемент (20–25) хлорит-серициткварцевый, реже кварцевый, поровый, регенерационный. Метаалевролиты превращены в кварц-серицит-хлоритовые сланцы с реликтовой алевритовой структурой.

Гусиноозерская толща знаменует начало нивелировки связанного с вулканизмом рельефа. Имеющиеся незначительные фациальные изменения свидетельствуют о близости области питания и быстром формировании осадков. В алевролитах гусиноозерской толщи (из сборов Н. П. Голованова) Л. Н. Смирновой определены верхнерифейские акритархи: Protosphaeridium clarum Andr., P. duricorium Andr., Trachysphaeridium ruminatum Andr., Leiosphaeridium bituminosa Tim., Trematosphaeridium holtedahlii Tim., Kildinella hyperboreica Tim., K. nordica Tim. [Голованов, Злобин, 1966]. На этом основании гусиноозерская толща относится к верхам позднего рифея.

Мощность гусиноозерской толщи не превышает 300 м.

**Правомамонтовская толща (RF<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>pm)** выделяется в пределах Мамонтовско-Лаптевской геологической площади вместо посадочной свиты, части прозрачнинской толщи и ранне-среднекембрийских образований, отличных по вещественному составу от таковых на территории Колосовско-Дорожнинской геологической площади [Беззубцев и др., 1985, 1998]. Правомамонтовская толща представлена разнообразным комплексом интенсивно метаморфизованных карбонатных и терригенных углеродистых пород. В ее составе намечается выделение трех подтолщ: нижней – существенно кварцевотерригенной, средней – карбонатной и верхней – известняково-сланцевой углеродистой. На Нижнетаймырской площади (лист S–47) к этим образованиям отнесены близкого типа карбонатно-терригенные углеродистые отложения, относимые ранее к ждановской толще [Хапилин и др., 1986]. По своему строению толща близка продольнинской, выделяемой на полуострове Челюскин [Госгеолкарта – 200, Челюскин; Легенда...2008].

На рассматриваемом листе к правомамонтовской толще отнесены существенно кварцевые терригенные, карбонатные и черносланцевые породы, интенсивно смятые и оруденелые на левобережье р. Мамонта, относимые ранее или к кембрийским [Беззубцев и др., 1985, 1998] или докембрийским (ждановская толща) [Проскурнин и др., 2008] образованиям. К этой же толще отнесены карбонатно-терригенные отложения, иногда углеродистые, развитые в бас. верховьев р. Шренк, на левобережье р. Угрюмая, правобережье р. Ожидания и протягивающиеся в приустьевую часть р. Прав. Мамонта до верховьев р. Каменистая. Существенно кварцевые метапесчаники, метагравелиты и метаконгломераты в приустьевой части р. Ожидания перекрывают со структурным несогласием, в частности, дунит-пироксенит-габбровые массивы ожиданьинского комплекса. В бассейне р. Угрюмая ранее [Беззубцев и др., 1985, 1998] эти отложения в большинстве своем относились к гусиноозерской толще, а в бас. верховьев р. Ленивая – к посадочнинской толще. Последняя развита южнее Мамонтовско-Лаптевской геологической площади и принадлежит Колосовско-Дорожнинской, перекрывая колосовскую карбонатную и светлинскую трахибазальтовую свиты позднего рифея.

Нижняя терригенная часть толщи в пределах рассматриваемой территории развита ограниченно, обычно ее контакты с карбонатными образованиями сорваны, в результате чего терригенная часть толщи имеет редуцированную мощность.

В приустьевой части р. Ожидания и в бас. ее правых притоков толща залегает структурно несогласно на габброидах ожиданьинского комплекса и вулканитах угрюминской толщи. В районе озер Гусиные и на левобережье р. Угрюмая правомамонтовская толща залегает структурно несогласно на вулканитах угрюминской и вулканомиктовых отложениях гусиноозерской толщ. В верховьях р. Шренк кварцевые гравелиты перекрывают гранитоиды верхнешренковского комплекса. Базальные слои представлены метаконгломератами средне- и мелкогалечными с прослоями (0,3—1,5 м) метагравелитов кварцевого и реже полимиктового состава, а также мусковит-альбиткварцевыми сланцами. Окраска пород от светло-серой до вишнево-красной. Гальки и гравий хорошо окатаны и представлены (%) кварцем (75–90), вулканитами кислого и основного состава (до 10–15), песчаниками и глинистыми сланцами (0–5), гранитоидами и карбонатами (0–5). Мощность базального горизонта в районе озер Гусиные до 60–70 м [Беззубцев и др., 1985, 1998]. В целом мощность терригенной части превышает 200 м.

Средняя карбонатная часть толщи вскрывается на тех же участках, что и верхняя углеродисто-сланцевая – на левобережье р. Мамонта, вдоль р. Прав. Мамонта, в верховьях р. Шренк. Она сложена доломитами, известняками с примесью терригенного материала, слюдистыми сланцами. Не исключено, что аналогом средней части правомамонтовской толщи, так же как и на п-ове Челюскин, является прозрачнинская толща венда. Петрографически доломиты правомамонтовской 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 лепидо-гранобластовой 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 карбонатной, существенно доломитовой части толщи 230-260 м.

Верхняя часть толщи наиболее широко развита на левобережье р. Мамонта и правобережье р. Ожидания. Ее разрез располагается на левом борту р. Мамонта в 1–1,5 км выше устья р. Правая Мамонта. С северо-запада на юговосток на доломитах средней части толщи залегают интенсивно смятые и пиритизированные черные углеродистые филлиты, метапесчаники известковистые, преимущественно кварцевые (170–200 м), сланцы мусковит-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые (100–130 м) с прослоями (5–10 м) известняков слюдистых слабо углеродистых. Известняки и сланцы обогащены С<sub>орг</sub>. (в среднем 6,3%). Мощность верхней части толщи 270–330 м.

Химический и микроэлементный состав правомамонтовской толщи приведен в табл. 9 приложения 12, в Приложении 8. Породы толщи были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту [Юдович, 1981]. По гидролизатному модулю (ГМ) породы относятся к глинистым породам, как и по алюмосиликатному модулю (АМ), по значению титанового модуля можно предполагать глубоководное осадконакопление. По модулю общей нормативной шелочности и железистому модулям породы относятся к нормально- и повышеннощелочным (0,20-0,70) и нормально-железистым (0,30-0,55). Отношение Ті/Мп, как показатель фациальной изменчивости, характеризует обстановку осадконакопления: в данном случае, при значениях 0,49-19,96, породы можно отнести к морским отложениям. По отношению La/Yb>8 можно предположить, что существенную роль в источниках сноса играли кислые магматические породы. Толща обогащена, относительно среднего содержания в песчаниках (по [Гусев, 1999]), литофильными элементами: Ва (Kk = 2,36), Cr (Kk = 1,5), V (Kk = 1,95); халькофильными элементами: Sb (Kk = 3,9), Pb (Kk = 1,9), Mo (Kk = 2,12), Ag (Kk = 1.4); сидерофильными элементами: Co (Kk = 1.74), Также отмечается повышенное одержание редкоземельных элементов (La, Ce, Eu - Kk>1). В пробе 204094 отмечены содержания Ва (Kk = 69.66; 20900 r/r), Pb (Kk = 9.53; 124 r/r), Eu (Kk = 3.36; 2.69 r/r), codepжание золота 0,0053 г/т. Золото с содержаниями 0,014 – 0,004 г/т выявлено и других пробах.

Для определения возрастов источников сноса и предела возраста осадконакопления правомамонтовской толщи было произведено U-Pb (SHRIMP-II) датирование обломочных цирконов из метапесчаников (обр. 204036), отобранных на правом берегу среднего течения р. Каменистая южнее Главного Таймырского разлома В сумме был выполнен U-Pb анализ 39 зерен обломочных цирконов (Приложение 10).

По результатам U-Pb датирования цирконы разделены на следующие возрастные группы.

Для циркона 29.1 получен возраст 861 ±15 млн лет, отвечающий времени формирования ледяного гранитоидного комплекса, а для циркона 32.1 – 728 ±9.6 млн лет, близкий возрасту становления офиолитовой ассоциации (мамонтовская толща, москвичевский комплекс).

Возраст основной группы цирконов изменяется от 605 ±3.9 млн лет до 692 ±5.8 млн лет. Он отвечает возрасту формирования позднерифейских вулканитов угрюминской толщи и гранитоидов верхнешренковского комплекса. Для циркона 38.1 получен ранневендский возраст 561.4 ±4.1 млн лет.

Возраст правомамонтовской толщи в целом принимается позднерифейскоранневендским на основании присутствия основной группы цирконов позднерифейского возраста, свидетельствующего о размыве угрюминской толщи вулканитов и гранитоидов верхнешренковского комплекса, а также близкого вещественного состава карбонатной части разреза доломитам прозрачнинской толщи венда.

Общая мощность правомамонтовской толщи оценивается в 700 – 790 м.

# Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

Данная геологическая площадь выделяется к юго-востоку от Мамонтовско-Лаптевской. Ограничение площадей тектоническое. В ее пределах выделяются терригенно-карбонатные метаморфизованные образования раннегосреднего рифея (сланцевая толща) и слабо метаморфизованные позднерифейско – вендские (краснореченская, колосовская, светлинская свиты, скальнинская, пластовая, геологическая толщи, посадочная свита) отложения.

## Ранне-среднерифейская эратема

Сланцевая толща (RF<sub>1-2</sub>?sl) выделена в серийной легенде ГГК-200 [1997], а затем в Госгеолкарте–1000/3 [2006] вместо каньонской свиты верхнего рифея, к которой ошибочно были отнесены метаморфические сланцы, окаймляющие с севера Шренковский выступ позднего архея Беззубцев и др., 1979]. Ранее [Преображенская, Даминова и др., 1954] эти отложения как вулканогенно-осадочные относились к нижнему кембрию. При составлении Госгеолкарты-200 в 1998 г. [Беззубцев и др., 1985, Беззубцев и др., 1998] рассматриваемая толща была отнесена к верхнешренковской подтолще позднего архея. В пределах 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 [Хапилин и др., 1986]. При составлении Госгеолкарты–1000/3, лист S-47 [Проскурнин и др., 2016, в издании] данного типа образования отнижней подтолще сланцевой условно несены к толщи раннесреднерифейского возраста. Мрамор-доломитовые отложения, связанные пространственно с метаморфическими сланцами, отнесены к верхней подтолше.

В соответствии с этим на листе S-46 сланцевая толща также разделена на две подтолщи: нижнюю существенно сланцевую и верхнюю существенно мрамор-доломитовую.

**Нижняя подтолща** (RF<sub>1-2</sub>?sl<sub>1</sub>) картируется только в бас. р. Мамонта, севернее Шренк-Мамонтовского выступа. Описана она по разрозненным коренным выходам и разобщенным элювиально-делювиальным развалам. Контакты подтолщи с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические. Залегание пород крутое, углы достигают 50–70°. Представительного разреза описываемых образований нет. Отдельные коренные выходы наблюдаются 2 км ниже устья р. Прав. Мамонта и в приустьевой части р. Каменистая [Беззубцев и др., 1998].

Образования нижней подтолщи 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-альбитмусковитовым, реже кварц-мусковитовым составом. В прослоях отмечаются кварц-мусковит-альбит-хлоритовые, хлорит-альбитовые, кварц-хлоритовые сланцы мощностью 0,5–1,5 м. Кальцитовые мрамора 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 мрамора с прослоями кварц-мусковитовых сланцев (0,02–0,15 м). В этих случаях в пойкилопорфиробластах наблюдаются включения кальцита. В качестве акцессорных 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 900-1200 м.

**Верхняя подтолща** (RF<sub>1-2</sub>?sl<sub>2</sub>) закартирована в среднем течении р. Мамонта к югу от выходов «празинитов» мамонтовской толщи, прослеживается от приустьевой части р. Ожидания, левого притока р. Шренк, вдоль р. Мамонта до среднего течения р. Каменная. В. В. Беззубцевым данная карбонатная толща была отнесена к колосовской, В. Ф. Проскурниным – к ждановской свите. Отсутствие как-либо признаков микрофитолитов в рассматриваемой карбонатной подтолще, высокая степень метаморфизма, близость мраморам в прослоях сланцевой толщи послужили основанием отнесения ее к последней. Контакты их с выше- и нижележащими отложениями тектонические. Подтолща представлена доломитами и мраморами.

По небольшому правому притоку р. Мамонта, в 6,2 км ниже устья р. Лев. Мамонта, по данным Р. Ф. Соболевской и В. Я. Кабанькова [Беззубцев и др., 1998], наблюдается монотонная толща светло-серых и кремовых доломитов массивных и толстоплитчатых, иногда с тонкой волнистой слоистостью. В средней части разреза редкие прослои до 0,3–1,5 м темно-серых массивных доломитов. Видимая мощность в данном пункте 550–600 м.

Более высокая часть подтолщи (150-200 м) описана по р. Мамонта, в 1,5 км ниже устья р. Лев. Мамонта. Она сложена светло-серыми и кремовыми массивными доломитами, незакономерно переслаивающимися с серыми и темно-серыми тонковолокнистослоистыми доломитами. На правом борту реки доломиты согласно перекрываются пачкой (более 100 м) зеленоцветночерноцветных сланцев. Здесь зеленые сланцы (10 м) плойчатые эпидоткварц-актинолит-хлоритовые по туфопесчанику (?) вверх сменяются филлитами (80–90 м) темно-серыми хлорит-мусковит-кварцевыми, содержащими прослои (1-2)см) черных тонкоплитчатых кварц-мусковиттонкие карбонатных сланцев (по песчанистому известняку) и углеродистоизвестковистых сланцев (8–10 см), неравномерно перекристаллизованных по известняку. Филлиты продолжаются на левом борту реки и по разлому, залеченному дайками лампрофиров, находятся в контакте с метабазальтами (празинитами) мамонтовской толщи.

Мощность верхней подтолщи по северо-западному обрамлению Шренковского выступа – не менее 800–1000 м.

По петрохимическим параметрам (табл. 10 в приложении 12) породы сланцевой толщи характеризуются нормальной щелочностью, умеренной титанистостью, низкой и умеренной железистостью.

Микроэлементный состав приведен в приложении 8. Отрицательная ниобий-танталовая аномалия для пробы 204020/4 (нижняя подтолща) отчетливо выражена, как и для другой пробы 204013 (верхняя подтолща), но выделяется разница содержаний на два порядка. Для пород толщи распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, показывает спектр с убыванием в сторону тяжелых РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией, что характерно для пород кислого состава для пробы нижней подтолщи 204020/4. Для пробы 204013 состав близок к хондритовому.

Породы сланцевой толщи обогащены, относительно среднего состава кислых пород (по [Гусев,1999]), литофильными элементами: Cr (Kk = 4,7); халькофильными элементами: As (Kk = 28,38; для 204020/4), Mo (Kk = 2,36), Ag (Kk = 2,5), Sb (Kk = 1,73), As (Kk = 1,4).

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. Общая мошность сланцевой толщи 1700–2200 м.

#### Верхнерифейская эратема

Краснореченская свита ( $\mathbf{R}_{k}\mathbf{r}$ ) впервые выделена под названием «свита р. Красная» (левый приток р. Шренк), а затем как краснореченская [Беззубцев, Мальцев и др., 1978]. На площади листа эта толща имеет довольно ограниченное распространение: кроме бассейна р. Красная, она установлена в верховьях р. Тихая, правого притока р. Мамонта, в бассейне р. Ледяная, в южной части гряды Геологическая, а также в междуречье Москвички и Христинки и р. Ленивая. Свита прослеживается вдоль юго-восточного обрамления Шренковского выступа в виде прерывистой полосы до среднего течения р. Тихая на расстояние 70–75 км. На междуречье Москвички и Христинки, р. Ленивая терригенная толща, подстилающая вендские доломиты прозрачнинской толщи, В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев и др., 1998] отнесена к посадочной свите, хотя ранее [Беззубцев, Мальцев и др., 1978; Беззубцев и др., 1979] эти же отложения ими относились к краснореченской свите. По составу они близки терригенной части правомамонтовской толщи и требуют дальнейшего изучения, совместно с доломитами прозрачнинской толщи этого участка.

Породы краснореченской свиты залегают структурно несогласно на метаморфитах шренковского раннепротерозойского комплекса, являются базальными в разрезе верхнерифейских образований Колосовско-Дорожнинской геологической площади Таймыра. Нормальный стратиграфический контакт краснореченской свиты с породами шренковского метаморфического комплекса наблюдается на юго-западном окончании Шренковского выступа в верховьях р. Забытая. На других участках контакт между ними тектонический. Верхняя граница свиты условно проводится по кровле пачки красноцветных алевролитов и аргиллитов, с редкими прослоями известняков, выше которых согласно и с постепенным переходом залегают доломиты колосовской свиты.

Свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, гравелитами, конгломератами; в верхах разреза встречаются единичные маломощные прослои известняков, доломитов. Окраска пород пестрая – красная, лиловая и зеленая, состав существенно кварцевый. Полного и представительного разреза нет. Поэтому он составлен по обнажениям и элювиальным развалам [Беззубцев и др., 1998]. Нижняя часть краснореченской свиты наблюдается на левобережье крупного безымянного левого притока р. Посадочная, в 2,8 км к югу от высоты с отм. 308 м, где залегают (снизу вверх):

Мощность нижней части свиты по данному разрезу 130-160 м.

Верхняя часть разреза свиты наблюдалась в 5 км к северо-востоку от вышеприведенного, на водоразделе рек Москвичка и Красная. Здесь в элювиально-делювиальных развалх залегают (снизу вверх):

Мощность верхней части свиты по данному разрезу 100–130 м. Выше залегают доломиты колосовской свиты.

Сходный разрез краснореченской свиты мощностью до 300 м наблюдается к северо-востоку, в верховьях р. Ледяная, левого притока р. Шренк [Беззубцев и др., 1985]. Условно к краснореченской свите отнесены зелено-серые песчаники и алевролиты существенно кварцевого состава на правобережье р. Тихая. На междуречье Москвички и Христианки мощность толщи составляет 200–270 м. На р. Ленивая, в 11 км выше устья р. Илистая, и на левобережье р. Ленивая, ниже устья руч. Прозрачный по данным В. Я. Кабанькова и Р. Ф. Соболевской [Кабаньков и др., 1977, 1978, Госгеолкарта –1000/2, 2000] краснореченская свита сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами (аргиллитами) и известняками. В ее составе выделяются нижняя пестроцветная конгломерато-песчаниково-сланцевая и верхняя – известняковопесчаниковая пачки.

Разрез пестроцветной пачки представлен (снизу вверх):

2. Песчаники и кварцито-песчаники с редкими прослоями листоватых сланцев. Песчаники полевошпатово-кварцевые и кварцевые серые и розовато-серые с грубой косой слоистостью и знаками ряби. Сланцы кварц-хлорит-серицитового состава серые и темно-серые с микрофоссилиями Margiminuscula tremata N a u m ., Trachysphaeridium ruminatum Andr., T. debilum Andr., Trematospliaeridiuin holtedahii T i m ., Leiominuscula minuta N a u m ., Lophominuscula rugosa N a u m ., Kildinella sinica T i m ., K. jacutica T i m .

Суммарная мощность пестроцветной пачки составляет 750–860 м.

В нижней части известняково-песчаниковой пачки преобладают (140– 150 м) ритмично переслаивающиеся пестроцветные кварцевые метапесчаники и кварц-хлоритовые сланцы, в верхней (50–55 м) – темно-серые слоистые известняки, обогащенные песчано-алевролитовым материалом. Известняки включают многочисленные акритархи: Granomarginata squamacea Volk., Asperatopsophosphaera partialis Schep., A. magna Schep., A. bavlensis Schep., водоросли Oscillatorites wernadskii Schep. Мощность пачки 190– 205 м.

Краснореченская свита фациально устойчива. Слагающие ее терригенные породы характеризуются однообразным, выдержанным по гранулометрии строением. Состав их кварцевый, реже полевошпатово-кварцевый. В кластической части пород преобладает кварц (70–90 %) и полевые шпаты (10–25 %):

кислые плагиоклазы, реже калишпат. Постоянно присутствует примесь магнетита, ильменита, лейкоксена (от 1–3 до 5–8 % и редко до 60 %). В качестве акцессорных обычны циркон, апатит, турмалин, рутил, эпидот, сфен, реже гранат, анатаз, моноклинный пироксен. Акцессорные минералы иногда обогащают в породах слойки 1,0–1,5 мм. Породы перекристаллизованы, цемент нацело регенерирован. В отдельных случаях определяется хорошая и средняя окатанность обломков. Формирование пород краснореченской свиты происходило в континентальных и прибрежно-морских условиях после мощного этапа пенепленизации и связано с началом крупной верхнерифейской трансгрессии.

Химический и микроэлементный состав краснореченской свиты приведен в табл. 11 приложения 12. Породы были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту [Юдович, 1981]. По модулю общей нормативной щелочности и железистому модулям породы относятся к нормально-щелочным (0,20–0,70) и нормально-железистым (0,30–0,55). Отношение Ti/Mn, характеризует, при значениях 37,8, морскую обстановку осадконакопления, Отношение La/Yb>8 и при крутом наклоне спектра распределения редких земель, показывает, что существенную роль в источниках сноса играют кислые магматические породы. Метапесчаники краснореченской свиты обогащены литофильными элементами: Cr (Kk = 3,48), V (Kk = 2,2), Ba (Kk = 2,15); халькофильными элементами: Sb (Kk = 3,7), Mo (Kk = 2,3),Zn (Kk = 1,5); сидерофильными элементами: Co (Kk = 1,64), Ni (Kk = 1,41). Отмечается повышенное содержание редкоземельных элементов (La, Ce, Dy, Eu – Kk>1). Золото (одна проба) – 0,0027 г/т.

Для определения возрастов источников сноса и предела возраста осадконакопления краснореченской свиты было произведено U-Pb (LA-ICP-MS) датирование обломочных цирконов из метапесчаников (обр. 204032), отобранных в верховьях р. Тихая, залегающих на амфиболитах и гнейсах нижнего подкомплекса шренковского метаморфического комплекса. В сумме был выполнен U-Pb анализ 52 зерен обломочных цирконов (Приложение 10).

Анализ гистограммы частот встречаемости значений U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного возраста детритовых цирконов показывает, что основной возрастной пик формирвания раннепротерозойских цирконов приходится на интервал 1707–1729 млн лет, ранне-среднерифейских цирконов – на 1200 и 1005 млн лет, ранне-позднерифейских цирконов – на 927 млн лет, что в целом отвечает возрастам метаморфических преобразований метаморфитов Шренковского выступа. Основные возрастные пики формирвания для цирконов средне-позднерифейской группы приходятся на возраста 879 и 855 млн лет, которые соответствуют возрасту формирования ледяного гранитоидного комплекса.

Возраст краснореченской свиты в целом принимается позднерифейским на основании присутствия основной группы цирконов не древнее 821 млн лет и перекрытии ее строматолитовыми доломитами колосовской свиты позднерифейского возраста. Кроме того, на р. Ленивая сланцы включают микрофоссилии, обычные, по заключению Л. Н. Смирновой, для верхнего рифея.

Мощность краснореченской свиты составляет 940 – 1065 м.

Колосовская свита (**R**<sub>3</sub>*kl*) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по ручью Колосова, правому притоку р. Ниж. Таймыра [Злобин, 1958]. Однако стратотип ее не был указан, в связи с чем предложено принять в качестве лектостратотипа разрез на р. Шренк ниже устья р. Гравийная [Государственная, 2001]. На территории листа S–46 свита впервые описана В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев и др., 1979]. Ю. Е. Погребицкий карбонатные отложения в бассейне р. Шренк включал в состав ждановской свиты, позднее относил к нерасчлененным октябрьской и ждановской свитам верхнего протерозоя [Погребицкий, Грикуров, 1962; Погребицкий, 1971].

Колосовская свита картируется в бас. р. Тихая, на междуречье Тихой и Шренка, по левым притокам р. Посадочная, в верховьях р. Тарея и руч. Прозрачный. Она согласно залегает на краснореченской, сложена доломитами, известняками, строматолитовыми доломитами, содержащими прослои осадочных брекчий и калькаренитов. При ГСР-200 в ее составе были выделены две подсвиты: нижняя и верхняя. Подсвиты разделены пачкой пород, состоящей из пестро окрашенных глинистых сланцев (туфогенно-осадочных пород) и вулканитов основного состава. Позднее, в процессе ревизионноувязочных и тематических работ за колосовской свитой был был оставлен объем только нижней подсвиты, залегающие выше терригенновулканогенные породы отнесены к светлинской свите, а в объеме верхней подсвиты выделена новая скальнинская толща [Киреев, 1994].

В 1,5 км к востоку от высоты с отм. 305 м, где отложения нижней части колосовской свиты согласно и с постепенным переходом сменяют нижележащую краснореченскую свиту, залегают доломиты желтовато-серые тонкоплитчатые пелитоморфные с маломощными (0,1–0,3 м) линзовидными прослоями красновато-бурых известковистых алевролитов (30–50 м), которые сменяются доломитами светло-серой окраски (700–750 м). Мощность обнаженной части разреза не менее 800 м. Более полный разрез нижней подсвиты колосовской свиты расположен на левобережье р. Шренк, в верховьях р. Ледяная. Здесь, по данным В. В. Беззубцева [Беззубцев и др., 1979], залегают (снизу вверх):

 Доломиты массивные окремненные желтовато-серые. В доломитах онколиты Osagia udereica Yaksch., O. cf. donatella Korol., Volvatella exilis Zabr. и катаграфии Vermiculites anfractus Z. Zhur., V. tortuosus Reitl., Vesicularitcs flexuosus Reitl., V. aff. orbicularis Zabr.
Доломиты массивные желтовато-серые; редкие слои светлосерых слоистых

3. Доломиты массивные и органогенные мелкообломочные серые и светлосерые с катаграфиями Vermiculites tortuosus Reitl., V. anfractus Z. Zhur., Vesicularites magnus Milst., V. cf. longilobus Milst., онколитами AsterМощность отложений по данному разрезу 610-760 м.

Возраст колосовской свиты определяется как верхнерифейский по богатому комплексу микрофитолитов. Наиболее многочисленными в нем являются онколиты Osagia columnata Reitl., O. kingbreensis Zabr., O. iorta Milst., O. cf. nersinica Yaksch. и пузырчатые катаграфии Vesicularites flexuosus Reitl., V. longilobus Milst., V. compositus Z. Zhur. Имеется ряд редких форм, которые определяют специфику комплекса. Из разных частей разреза нижней подсвиты определены строматолиты Jurusania aff. nisvensis R., Irregularia filiformis Gol.f. n., Baicalia schrenica Gol., Paniscollenia cf. slobini Gol., Collenia sp. В целом комплекс микрофитолитов сопоставим с каланчевским комплексом верхнего рифея Сибирской платформы [Хоментовский и др., 1972, Якшин, 1975].

Общая мощность колосовской свиты в бассейне р. Шренк, по-видимому, не менее 1360 м.

Светлинская свита (R<sub>3</sub>sv) выделена красноярскими геологами при ГСР– 200 [Беззубцев и др., 1979; 1985]. Название дано по руч. Светлый, левому притоку р. Шренк, где и находится ее стратотип. Она распространена в виде отдельных полей и гряд и протягивается от верховьев рек Шара, Тарея в бас. руч. Светлого, р. Переходная до верховьев р. Тихая на расстоянии более 100 км. Светлинская свита согласно и с постепенным переходом перекрывает колосовскую свиту и несогласно перекрывается вышележащей посадочной свитой. Нижняя ее граница проводится по появлению вулканитов (или туфов) основного состава. Залегание пород пологое (15–20°, редко до 50°). Свита сложена базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами и их туфами; реже встречаются туфы смешанного и кислого состава, обычно глинизированные, туфогенные сланцы, туфопесчаники, маломощные прослои известняков и доломитов. В основании свиты иногда наблюдаются туфоконгломераты, лавобрекчии и гематитизированные туфы.

Наиболее представительный разрез светлинской свиты с ее согласным залеганием на колосовскую свите находится на междуречье Светлого и Переходной, в 3,5 км к юго-западу от высоты с отм. 325 м, где выделяется крупная вулканическая структура [Беззубцев и др., 1985]. Выше известняков колосовской свиты наблюдаются (снизу вверх):

4. Известняки мелкозернистые темно-серые плитчатые...... 5-10 м

6. Базальты мелкозернистые темно-серые и буроватые (3–5 м) внизу и туфы сваренные витрокластические базальтового состава карбонатизированные, вверху с прослоем (1–3 м) темно-зеленых и вишнево-красных туфогенных сланцев 63–70 м

Мощность свиты по разрезу составляет 333-420 м.

По мнению В. В. Беззубцева и др. [Беззубцев и др., 1985], наличие в основании лавобрекчий и туфоконгломератов, преобладание пирокластики над лавами свидетельствуют о взрывной природе этой структуры, а буроватокоричневая окраска пород и их гематитизация – об субаэральном происхождении. Форма вулканического поля позволяет считать его реликтом древнего вулкана щитового или центрального типа.

На левобережье Ледяной и на правобережье Красной в разрезе преобладают аргиллизированные (глинизированные) пепловые туфы основного и реже смешанного состава, потоки базальтов, трахибазальтов, туфопесчаники и известняки.

Базальты сложены (в %) альбитизированным плагиоклазом (30–50), измененным стеклом (35–40), вторичными минералами (до 20) – хлоритом, серицитом, эпидотом, карбонатами, роговой обманкой и рудными (до 3–5) – магнетитом, ильменитом, единичными зернами хромита. В количестве до 10–15 % встречаются вкрапленники альбитизированного плагиоклаза, реже моноклинного пироксена, оливина и биотита.

Трахибазальты сложены (в %) измененным плагиоклазом (25–40), титанавгитом (10–30), рудными (5–10), вторичными (15–30) – хлоритом, карбонатом, лучистой роговой обманкой; акцессорные – апатит, сфен. При полном изменении плагиоклаза и оливина пироксен в породе сохраняется.

Лавобрекчии темно-зеленой и красно-бурой окраски состоят из угловатых базальтовых обломков размерами от 1–2 до 20 см, неоднородных по структурно-текстурным особенностям; цементируются сильно измененной лавой с реликтовой флюидальной текстурой. Туфоконгломераты сложены округлыми и уплощенными обломками основных лав (60–80 %) размером от 2–3 до 30– 50 см, сцементированных обычно миндалекаменной лавой с пятнистыми скоплениями красно-бурого тонкодисперсного гематита. По поверхности обломков отмечается кайма осветления (1–3 мм) реакционного характера.

По петрохимическим особенностям (табл. 12 и 13 в приложении 12) породы светлинской свиты характеризуются повышенной щелочностью натриевого и калиево-натриевого типа, высокой титанистостью и железистостью, отвечают щелочным и умереннощелочным пикробазальтам, трахибазальтам, базальтам толеитовой серии.

На дискриминационной диаграмме Ti-Zr трахибазальты светлинской свиты попадают в область внутриплитного магматизма и отличаются от примитивных базальтов повышенными концентрациями литофильных элементов и легких лантаноидов [Скляров, 2001].

Спектры распределения редкоземельных элементов светлинской свиты характеризуются пологими трендами, без видимых аномалий, и убывают в сторону тяжелых редкоземельных элементов (Приложение 8). Спайдердиаграмма демонстрирует довольно однородный тренд с аномалиями по Ba, Rb, Th.

Породы светлинской свиты наиболее обогащены, относительно кларка основных пород (по [Гусев, 1999]), элементами литофильной группы: V (Kk = 9,76), Nb (Kk = 4,27), Be (Kk = 4,2), Ta (Kk = 2,56), Hf (Kk = 2,6); сидерофильными элементами: Co (Kk = 2,45), Ni (Kk = 2,78), в пробе 204153/8 Ag (Kk = 2,6).

Верхнерифейский возраст светлинской свиты определяется ее положением в разрезе. Она согласно залегает на фаунистически охарактеризованной колосовской свиты и несогласно перекрыта породами посадочной свиты верхнего рифея.

Общая мощность свиты варьирует по площади от 20 м до 420 м в вулканоплутонических структурах.

Скальнинская толща (**RF**<sub>3</sub>**sk**) выделена С. Б. Киреевым [Киреев, 1994] в ходе ревизионно-увязочных и тематических работ и названа по р. Скальная – правому притоку р. Траутфеттер на соседнем к востоку листе (S–47). Стратотипический разрез толщи описан в нижнем течении р. Совиная. Однако, поскольку название «совинская свита» уже было использовано М. Н. Злобиным [Злобин, 1958], причем стратиграфическому подразделению с этим названием придавался совершенно иной стратиграфический смысл, было решено назвать толщу «скальнинской» [Легенда, 1997].

Скальнинская толща выделена вблизи восточной рамки листа S-46 в верховьях р. Переходная и по р. Шренк. На последней толща имеет тектонический контакт с породами пряминской и приморской свит, либо с угловым несогласием перекрывается посадочной свитой.

В составе толщи описаны темно-серые, до черных известняки микрофитолитовые, «червячковые» известняки с прослоями калькаренитов и «мусорных» известняковых брекчий, аргиллиты углеродистые, доломиты светлоокрашенные строматолитовые. 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 [Киреев, 1994; Государственная, 2001]. Мощность толщи в стратотипическом разрезе 750–790 м.

В образцах из скальнинской толщи В. Е. Мильштейн были определены микрофитолиты: 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 формы 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. [Киреев, 1994]. По его заключению, данный комплекс строматолитов свидетельствует о позднерифейском возрасте вмещающих их отложений. Учитывая эти данные, скальнинская толща датирована поздним рифеем.

Общая мощность скальнинской толщи 1000-1300 м.

Пластовая толща (R<sub>3</sub>pl) выделяется впервые со стратотипом в районе г. Пластовая гряды Геологическая. Ранее вулканиты этой толщи относились к светлинской свите позднего рифея [Беззубцев и др., 1979; 1985; 1998] или мамонтовской толще раннего – среднего рифея [Госгеолкарта–1000/2, 2000 г.].

Вулканиты пластовой толщи прослеживаются от руч. Голубой и г. Пластовая до верховьев р. Забытая. В ее составе присутствуют метагиалобазальты, метабазальты, метаандезибазальты, метатрахибазальты, метаабсарокиты изредка с шаровой и канатной отдельностью (20–30%), метариодациты (5– 10%), метатуфы основного и среднего состава, реже средне-кислого (30–35 %), метакластолавы (20–25 %), метатуффиты с градационной слоистостью (15–20 %), доломиты и известняки (5–10 %).

К северо-западу от выс. отм. 421 м пластовая толща перекрывается доломитами прозрачнинской толщи и ранне-среднекембрийскими образованиями. К югу от горы, по отдельным коренным выходам и элювиальным развалам, наблюдается следующий разрез пластовой толщи с падением на юго-восток под углом 60–80<sup>0</sup> (по [Беззубцев и др., 1998], с уточнениями авторов):

2. Метатуфы витрокристаллокластические алевропелитовой размерности смешанного состава, светло-серые с зеленоватым оттенком, наблюдается тонкая градационная слоистость, плитчатая и оскольчатая отдельность. Сложены они рогульчатыми, свилеватыми, остроугольными обломками девитрифицированного стекла, обломками кристаллов пироксена, полевых шпатов, роговой обманки и 

- Далее после зоны серпентинитового меланжа шириной 150–200 м с обратным пологим падением пород на северо-запад отмечаются (сверху вниз):

Ниже залегают темно-серые известняки, относимые к колосовской свите. Мощность пластовой толщи по двум разрозненным отрезкам разреза, совместно с зоной серпентинитового меланжа, оценивается в 480 – 620 м.

Сходный разрез наблюдается на северном склоне г. Пластовая. Основные отличия сводятся к более щелочному характеру лав. Внизу присутствуют глинизированные разности туфов и гематитизированные сланцы, несколько увеличивается мощность. Гематитизированные сланцы к юго-западу от г. Пластовая прослеживаются на северо-восток на расстояние 22 км.

Химический состав пород пластовой толщи (табл. 14, 15 в приложении 12) свидетельствует об их принадлежности двум сериям пород: толеитовой низкощелочной – базальты, андезибазальты и андезиты натрового типа, умеренно титанистые, с пониженным содержанием кальция, раскристаллизованные разности представлены оливин-двупироксеновыми метагабброноритами серпентинизированными; умереннощелочной абсарокит-шошонит–латитовой – трахибазальты, абсарокиты оливиновые миндалекаменные, иногда высокомагнезиальные, шошониты, трахириодациты калиевого типа, умереннотитанистые.

Распределение микроэлементов для пород пластовой толщи гряды Геологическая (Приложение 8) свидетельствует о наличии базальтоидов COX (обр. 144125/5, 154031/2, 204124/6) в одной структуре с достаточно широким набором пород, включая шошониты и базальтоиды энсиматических дуг. Среднекислые вулканиты латитового ряда надстраивают шошонитовую серию базальтоидных пород. Эта ассоциация ближе всего к образованиям задуговых бассейнов современных энсиматических островных дуг.

Породы умереннощелочной латитовой серии наиболее обогащены, относительно кислых пород (по [Гусев, 1999]) элементами литофильной группы: Zr (Kk = 3,33), Nb (Kk = 4,03), Ta (Kk = 2,77), редкоземельными элементами; халькофильной группы: As (Kk = 3,38), Ag (Kk = 2,75), Sb (Kk = 2,06); сидерофильной группы: Cr (Kk = 2,9). Au обнаружено в одной пробе латитового ряда 204129/8 (Кк = 1,6) – 0,003 г/т. Породы абсарокит-шошонитовой серии (204129/6, 204122, 204129/4) обогащены литофильными элементами: Ве (Kk = 11,9), V (Kk = 8,2), Cs (Kk = 5,06), Th (Kk = 4,6), а так же Zr, Ga, Hf, Sc и редкоземельными элементами с Kк>1; халькофильными элементами: V (Kк = 8,8), Cu (Kk = 1,38), Ag (Kk = 1,3).

Базальты толеитовой серии (204124/6, 154031/2, 144125/5) обогащены халькофильными элементами: Cu (Kk = 25), Ag (Kk = 3,1), Cd (Kk = 2,38), Sb (Kk = 1,65); литофильными элементами: V (Kk = 11,9), Cs (Kk = 1,62), а также редкоземельными элементами с Kк>1. Au обнаружено в пределах 0,006 – 0,0053 г/т.

Группа андезитов и андезибазальтов обогащена халькофильными элементами: As (Kk = 3,9), Cd (Kk = 3,38), Ag (Kk = 3,8), Sb (Kk = 1,95). Au обнаружено в пределах 0,0075-0,0052 г/т.

Толеитовая серия: 154031/2, 144125/5, 204124/6 – базальты СОХ; 204124/3, 204129/7, 204124/2, 204122/3, 204130 – метабазальты и метаандезиты толеитовые. Субщелочная серия: 204129/6, 204122, 204129/4 – абсарокиты (шошонитовая серия); 204132/2, 204132/1, 204132, 204129/8 – латиты. 204122/5, 204122/7 – интрузии габбро-норитов в разрезе лав гряды Геологической.

Для определения возраста формирования вулканитов пластовой толщи гряды Геологическая было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из двух образцов (Приложение 10): силлообразного тела серпентинизированного метагаббронорита среди потоков метабазальтов руч. Кривой (обр. 204122/7) и метатрахириодацита района г. Пластовая (обр. 204132/2).

По результатам U-Pb датирования цирконов из силла метагаббронорита для позднекарельской возрастной группы построена дискордия с верхним пересечением 1898±25 млн лет. Раннекарельские и позднелопийские датировки цирконов образуют единый дискретный тренд с возрастом от 2152 до 2714 млн лет с пиком по 207/206 в области 2700±6 млн лет. Полученные раннепротерозойские и позднеархейские возраста цирконов, видимо, как и для метагабброноритов ожиданьинского дунит-пироксенит-габбрового комплекса (проба 204090), являются захваченными и отражают возраст первичного протолита, близкого вещественному составу Шренковского выступа.

В метатрахириодацитах района г. Пластовая (обр. 204132/2) из разреза толщи для всех цирконов получен конкордантный возраст 729±4 млн лет.

Учитывая, что пластовая толща перекрывается вулканомиктовой терригенной геологической толщей, в которой получен самый молодой возраст в детритовых цирконах 731 млн лет (проба 204152/3), пластовая толща относится к позднему рифею.

Общая мощность пластовой толщи на гряде Геологической более 620 м.

Геологическая толща (R<sub>3</sub>gl) выделена впервые В. В. Беззубцевым [Беззубцев и др., 1985]. Название дано по стратотипической местности – гряде Геологическая, где отложения толщи пользуются широким распространением. Толща распространена в осевой части гряды Геологическая и прослеживается в виде полосы северо-восточного простирания шириной 5–8 км от правобережья руч. Прозрачный до верховьев руч. Забытый на расстояние 60 км. Залегание пород пологое (до 20–25°), предположительно они перекрывают мамонтовскую толщу гряды Геологическая. Обнаженность толщи удовлетворительная, но полного ее разреза нет. Толща сложена вулканомиктовыми породами: метапесчаниками, метаалевролитами с маломощными редкими линзами и прослоями метагравелитов и метаконгломератов; реже встречаются метатуфопесчаники и прослои известняков.

Наиболее представительный разрез геологической толщи составлен по отдельным коренным выходам и элювиальным развалам на правобережье руч. Прозрачный, в 4 км к юго-западу от высоты с отм. 433 м.

Перерыв, равный по мощности 35 м.

#### Перерыв, равный по мощности 30 м.

4. Матаалевролиты вулканомиктовые темно-серые, аналогичные слою 2	10 м
5. Метапесчаники вулканомиктовые мелкозернистые зеленовато-серые, неза-	
кономерно переслаивающиеся с метаалевролитами темно-серыми тонкоплитчаты-	
МИ	25 м
6. Метаконгломераты вулканомиктовые (метатуфоконгломераты?) грязно-	
зелено-серой окраски, материал плохо сортирован - от мелко- и среднегалечных	
до валунных. В верхней части конгломераты переходят в метагравелиты и крупно-	
среднезернистые метапесчаники	6-8 м
7. Метаалевролиты вулканомиктовые темно- и зеленовато-серые, переслаива-	
ющиеся с песчаниками мелко- и тонкозернистыми	70-90 м

Мощность толщи по разрезу 260-280 м.

Аналогичное строение имеет разрез геологической толщи в истоках руч. Забытый, в районе высоты с отм. 325 и 395 м, где ее мощность составила 210–290 м.

В верхнем течении р. Тарея в толще были встречены туфогенные метапесчаники с угловатыми и рогульчатыми обломками кислых вулканитов и прослои до 8–10 м серых известняков.

Метапесчаники в своем составе содержат (в %): обломки пород – 15–50, кварц – 20–40, плагиоклаз и реже калий-натровые полевые шпаты – 15–30. Рудные минералы – магнетит, ильменит, лейкоксен; акцессорные – сфен, циркон, апатит, рутил, турмалин. Цемент метапесчаников первичноглинистый пленочного и базального типов, преобразован в микрогранобластовый слюдисто-хлорит-кварцевый агрегат. Обломки пород представлены вулканитами кислого, реже – среднего и основного состава; сланцами серициткварцевыми, хлорит-серицитовыми и глинистыми, образованными как по осадочным породам, так, вероятно, и по вулканическим. В обломках встречаются также кварцитовидные песчаники, пегматоидные и катаклазированные граниты, а также доломиты и известняки, в которых В. Е. Мильштейн обнаружены микрофитолиты верхнего рифея.

Метаконгломераты содержат в гальках измененные вулканиты кислого состава: туфы, игнимбриты, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры (20–40 %); сланцы кремнисто-слюдистые, хлорит-кремнисто-слюдистые, актинолитэпидот-хлоритовые и филлитовые; некоторая часть сланцев образована по кислым вулканитам; вулканиты среднего и основного состава (10–30 %); базальтовые и андезитовые порфириты, вариолиты (3–5 %). В обломках текже имеются метапесчаники кварцевые и полевошпатово-каарцевые, известняки, гранитоиды аплитовидные и крупнозернистые лейкократовые, амфиболиты. Гальки кислых вулканитов и сланцев плохо окатанные, уплощенные, остальных пород – чаще округлые.

Породы геологической толщи метаморфизованы в начальной стадии зеленосланцевой фации. По плоскостям рассланцевания наблюдаются обильные чешуйки серицита и мусковита.

Химический и микроэлементный состав геологической толщи приведен в табл. 16 приложения 12 и в приложении 8. Породы толщи были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту [Юдович, 1981]. По модулю общей нормативной щелочности и железистому модулям породы относятся к нормально-щелочным (0,20–0,40) и нормально-железистым (0,30–0,55), по натриевому модулю породы являются терригенными отложениями. Покакзатель Ti/Mn (4,28–8,35) характеризует морскую обстановку осоадконакопления, По отношению La/Yb<4 и пологому общему облику кривых распределения РЗЭ можно предположить, что существенная роль в источниках сноса была у магматических пород основного состава. Породы геологической толщи обогащены, относительно среднего содержания в песчаниках (по [Гусев, 1999]), литофильными элементами: V (Kk = 6,23), Sc (Kk = 3,5); халькофильными элементами: As (Kk = 4,38), Zn (Kk = 2,05), Cu (Kk = 1,9), Ga (Kk = 1,68); сидерофильными элементами: Co (Kk = 2,6), Ni (Kk = 1,8).

Для определения возрастов источника сноса и предела возраста осадконакопления геологической толщи было произведено U-Pb (LA-ICP-MS-MC) датирование обломочных цирконов из образца метагравелитов (обр. 204152/3), отобранного в верховьях р. Шара. В сумме был выполнен U-Pb анализ 83 зерен обломочных цирконов (Приложение 10).

Самая большая группа, 43 зерна, – с раннепозднерифейским возрастом 731–1036 млн лет, три зерна – со среднерифейским возрастом 1089–1182 млн лет, одно – с раннерифейским возрастом 1609 млн лет.

Группа позднекарельских цирконов с возрастом 1755–1861 млн лет установлена в 6 зернах, раннекарельских, 2312–2354 млн лет, – в трех зернах. Наиболее древние возрастные интервалы позднелопийский (2607–2730 млн лет) и среднелопийский (2952 млн лет) получены получены соответственно в пяти и одном зерне.

Возраст геологической толщи принимается позднерифейским моложе 731 млн лет (самое молодое зерно детритового циркона), т. е. моложе вулканитов пластовой толщи, в которой для цирконов из метатрахириодацитов получен конкордантный возраст 729±4 млн лет.

Мощность геологической толщи не превышает 260-300 м.

**Посадочная свита (RF**<sub>3</sub>*ps*) была выделена В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев и др., 1985] и названа по р. Посадочная, правому притоку р. Шренк. Стратотипическим районом для свиты является бас. р. Посадочная. Ранее терригенные образования этого района относили к становской свите синийского комплекса [Ковалева, 1961; Погребицкий и др., 1962]. Свита прослеживается от р. Тихая до руч. Забытый на расстояние около 140 км. Ее выходы установлены также в южной части гряды Геологическая. Посадочная свита структурно несогласно перекрывает нижележащие отложения верхнего рифея. Нижняя граница свиты проводится по подошве конгломератов, залегающих трансгрессивно и с угловым несогласием или на доломитах колосовской, или на вулканитах светлинской свит. В последнем случае в базальных слоях посадочной свиты встречаются обломки лав, туфов и глинизированных туфов трахибазальтов, известняков, доломитов, кварца, и других пород.

Разрез образован преимущественно терригенными породами: полимиктовыми и кварцевыми конгломератами, песчаниками, алевролитами с маломощными прослоями и линзами песчанистых известняков. Породы окрашены в зеленовато-серые и вишневые тона.

Посадочная свита при среднемасштабных ГСР разделена на три подсвиты [Беззубцев и др., 1985, 1998]: Нижняя подсвита (40-60 м) образована, главным образом, зеленовато-, темно-серыми и пестроцветными алевролитами. В основании ее часто залегают конгломераты мощностью до 10 м, гальки в них состоят из известняков, доломитов, кварцито-песчаников. кислых и основных вулканитов, реже – гранитоидов и глинизированных разновидностей туфов трахибазальтов. К юго-западу от руч. Забытый алевролитовая часть подсвиты сокращается. Средняя подсвита (80-120 м) образована серыми и зеленоватосерыми полимиктовыми конгломератами и гравелитами (до 60-70 % объема), песчаниками. Очень редко встречаются алевролиты. Мощность конгломератов от первых метров до 30 м. Спорадически встречаются конгломераты, гальки в которых на 80-90 % состоят из изверженных и метаморфических пород: амфиболитов, амфиболовых гнейсов, габбро, диоритов, кварцитов, кислых и основных вулканитов. Реже встречаются доломиты и известняки. Верхняя подсвита (100-120 м) сложена ритмично чередующимися сероцветными полимиктовыми алевролитами, алевропесчаниками и песчаниками с редкими прослоями гравелитов. Окраска пород зеленовато-серая, темносерая. Алевролиты и песчаники слагают часто чередующиеся ритмы трех- и двухчленного строения мощностью от 0,5 до 1,5 м. Иногда в них наблюдаются конкреции светло-серых песчанистых известняков.

Возраст посадочной свиты как позднерифейский определяется на основании трансгрессивного ее залегания на нижележащих отложениях верхнего рифея и перекрытии свиты, в свою очередь, фаунистически охарактеризованными отложениями прозрачнинской свиты вендского возраста. Мощность посадочной свиты 220 – 300 м.

# 1.3. ВЕНДСКО – СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вендско-среднекаменноугольные образования выделяются в трех геологических районах: Северотаймыро-Североземельском, Северо-Быррангском и Фалабигай-Нордвикском. Для первого района на рассматриваемой площади рифейских флишоидных отложений вылеляются венлсковместо раннекембрийские образования (под «давлением» датировок детритовых цирконов (до 510 млн лет), полученных в последние годы) в связи с необходимостью сбивки листа S-47 со смежным листом T-47. Вендскосреднекаменноугольные отложения в Северо-Быррангском геологическом районе наиболее широко представлены на северных отрогах гор Бырранга. Девонско-среднекаменноугольные отложения Фалабигай-Нордвикского геологического района картируются среди позднепалеозойско-раннемезозойских пород южных отрогов гор Бырранга в тектонических блоках и ядрах антиклиналей. Границами районов являются Главный Таймырский разлом и Пограничный налвиг.

#### 1.3.1. Северотаймыро-Североземельский геологический район

## Хутудинско-Коломейцевская геологическая площадь

**Мининская толща (V-Є<sub>1</sub>mn)** впервые выделена в ранге свиты Ю. Е. Погребицким в 1961 г. [Госгеолкарта, 1961]. Название дано по п-ову Минина, где она имеет наиболее широкое распространение. Позднее М. Г. Равич и Ю. Е. Погребицкий [Равич, Погребицкий, 1965] мининскую толщу поместили на один уровень с хутудинской, а А. И. Забияка [Забияка, 1974] мининскую свиту выделил в качестве самостоятельной в харитоновской серии и поместил ее между конечнинской и хутудинской свитами, с которыми она имеет постепенные переходы. Тем не менее, стратотип свиты не был определен, и в Легенде к Госгеолкарте –200 [Легенда, 1997], она переведена в ранг толщи. В настоящее время установлено [Соболевская, Кузнецов, Кабаньков, 1998], что мининская толща залегает между стерлеговской и нижнехутудинской толщами. Стратопической местностью мининской толщи является юговосточный берег зал. Минина [Соболевская, Кузнецов, Кабаньков, 1998].

Непосредственный контакт между стерлеговской и мининской толщами не наблюдался, в связи с этим не исключается стратиграфический перерыв, и даже угловое несогласие. На рассматриваемой площади мининская толща выделяется в бассейне р. Коломейцева и на притоках р. Шренк (рр. Каменистая, Обрывистая, руч. Туманный и др.).

Разрез сложен ритмично чередующимися несортированными вулканомиктовыми метапесчаниками, изредко метагравеллитами зеленовато-серого цвета, переслаивающимися с темно- и зеленовато-серыми филлитами по алевролитам и аргиллитам кремнисто-серицит-хлоритового состава. Ритмы трехчленные: метапесчаник-метаалевролит-филлит. В метапесчаниках наблюдаются многочисленные серые и светло-серые известковистые стяжения, а в подошвах пластов метапесчаников – обломки темно-зеленых и темно-серых метааргиллитов. Ритмы двух типов: а) мощностью 0,3–3 м с резким преобладанием первого (песчаного) элемента; б) ритмы по 0,1–0,3 м, где оба элемента примерно одинаковой мощности. Границы между ритмами часто неровные. В метапесчаниках фиксируется градационная, волнистая и косая слоистость, обломки аргиллитов.

В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев и др., 1998] типовой разрез мининской толщи приведен по руч. Туманный, правому притоку р. Непонятная, где почти в непрерывных выходах на расстоянии около 1 км наблюдается частое трансгрессивное тонкое ритмичное чередование полимиктовых метапесчаников зеленовато-серого цвета и метаалевро-песчаников и метаалевролитов такого же цвета. Имеются редкие ритмы и трехчленного строения. Третий член ритма представлен метааргиллитами. Породы собраны в мелкие складки, часто нарушены дизьюнктивами и зонами трещиноватости. Характер разреза мининской толщи по руч. Туманный не меняется на всем обнаженном интервале, его мощность не превышает 150 м.

Метапесчаники мининской толщи имеют полимиктовый и вулканомиктовый состав. Обломочный материал плохо отсортирован как по размеру обломков, так и по степени их окатанности, в равных количествах присутствуют обломки размерностью от 0,1 мм до 1 см. По форме они угловатые и округлые. Примерно 50 % в них составляет кварц, другая половина сложена обломками пород, полевыми шпатами и минералами группы эпидотацоизита. Среди обломков пород весьма высоко содержание средних и основных эффузивов, в которых просматривается микролитовая структура и порфировые выделения плагиоклаза. В небольшом количестве встречаются кислые вулканиты, фельзиты, гранитоиды и гнейсы. Для метапесчаников и метаалевролитов характерно высокое содержание цемента (до 40-50 %), что определяет базальный тип цементации. Состав цемента хлорит-серицитовый в тонком срастании с кремнистым материалом, содержание которого обычно выше, чем в более древних породах, по типу чаще базальный, реже коррозионный или регенерационный. Тонкообломочные породы представлены разнообразными кварц-слюдистыми, кварц-хлорит-серицитовыми филлитами, в которых наблюдаются порфиробласты карбоната.

Особенностью пород мининской толщи является значительное содержание минералов группы эпидота-цоизита. иногда достигающих 65 % тяжелых минералов. Часть из них, возможно, являются новообразованиями, возникшими по первичной массе землистого облика. Карбонат в виде отдельных зерен или их агрегатов отмечается как первичный, так и вторичный, развивающийся по другим минералам. Рудные минералы представлены пиритом и мелкими агрегатами магнетита и лейкоксенизированного титаномагнетита и ильменита.

Породы мининской толщи (табл. 17 в приложении 12) были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту (по [Юдович, 1977; 1981]. По гидролизат-

ному модулю (ГМ) ониразделяются на три группы: гидролизатные глинистые породы, содержащие либо каолинит, либо свободные оксиды алюминия, железа, марганца (ГМ>0,50); глинистые породы, где ГМ варьирует 0,30–0,50; породы третьей группы относятся к глинистым силицитам (кремнисто-глинистые сланцы) с ГМ в интервале 0,20–0,30.

Алюмокремниевый модуль (по [Кетрис, 1976]) позволяет разделить глинистые и песчаные породы, указывая на их степень химического выветривания. Две пробы пород по этому модулю относятся к глинистым породам (AM = 0,22–0, 35), остальные – к песчанистым (AM = 0,10–0,22). Породы являются нормально-железистыми (по [Предовский, 1970]), реже повышенножелезистыми. По общей нормативной щелочности породы относятся к нормально-щелочным. По Fe/Mn индикатору [Розен, 1994] породы, в основном, сформировались в мелководных и мелководно-прибрежных условиях. В целом породы можно отнести к нормосиаллитам.

По отношению Ti/Mn (1–20) породы относятся к морским отложениям, по отношению La/Yb можно предположить существенную роль в источниках сноса кислых магматических образований (La/Yb>8). Отношение La/Th свидетельствует о возможности формирования пород вблизи континентальных (энсиалических) островных дуг.

Метааргиллиты отличаются повышенными содержаниями литофильных элементов: Sc (Kk = 3,70), Ba (Kk = 1,25); сидерофильных элементов: Co (Kk>1), повышены содержания у халькофильного селена и редкоземельных элементов (Кк> 1) (Приложение 8).

Метапесчаники отличаются повышенными содержаниями Sc (Kk = 5,27), V (Kk = 4,39), Cr (Kk = 3,21), Sb (Kk = 2,18), Zn, Co, Cu, Se, Ni c Kk>1. Впробе 203027 содержание Au превышает пределы обнаружения в 2,3 раза (содержание 0,0046 г/т). В пробе 203030/1 кларк концентрации для Sc равен 104,14 (при кларке в песчаниках равном 7), для Sb – 63,5 (при кларке в песчаниках 0,2), As – более 1. Вметапесчанниках повышены содержания некоторых редкоземельных элементов Kk>1 (Eu, Dy, La, Gd, Y, Ce, Nd, Sm).

Органических остатков на изученной площади в мининской свите не обнаружено. На Западном Таймыре мининская толща охарактеризована почти исключительно одними микрофоссилиями, и только на побережье Пясинского залива встречены микрофитолиты *Glebosites minutus* Milst., возрастной диапазон распространения которых ограничен поздним рифеем-ранним кембрием.

Для определения возрастов источника сноса и предела возраста осадконакопления мининской толщи было произведено U-Pb (LA-ICP-MS) датирование обломочных цирконов из образцов метапесчаника (обр. 203026/1) приустьевой части р. Спокойная и метагравелита (обр. 203027/5), отобранного в среднем течении р. Коломейцева (средняя часть каньона, к западу от устья р. Спокойная). В первом изучено 80 детритовых зерен, во втором – 79 зерен (Приложение 10). Цирконы представлены окатанными зернами, субидиоморфными призматическими кристаллами и их обломками. Практически у всех цирконов в катодной люминисценции в краевых частях наблюдаются зоны (участки) обрастания. На гистограммах частот встречаемости значений U-Pb – изотопного возраста результаты образуют кластеры в пробе 203026/1 в диапазоне от 561 ±27 до 689±19 млн лет и одним выраженным пиком в 611 млн лет, в пробе 203027/5 – в диапазоне от 551 ±19 до 749±24 млн лет и пиком 594 млн лет. Последние отвечают времени завершения формирования надсубдукционных вулкано- плутонических ассоциаций мамонтовско-москвичевской офиолитовой, борзовско-верхнешренковской андезитовой островных дуг Шренк-Фаддеевского геологического района и медвеженских умереннощелочных гастингситовых мусковитизированных гранитов (чугунковский комплекс) Мининско-Большевистского района Западного Таймыра.

В пробе 203026/1 присутствует одно зерно циркона раннекаменноугольного возраста (335,71±13,57 млн лет), одно зерно раннедевонского (403,58± ±13,47 млн лет) и одно- позднеордовикское (457,97±16,65 млн лет). Дискордантность зерен соответственно 11, 95, -15%. В пробе 203027/5 присутствует одно зерно циркона среднеордовикского возраста (459,8±35,54 млн лет) и одно зерно раннеордовикского (481,47±25,75 млн лет), с дискордантностью зерен соответственно 40 и -94%. В цирконах наблюдаются следы переработки. Данные возраста статистически недостоверны и противоречат геологическим представлениям.

Возраст мининской толщи принимается предположительно вендскораннекембрийским по геологическим данным (толща залегает выше ленивенской серии и ниже фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений нижне-и верхнехутудинских толщ), а также на основании доминантных возрастов детритовых цирконов с возрастом в диапазоне от 551 ±19 до 689±19 млн лет и близких датировок детритовых цирконов из мининской толщи Западного Таймыра, полученных ранее [Проскурнин, 2013; Дополнение ...№3, 2014].

Мощность мининской свиты принимается условно не более 400–500 м. Мощность разрезов в стратотипической местности и в бассейне р. Коломейцева остается почти неизменной. Фациально свита устойчива. Накопление мининской свиты происходило в быстро погружающемся морском бассейне с близким источником питания – энсиалической островной дуги с андезибазальтовым магматизмом. Седиментация происходила в условиях малоамплитудных ритмичных колебательных движений.

Нижнехутудинская верхнехутудинская толщи И объединенные  $(\epsilon_1 nh + vh)$ . Впервые эти толщи выделены в ранге хутудинской свиты Ю. Е. Погребицким в 1961 г. [Погребицкий, Захаров 1961; Равич, Погребицкий, 1965] и помещались на один уровень с мининской толщей. Эта свита названа по стратотипическому району развития в бассейне р. Хутудабигай. Позднее В.Я Кабаньковым и Р. Ф. Соболевской [Кабаньков, Соболевская, 1997; Стратиграфический словарь..., 1994] хутудинская свита переведена в ранг толщи с двумя подтолщами. Как самостоятельные подразделения выделены в 1997 г. [Кабаньков, Соболевская, 1997]. Стратотип нижнехутудинской толщи находится у входа в фиорд Хутуда, верхнехутудинской – располагается на нескольких участках: по берегам бухты Рыбная, фиорда Хутуда, берегам р. Хутудабигай, руч. Фосфатный [Соболевская, Кабаньков, Кузнецов, 2000].

На листе описываемые отложения распространены, главным образом, в бас. рр. Ленивая, Угрюмая, Полуденная и их притоков [Беззубцев и др., 1998]. Незначительные по площади выходы наблюдаются на правобережье р. Мамонта, в ее верхнем течении и в каньоне р. Коломейцева. Породы слагают ядра синклинальных складок. Углы падения слоев крутые и составляют 50–85°. Часто наблюдается опрокидывание слоев. В замковых частях складок слои выполаживаются до 15–30°.

Относительно полные разрезы толщ находятся западнее, за пределами изученной территории. Характерной чертой нижне-и верхнехутудинской толщ является наличие в ее разрезе прослоев пестроцветных пород. Нижняя граница условная и проводится как по первому появлению пестроцветных пород, так и по смене слоев с серовато-зеленой окраской более ярко-зеленой. Исходя из общности текстурно-структурных особенностей, состава и фациальной преемственности от времени формирования предыдущей мининской свиты, а также по аналогии со стратотипическим разрезом [Кабаньков, Соболевская, 1997; Соболевская, Кузнецов, Кабаньков, 1998] принимается, что породы нижнехутудинской толщи залегают согласно и с постепенным переходом на подстилающих отложениях.

Нижнехутудинская толша сложена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, ритмично переслаивающимися с пестроцветными (вишневыми, лиловыми, розовыми, яркозелеными) разностями этих же пород. Толща характеризуется отчетливой ритмичностью. Ритмы обычно двучленные: первый элемент представлен песчаником, мощностью 0,2-0,3 м (редко до 3-4 м), второй – алевролитами или аргиллитами. Как правило, мощность второго элемента меньше первого, но иногда она достигает также 3 м. В крупных ритмах (3-4 м) мощность песчаного элемента достигает 4/5 общей мощности. В этом случае он имеет сложное строение и представлен (через 1-5 см) переслаиванием песчаноалевролитового и известково-глинистого материала. Цветовая гамма пород разная: преобладает зеленоватая тональность, иногда оба элемента пестроцветные; встречаются ритмы с зеленым первым элементом и пестрым вторым. Границы между ритмами четкие, а между элементами – постепенные, но довольно часто на границе первого и второго элементов наблюдаются следы размывов, что проявляется в неровности границ между ними. В фиорде Хутуда, западнее рассматриваемой площади, В. Я. Кабаньковым и Р. Ф. Соболевской в разрезе пестроцветной пачки нижнехутудинской толщи наблюдались внутриформационные конгломерато-брекчии, следы подводного течения осадка, «залеченные» трещины усыхания, фукоиды и знаки ряби. свидетельствущие о формировании отложений в условиях мелководного бассейна (фации шельфа и приливной зоны).

Для определения возрастов источника сноса и предела возраста осадконакопления нижнехутудинской толщи было произведено U-Pb (LA-ICP-MS и SIMS SHRIMP) датирование обломочных цирконов из образца пестроцветного метапесчаника (обр. 203031), отобранного в средней части каньона р. Коломейцева: LA-ICP-MS – изучено 49 детритовых зерен, SIMS SHRIMP – 21 зерно (Приложение 10). На гистограмме частот встречаемости значений U-Pb – изотопного возраста детритовых цирконов выделяется главная популяция с возрастом цирконов в диапазоне от 545  $\pm$  17 до 782 $\pm$ 34 млн лет (LA-ICP-MS) и от 521 $\pm$  12 до 603,9 $\pm$ 7,2 млн лет (SIMS SHRIMP) и соответствующими пиками 612 (LA-ICP-MS) и 548 с подпиками 530, 575 и 604 (LA-ICP-MS) млн лет.

Возраста 575, 604, 612 млн лет также, как и для мининской толщи отвечают времени завершения формирования борзовско-верхнешренковской вулкаассоциации андезитовой островной но-плутонической луги Шренк-Фаддеевского геологического района и медвеженским умереннощелочным мусковитизированным гастингситовым гранитам (чугунковский комплекс) Мининско-Большевистского района Западного Таймыра. Магматизм и высокотемпературный метаморфизм с возрастом в интервале 525-575 млн лет достоверно на Таймыре не установлен. Предполагается в составе тревожнинского и медвеженского метаморфических комплексов, где установлены возраста цирконов этого интервала среди позднепалеозойских цирконов, связываемых с возрастом проявления повторного регионального метаморфизма в связи со становлением мусковитизированных гранитоидов ленивенскотолевского и еремеевско-бирулинского комплекса. Возраста основной популяции цирконов от 530 до 575 млн лет связываются предположительно с возрастом формирования тревожнинского и медвежевского метаморфических, харитоновского мигматит-плагиогранитового комплексов.

Более древние диапазоны возрастов свидетельствуют о незначительном размыве ранне-среднерифейских, позднекарельских и позднелопийских образований. Интересен факт отсутствия размыва раннекарельских образований.

Установленный раннекембрийский возраст в трех зернах SIMS SHRIMP  $521\pm 12$ ,  $526,4\pm 5,6$  и  $528\pm11$  с дискордантностью соответсвенно 7,6 и 3 свидетельствует о возрасте раннехутудинской толщи не древнее низов раннего кембрия и возможности ее датирования ранним кембрием.

Суммарная мощность нижнехутудинской толщи 600-700 м.

Верхнехутудинская толща представлена серыми и зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с зеленоватосерыми, а в верхней части толщи с черными углеродисто-глинистыми алевролитами и аргиллитами. Встречаются многочисленные стяжения, реже тонкие прослои серых и светло-серых известняков. Некоторые горизонты содержат отдельную вкрапленность железистых карбонатов. Характер ритмичности близок к таковому нижнехутудинской толщи.

Органических остатков в нижне-и верхнехутудинской толщах на территории листа S-46 не обнаружено. На р. Хутудабига, на смежной с запада площади, в 11 км выше устья р. Тамараг в толще наблюдалась своеобразная пачка пород мощностью около 40 м. Она сложена темно-серыми до черных серицит-кремнисто-углеродистыми и серицит-хлоритовыми сланцами, переслаивающимися с зеленовато-серыми алевролитами. В сланцах наблюдаются многочисленные шарообразные и эллипсоидальные конкреции до 10 см в поперечнике. Они состоят из комков и сгустков органического вещества, крустифицированных мелкими шестоватыми кристаллами фосфата. В фосфатных конкрециях обнаружены остатки скелетной органики, сходные с представителями рода *Coleoloides*, макросклеры кремневых губок, отпечатки частей панцирей членистоногих и трилобитов [Кабаньков, Соболевская и др., 1978]. Табулятные образования рода *Coleoloides* известны из нижнего кембрия Польши и Северной Америки. Макросклер кремневых губок, обломков членистоногих и трилобитов (последние встречены в заливе Рукав), а также микрофоссилии *Micrhystridium tornatum* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk. типичны для кембрийских образований [Соболевская, Кузнецов, Кабаньков, 1998]. На основании этого обосновывается раннекембрийский возраст верхнехутудинской толщи.

Мощность верхнехутудинской толщи на Западном Таймыре 700-900 м.

Для пород нижне-и верхнехутудинской толщ характерна плохая сортировка как по размеру, так и по степени окатанности обломков. В составе преобладают и находятся примерно в равном количестве обломки кварца и полевых шпатов. Кварц (10-40 %) наблюдается в виде угловатых зерен или их агрегатов. Полевые шпаты составляют от 5 до 45 %. Среди них преобладают полисинтетически сдвойникованные плагиоклазы. В меньшем количестве содержатся обломки калий-натровых полевых шпатов с микропертитовой структурой. Обломки пород также угловатой формы. Среди них преобладают кислые эффузивы (микрофельзиты). Встречаются обломки андезидацитов, основных эффузивов с микролитовой структурой. Иногда содержатся редкие обломки сферолитов и гранитоидных пород. Очень редко встречаются обломки карбонатных пород, состоящих из мелкозернистого агрегата зерен. Эпидот в породах хутудинскои свиты распространен более широко, чем в мининской и ленивенской. Обычно он наблюдается в виде тонкозернистых агрегатов, развивающихся по полевым шпатам и обломкам эффузивных пород.

Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом. Они замещаются гидроокислами железа и лейкоксена, что, по-видимому, придает отдельным слоям красноцветную окраску. Цемент базальный или соприкосновения, представлен алевритистой массой того же состава, что и обломки пород. Практически повсеместно замещается кварц-хлорит-серицитовым агрегатом.

Породы нижне- и верхнехутудинской толщ были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту [Юдович, 1981]. По гидролизатному модулю (ГМ), проба 203017 относится к глинистым породам (0,3-0,5), остальные относятся к глинистым силицитам (кремнисто-глинистые сланцы), мезомиктовым и полимиктовым кварцевым песчаникам алевролитам (0,2-0,30).По И алюмокремниевому модулю (АМ) проба 203017 относится к глинистым породам (0,22-0,35), остальные пробы к песчаникам (0,1-0,22). По фемическому модулю (ФМ) породы относятся к песчаникам (0,05–0,20). Судя по титанистому модулю (ТМ), породы образовались в континентальных и лагунных обстановках, в гумидном климате. По общей нормативной щелочности (НКМ) проба 203017 относится к гипощелочным (менее 0,20), а остальные к нормально-щелочным (0,20-0,40). Проба 203017 по железистому модулю (ЖМ) относится к высокожелезистым (1,00-3,00), 203030/2 – повышенножелезистым (0,60-1,00),остальные пробы относятся к нормальножелезистым.

По отношению Ti/Mn (1–20) породы относятся к отложениям морского бассейна с нормальной соленостью, по отношению La/Yb (>8). можно предположить существенную роль в источниках сноса кислых магматических образований По отношение La/Th проба 203017 относятся к океаническим островным дугам, а остальные к континентальным.

Породы нижне- и верхнехутудинской толщ наиболее обогащены элементами халькофильной группы: As (Kk = 14,33), Sb (Kk = 4,2), Zn (Kk = 2,6), Pb (Kk = 1,5); литофильной группы: Li (Kk = 4,67), V (Kk = 2,9), Cr (Kk = 2,47), а также редкоземельными элементами с Kк>1; сидерофильными элементами: Co (Kk = 1,52), Ni (Kk = 1,2). В пробах 203031 и 203031/1 обнаружено Au 0,0032 и 0,0036 г/т.

Возраст нижне- и верхнехутудинской толщ на основании датирования детритовых цирконов и обнаружения остатков скелетной органики на смежном с запада листе принимается раннекембрийским.

Мощность нижне- и верхнехутудинской толщ объединенных на Западном Таймыре оценивается в 1300–1600 м [Соболевская, Кузнецов, Кабаньков, 1998]. Изучение фрагментов разреза В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев и др., 1998] позволяет предположить, что с учетом складчатости мощность объединенных толщ составляет не более 400–450 м.

Мининская, нижнехутудинская, верхнехутудинская, южнинская толщи объединенные (V- $\mathcal{E}_2$ ?mn÷juz). Эти отложения выделены из состава метаморфических и терригенных пород Каменско-Толлевского грабена на основании изучения вещественного состава зонально-метаморфизованных карбонатно-терригенных образований в районе руч. Ориентирного, правого притока р. Каменной, и полученных датировок детритовых цирконов.

По пересечению в направлении на юго-восток от Каменско-Толлевского надвига к каньону р. Каменная и выше по руч. Ориентирному наблюдалась следующая смена пород.

Вулканомиктовые метапесчаники зеленовато-серого цвета, ритмично переслаивающиеся с темно- и зеленовато-серыми филлитами по алевролитам и аргиллитам в районе р. Каменной сменяются пестроцветными (рыжеватожелтыми, бурыми) разностями этих же пород. Толща характеризуется отчетливой ритмичностью. В каньоне руч. Ориентирного преобладают серые и зеленовато-серые метапесчаники, переслаивающиеся с тонкогоризонтальнослоистыми металевролитами и с пачками черных углеродистых сланцев, с той же ритмичностью, и редкими тонкими прослоями мраморов (до 0,3 м). На протяжении 0,5 км вдоль ручья степень метаморфизма отложений увеличивается от биотит-серицитовой субфации до амфиболитовой с выпадением по разлому большей части эпидот- амфиболитовой фации. В амфиболитовой фации наблюдается появление послойных мигматитов, а затем гранитов ленивенско-толлевского комплекса.

Рассматриваемая последовательность чередования пород по строению и внешним признакам может отвечать мининской, нижнехутудинской, среднехутудинской и южнинской толщам. Первые три толщи охарактеризованы выше. *Южнинская толща* выделена на Западном Таймыре Р. Ф. Соболевской, В. Ю. Кузнецовым и В. Я. Кабаньковым в 1997 г. и названа по м. Южный, расположенному на восточном берегу Пясинского залива [Соболевская и др., 1997]. Нижняя граница толщи согласная и проводится по подошве пачки черных сильно пиритизированных углеродисто-глинистых сланцев с фосфатными конкрециями, перекрывающих метапесчаники и метаалевролиты верхнехутудинской толщи. Для средней части толщи характерны глинистые известняки, доломитовые мергели и глинистые сланцы. Общая мощность толщи достигает 120–150 м.

На руч. Ориентирный с этой толщей могут быть сопоставлены интенсивно пирротинизированные и пиритизированные углеродистые слюдистокварцевые и хлорит-слюдистые известковистые сланцы, а в амфиболитовой фации – мусковитизированные и фибролитизированные ставролит-гранатбиотитовые кристаллические сланцы и графитсодержащие плагиогнейсы.

Метапесчаники представлены, как правило, сланцами биотит-хлориткарбонат-полевошпат-кварцевыми с реликтовой пасамитовой структурой. Обломочный материал плохой сортировки представлен кварцем, эпидотом, плагиоклазом, цоизитом. Отдельные кристаллокласты угловаты и механически деформированы. Из рудных минералов присутствует магнетит, титаномагнетит, ильменит.

Сланцы углеродистые представлены интенсивно окварцованными и серицитизированнми породами с гранолепидобластовой структурой в доминирующих полосах и линзах, обогащенных серицитом, а также лепидогранобластовой структурой в резко подчиненных им полосах, обогащенных кварцем. Слюдистые полосы обогащены чешуйками графита. Текстура сланцеватая, полосчатая, линзовидно-полосчатая. В породе отмечаются обломки полихромного турмалина, апатита, циркона, просечки железных охр, линзовидные сегрегации сульфидов, обломки лейкоксенизированных рудных минералов.

Известковистые сланцы хлорит-слюдистые, содержание слюды и хлорита переменчиво и составляет порядка 4–7%. Текстура сланцеватая, полосчатая; структура гранобластовая, на участках, обогащенных слюдой, – лепидогранобластовая.

Кристаллические сланцы и плагиогейсы характеризуются пойкилопорфиробластовой, лепидогранобластовой структурой, наложенной мелкогранобластовой с элементами зубчатой. Текстура сланцеватая, пятнистая. Минеральный состав (%):кварц – 30–50, плагиоклаз (андезин-олигоклаз) – 25–43, биотит ярко коричневый – 20–25, ортоклаз –1–2, гранат – 2–3, ставролит – до 1, силлиманит и мусковит – <1; рудные (2) – ильменит, магнетит, сульфиды. Акцессорные минералы – циркон, ортит, апатит, рутил. Неравномерно развитые пойкилопорфиробласты граната (альмандина) представлены пятнистыми скоплениями с пойкилитовыми вростками кварца, полевого шпата, графита, сульфидов. Ставролит образует мелкие ксеноморфные или короткопризматические зерна, иногда включающие пойкилитовые вростки кварца. Чешуйки биотита имеют параллельную ориентировку, их края выглядят «разлохмаченными» с иголочками фибролита, мусковита.

Метапесчаники (табл. 18 в приложении 12) были охарактеризованы по сиаллитовому стандарту [Юдович, 1981, Кетрис, 1976]. По фемическому модулю (ФМ) и соотношению глиноземистых и железистых компонентов (ЖМ) породы относятся преимущественно к песчаникам нормально-железистым, соответствуя нормосиаллитам.

По отношению Fe/Mn установлено, что гнейсы образованы по менее глубоководным осадкам, чем метапесчаники По показателю La/Th условия тектонического режима при осадконакоплении также были различны для гнейсов и метапесчаников и разделились на континентальные (гнейсы) и океанические (метапесчаники) островные дуги. Диаграмма в координатах La/Sc-Ti/Zr показывает менее четкое разделение пород на две группы. По отношению Ti/Mn породы относятся к морским (1–20), а по отношению La/Yb можно предполагать, что в области питания преобладали магматические породы кислого состава. Отношения Ce/Y и Ce/Ce\* (0,9–1,3) свидетельствуют об окраинно-континентальных условиях осадконакопления.

Характерной особенностью пород является их обогащенность элементами литофильной группы для гнейсов: Sc (Kk = 6,38), V (Kk = 4,53), Cr (Kk = 2,4). Средними кларками более 2 отмечаются элементы халькофильной группы Bi (Kk = 2,4), Cu (Kk>2), Tl, Zn (Kк>1), Ag (Kk = 1,37), а также повышенные содержания редкоземельных элементов с кларком концентрации более 1. Для метапесчаников повышенными содержаниями отличаются высокозарядные элементы: Sc (Kk = 4,67), Cs (Kk = 2,28), Hf (Kk = 1,25), U (Kk = 1,14), а средними кларками концентрации (Kk>2) – Co, Bi, Zn. В пробе 203011 повышено содержание Au – 0,036 г/т, а в пробах 203012 и 203013 отмечается, соответственно, 0,0027 и 0,0025 г/т. Отмечаются также повышенные содержания тяжелых редкоземельных элементов (c Kk более 1).

Гнейсы, в отличие от метапесчаников, обеднены высокозарядными элементами. Как в гнейсах, так и в песчаниках встречаются повышенные содержания As, в некоторых пробах содержание достигает 78,5 г/т.

Для определения возрастов источников сноса, нижнего предела возраста осадконакопления и возможного возраста метаморфизма было произведено U-Pb (LA-ICP-MS и SIMS SHRIMP) датирование обломочных цирконов из трех проб: зеленоцветного метапесчаника (обр. 203016/6), отобранного на левом берегу р. Каменная, и 2-х образцов из каньона руч. Ориентирного – кристаллического сланца ставролит-гранат-биотит-плагиоглазового по углеродистому метапесчанику (обр. 203010) и плагиогнейса гранат-биотитового с фибролитом и графитом (обр. 203009/3). В первом LA-ICP-MS – датированием изучено 80 детритовых зерен, во втором – 65 и в третьем – 80. Дополнительно во втором образце (203020) SIMS SHRIMP датировано 22 циркона (Приложение 10).

На гистограммах частот встречаемости значений U-Pb – изотопного возраста детритовых цирконов выделяется преимущественно 1 главная популяция с возрастом цирконов в диапазоне от 509,  $38 \pm 11.6$  до 705,21±16,52 млн лет (LA-ICP-MS) в первой пробе, в диапазоне от 543,86 ± 17,25 до 707,84±28,6 млн лет (LA-ICP-MS) в второй пробе или от 515,4± 5.3 до 640,3±4,8 млн лет (SIMS SHRIMP), и в третьей пробе от 510 ± 16,79 до 659,44±13,92 млн лет (LA-ICP-MS) и соответствующими пиками **542**, 598 (или **556** по SIMS SHRIMP), **560** млн лет.

Во всех пробах установлены цирконы с раннекембрийским возрастом, в гнейсах – со среднекембрийским. В зеленоцветных метапесчаниках (обр. 203016/6), сопоставимых с таковыми мининской или нижнехутудинской толщ, установлена многочисленная группа цирконов (16 шт.) с возрастом в интервале от 509 до 535 млн лет. В кристаллических сланцах (обр. 203010) U-Pb датированием SIMS SHRIMP в трех зернах получен уверенный возраст в 515.4, 517.3, 525.4 млн лет. В плагиогнейсах (обр. 203009/3) в 11 зернах циркона получен возраст от 510 до 535 млн лет, в 1 дискордантном (48) зерне - среднеордовикский возраст 463,37 $\pm$  16,93 и в 1 зерне – среднепозднекембрийский – 499,6 $\pm$  15,06. Установленные ранне-среднекембрийские возраста, в рассматриваемых образованиях Каменско-Толевского «грабена», свидетельствуют о возможности их отнесения к нерасчлененным мининской, нижне-среднехутудинским и южнинской толщам.

Возраста основной популяции цирконов от 542 до 560 млн лет также как и для нижнехутудинской толщи, связываются предположительно с возрастом формирования тревожнинского и медвежевского метаморфических, харитоновского мигматит-плагиогранитового комплексов.

Возраст объединенных толщ на основании датирования детритовых цирконов и обнаружения остатков скелетной органики на смежном с запада листе в верхнехутудинской и южнинской толщах принимается вендсреднекембрийским под вопросом.

Мощность нерасчлененных толщ оценивается в районе руч. Ориентирного с учетом складчатости в 600–700 м.

## 1.3.2. Северо-Быррангский геологический район

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

# Пясинско-Фаддеевская (Северная) геологическая площадь

## Вендская система

**Прозрачнинская толща (Vpr)** выделена Р. Ф.Соболевской и Э. М. Красиковым в 1975 г. и названа по руч. Прозрачный, левому притоку р. Ленивая, где находится ее стратотипическая местность [Шануренко и др., 1978; Беззубцев и др, 1985; 1998]. Ранее [Соболевская, Лазаренко, 1965] она включалась в состав раннего кембрия. В Легенде к Госгеолкарте – 1000/3 [Легенда...2008] прозрачнинская толща принята в ранге толщи поздневендского возраста как аналог нижнеостанцовской свиты. В связи с установлением и выделением нижнеостанцовского грубообломочного горизонта из состава ранне-среднекембрийских отложений в пределах рассматриваемого листа, а также налеганием последних с угловым несогласием непосредственно на рифейские отложения, прозрачнинская толща рассматривается как самостоятельное подразделение венда.

Выходы прозрачнинской толщи наблюдаются в бас. р. Ленивая, верховьях р. Шренк и на гряде Геологическая, а также в бас. р. Угрюмая, где разрезы составлены Р. Ф. Соболевской и В. Я. Кабаньковым. Но для последнего района не исключается ее принадлежность и к правомамонтовской толще поздего рифея – раннего венда. В пределах Мамонтовско-Лаптевской геологической площади (р. Угрюмая, верховья р.Шренк, р. Ожидания) везде, где закартирована прозрачнинская толща [Беззубцев и др, 1998], ее отложения метаморфизованы и встречаются в ассоциации с кварцитопесчаниками и углеродистыми сланцами. Часть этих образований отнесена к правомамонтовской толще.

Прозрачнинская толща залегает структурно несогласно на всех рифейских образованиях гряды Геологическая и на шренковском метаморфическом комплексе раннего протерозоя (?). Прозрачнинская свита участками со стратиграфическим несогласием, участками согласно (?), перекрывается породами нижнего кембрия

Выходы толщи представлены элювиальными развалами и редко коренными обнажениями в каньонах рек. Она сложена доломитами и доломитовыми мергелями, реже известняками и песчаниками, в бассейне р. Прозрачная в ее основании залегают гравелиты и песчаники с карбонатным цементом, севернее, в бассейне р. Ленивой, – крупновалунные карбонатные конгломераты.

Возраст прозрачнинской свиты на основании микрофитолитов и строматолитов принимается вендским.

Суммарная мощность прозрачнинской толщи на правых притоках р. Прозрачной 147 м [Беззубцев и др, 1998], по р. Ленивой колеблется от 150 до 240 м [Госгеолкарта 1000/2, 2002].

#### Вендская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел

Нижнеостанцовская свита, гравийнореченская и устремленовская толщи, степановская свита объединенные (V<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>no÷st).

Изображаются на карте как объединенные из-за малой мощности стратонов.

Нижнеостанцовская свита выделена В. В. Беззубцевым с соавторами в 1988 г. Название дано по р. Останцовая, левому притоку р. Траутфеттер, где расположен типовой разрез толщи [Государственная, 1997].

Свита с размывом залегает на рифейских отложениях, сложена в нижней части конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками, песчаниками, алевролитами, в верхней – известняками, доломитами. В верхнем течении р. Шара она представлена только слоем кварцевых гравелитов с доломитовым цементом мощностью один метр. Ранее этот уровень сопоставлялся с основанием кембрийской системы [Беззубцев, 1998].

Метаконгломераты (табл. 19 приложения 12) имеют повышенные содержания V (Kk = 2,83), Cr (Kk = 2,07), Mo (Kk = 1,56), Cu (Kk1,25), и пониженные содержания Th, Sr, Nb, а также тяжелых редкоземельных элементов

(Приложение 8). Тренд распределения редкоземельных элементов имеет пологую кривую с отрицательными аномалиями по Eu и Dy.

Возраст свиты определен поздним вендом на основании находок ангустиокреид и хиолительминт в стратотипе [Соболевская, 1959], она уверенно сопоставляется с немакит-далдынским горизонтом на Сибирской платформе.

Мощность нижнеостанцовской свиты до 20 м.

Гравийнореченская толща выделена Р. Ф. Соболевской и В. П. Орловым в 1957 г. [Соболевская, 1959], названа по р. Гравийная, правому притоку р. Шренк, где находится ее стратотип. Гипостратотип установлен на р. Останцовая, левом притоке р. Траутфеттер [Соболевская, Кабаньков, 2014].

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

В Прозрачнинской антиклинали толща наблюдалась по руч. Прозрачный и Голубой, притокам р. Ленивая. В этом разрезе в основании толщи обнаружены моллюски томмотского яруса: *Lotouchella korobkovi* (V o s t .), *Aldanella* sp., *Philoxenella* sp. (определения В. И. Востоковой), а в 8 м от подошвы – органические остатки, характерные, по заключению М. М. Миссаржевского, для томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия [Соболевская, Кабаньков, 2014].

В среднем течении р. Ленивая, выше устья р. Илистая, гравийнореченская толща залегает на доломитах нижнеостанцовской свиты [Соболевская, Кабаньков, 2014] Здесь органическое остатки не были обнаружены, однако в этом разрезе обнажается характерная верхняя пачка гравийнореченской толщи, сложенная сланцами глинистыми грязно-зеленоватые с коричневым оттенком, содержащие прослои доломитов (0.5–1 м) с желтой коркой выветривания. Мощность пачки сланцев 30–40 м.

Ранне-среднекембрийский (томмотско-амгинский) возраст толщи уверенно определяется многочисленными органическими остатками, а также стратиграфическим положением ниже слоев с фауной майского яруса.

Мощность толщи в пределах рассматриваемой территории до 130 м.

Устремленновская толща в ранге свиты была выделена М. Н. Злобиным [Злобин, 1956] Названа по р. Устремленная, левому притоку р. Траутфеттер. Стратотип не был установлен, в качестве лектостратотипа предложен разрез по кл. Каньон, правому притоку р. Траутфеттер [Соболевская, 2011].

Толща распространена в восточной части листа до бассейна верхнего течения р. Ленивая включительно, по ее притокам – ручьям Прозрачный и Глубокий [Соболевская, Кабаньков, 2014]. Залегает она согласно на гравийнореченской толще, ее нижняя граница проводится по появлению светлоокрашенных известняков и глинистых известняков.

Толща сложена известняками, глинистыми и органогенно-обломочными известняками серыми и темно-серыми волнистослоистыми, включающими тонкие сантиметровые прослои зеленовато- и темно-серых глинистых сланцев.

В разрезе на р. Шара в известняках устремленовской тощи найдены многочисленные остатки трилобитов, хиолитов и редкие беззамковые брахиоподы. Из трилобитов Н. П. Лазаренко определены: Anomocarioides cf. divulgates L a z., Solenopleura sp., Linguagnostus gronwalli K o b., Corynexochus cf. perforate L e r m., Phalacroma sp., Metanomocare (?) sp., Phalagnostus cf. glandiformis (A n g.), Phalagnostus sp., свидетельствующие о принадлежности всмещающих отложений к низам майского яруса среднего кембрия. В известняках толщи на руч. Прозрачный и Голубой известен представительный комплекс трилобитов: Agraulos sp., Anomocarioides sp., Centropleura sp., Solenopleura sp., Linguagnostus gronvalei K o b., Phalacroma sp., Dasometopus cf. breviceps (A n g.), Centropleura sp., по заключению Н. П. Лазаренко, характерный для середины майского яруса среднего кембрия [Государственная, 1998].

Мощность устремленовской толщи до 60 м.

Степановская свита выделена М. Н. Злобиным [Злобин, 1956], названа по ключу Степаново Ущелье, левому притоку р. Ленинградская. Стратотип не был выделен, лектостратотип расположен на ключе Каньонистый, правом притоке р. Траутфеттер [Соболевская, Кабаньков, 2014].

В пределах листа наиболее представительный разрез свиты расположен в верховьях руч. Прозрачный, где снизу вверх по разрезу представлены [Соболевская, Мильштейн, 1961]:

На правобережье р. Угрюмая, в северо-западном крыле Угрюминской антиклинали разрез степановской свиты следующий (снизу вверх):

1. Алевролиты темно-серые и зеленовато-серые тонкоплитчатые с прослоями	
темно-серых глинистых известняков. Преобладают алевролиты	80 м
2. Известняки серые и темно-серые, тонко- и толстоплитчатые, слоистые, вол-	
нисто- и косослоистые со скорлуповатой отдельностью; верхние 10 м состоят из	
доломитистых темно-серых мергелей	60 м
Верхняя часть свиты в этом разрезе закрыта. Мощность отложений в бас. р. Угрюмая не менее 140 м [Беззубцев, 1998].

В разрезе на руч. Прозрачный в нижней части свиты встречаются трилобиты *Homagnostus* (?) sp., *Olenaspella* (?) sp., характерные для верхнекембрийских отложений. За пределами листа, в типовом разрезе свиты на ключе Каньонистый, в нижней части собран комплекс трилобитов сакского яруса верхнего кембрия. В этомже разрезе в верхней части свиты найдены граптолиты тремадокского яруса [Соболевская, 2011] Учитывая эти данные и стратиграфическое положение, возраст свиты принимается в интервале от позднего кембрия до раннего ордовика (тремадока).

Мощность степановской свиты в пределах листа 140–200 м, а общая мощность объединенных отложений 250–450 м.

# Ордовикская система, нижний отдел – силурийская система, верхний отдел

Астрономическая, гольцовская, каменская и болотнинская толщи объединенные ( $O_1$ - $S_2$  as÷bl).

Астрономическая толща выделена Р. Ф. Соболевской с соавторами в 1995 г. [Соболевская, Соболев, Матвеев, 1997] и названа по ручью Астрономический, левому притоку р. Крутая.

Толща представлена исключительно глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами. Представительный разрез толщи находится на левом берегу р. Ленивая вблизи устья ручья Прямой. Здесь, по данным Р. Ф. Соболевской, залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые темно-серые и черные среднеплитчатые (5-10 см) с многочисленными конкрециями пирита диаметром до 0,5 см. Они переслаиваются с очень рыхлыми черными аргиллитами, содержащими аренигские граптолиты зоны approximatus, в том числе *Tetragraptus (Paratetragraptus)* acclinans Keble, *T.(P.) approximatus* (Nich.), *T.(Eotetragraptus.) quadribrachiatus* (J.Hall), *T.(Tetragraptus) serra* (Brongn.), Sagenograptus gagarini Obut et Sob. 10 м

2. Сланцы кремнисто-глинистые, глинистые и углеродисто-глинистые черные с тончайшей горизонтальной слоистостью, переслаивающиеся между собой, а также с рыхлыми аргиллитами. Наблюдаются послойные скопления пирита и его мелкая вкрапленность. Толщина прослоев сланцев колеблется от 15 до 20 см, а аргиллитов – от 30 до 40 см. В 15 м от кровли пачки сланцы охарактеризованы граптолитами зоны Oncograptus- Isograptus: *Isograptus ca- duceus australis* Соорег, *Oncograptus upsilon* Т. H a11 40 м

3. Мергели доломитистые темно-серые с рыжей коркой выветривания тонкогоризонтальнослоистые толстоплитчатые (до 2-х м) с тонкими прослоями (10–20 см) темно-серых глинистых сланцев (почти аргиллитов). На границах мергелей и сланцев наблюдаются послойные конкреции окисленного пирита, достигающие иногда 5 см в диаметре. В сланцах – граптолиты зоны Oncograptus- Isograptus: *Isograptus* sp., *Oncograptus upsilon* T.Hall, *Tetragraptus (Tetragraptus)* aff. serra (Brongn.) 21 м 4. Сланцы углеродисто-кремнисто-глинистые, переслаивающиеся с темносерыми долмитистыми мергелями, аналогичными нижележащим, и с рыхлыми темно-серыми аргиллитами. В сланцах – граптолиты лланвирна (зоны bifidus-murchisoni): *Tetragraptus (Tetragraptus)* aff. *serra* (Brongn.), *T.(Eotetragraptus.) quadribrachiatus* (T.Hall), *Expansograptus* sp., *Phyllograptus* sp., *Isograptus victoria maximodivergens* (Harris), *I.* aff. *vctoria* (s. l.) Harris., *Cryptograptus* sp., *Glossograptus* aff. *acanthus* E. et W., *Didymograptus* aff. *flagellifer* Toernq. 24 м

5. Сланцы глинистые и углеродисто-глинистые темно-серые до черных с тончайшей горизонтальной слоистостью с редкими граптолитами, скорее всего верхов лланвирна (зона teretiusculus): *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp., *Hustedograptus* sp., *Orthograptus* sp. 10 м

Суммарная мощность толщи 100 м.

По заключению Р. Ф. Соболевской, граптолиты, собранные в астрономической толще в бас. р. Ленивая, определяют возраст вмещающих отложений в интервале от начала флоского до конца дарривильского веков (включая зону teretiusculus) т. е. от второй половины раннего до конца среднего ордовика.

Мощность астрономической толщи в пределах листа около 100 м.

Гольцовская толща выделена Р. Ф. Соболевской с соавторами в 1995 г. [Соболевская, Соболев, Матвеев, 1997], названа по р. Гольцовая на Восточном Таймыре.

В пределах рассматриваемой территории толща встречается на тех же участках, что и астрономическая. По литологическому составу они почти идентичны. Гольцовская толща повсеместно представлена глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, часто с прослоями тонкорассеянного пирита. Нижняя граница в пределах листа непосредственно не наблюдалась. На р. Ленивая в нижней части толщи были найдены граптолиты сандбийского яруса (зона gracilis): *Expansograptus serratulus* (J.Hall), *Dicranograptus rectus* Hopk., *Climacograptus* aff. *calcaratus* Lapw., *Diplograptus* aff. *foliaceus* (Murch.)., *Glossograptus hincksii* E. et W., *Dicellograptus* aff. *salopiensis* E. et W., *Dicranograptus foliaceus* (Murch.). Ha правом притоке р. Илистая вблизи ее устья в толще найден более высокий комплекс аренигских граптолитов зоны foliaceus: *Dicellograptus intortus* Lapw., *Diplograptus foliaceus* (Murch.), *Climacograptus nicholsoni nicholsoni* Hopk., *Diplograptus foliaceus* (Murch.), *Climacograptus nicholsoni nicholsoni* Hopk., *Diplograptus foliaceus* (Murch.).

В типовой местности толща охарактеризована граптолитами в пределах сандбийского – хирнантского ярусов верхнего ордовика.

Мощность толщи в пределах листа 35 м.

Каменная толща названа по р. Каменная, правому притоку р. Ленинградская. Выделена Р. Ф. Соболевской с соавторами в 1995 году [Соболевская, Соболев, Матвеев, 1997].

В пределах рассматриваемой территории толща представлена однообразными черными углисто-кремнистыми сланцами в переслаивании с черными неслоистыми фтанитами. В породах встречается многочисленная вкрапленность пирита. Породы верхней части толщи (венлок) по сравнению с нижней (лландовери) менее окремненные, содержат больше углистого вещества, появляются карбонатные породы. Верхняя часть толщи представлена углистоглинистыми сланцами, а также пелитоморфными известняками с окремненными линзовидными прослоями доломитов.

Представительные разрезы толщи описаны в бас. р.Ленивая, где установлено несколько уровней с граптолитами [Соболевская, 2011]: в нижней части толщи встречен комплекс верхней части нижнего лландовери: Normalograptus ex gr. rectangularis (McCoy), Neodiptograptus ex gr. modestus (E. et W)., Rhaphidograptus aff. toernquisti (E. et W.), Coronograptus aff. cuphus (Lapw.), Pendeograptus pendens (Elles), R. fruticosus (J. Hall). Bume – комплекс среднего лландовери: Normalograptus ex gr. rectangularis (McCoy), Glyptograptus tamariscus (Nich.), Coronograptus gregarius gregarius (Lapw.). Выше по разрезу встречены: Petalolithus ovatoelongatus (Kurck), Demirastrites aff. triangulatus (Hark.). В средней части толщи – граптолиты верхнего лландовери Spirograptus genitzi Loyd., Monograptus aff. marri Pern., Rastrites linnae Barr., R. aff. perfectus (Prib.), Streptograptus exiquus (Nich.), Monoclimacis linnarssoni (Gein.), Oktavites spiralis (G e 1 n.), Oktavites ex gr. planus (B a r r.) Соотношения между лландоверийским и венлокским интервалами тощи тектонические.

Верхняя часть каменной толщи известна на р. Шара, левом притоке р. Посадочная (бас. р. Шренк), в 23 км от ее устья, где она изучалась Р. Ф. Соболевской в 1961 г. Толща сложена темноокрашенными глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами, в меньшей степени – известняками и доломитами.

В бас. р. Ленивая из верхней части толщи собран богатый комплекс венлокских граптолитов: *Monograptus* ex gr. priodon (Bronn), Cyrtograptus sp.; включая граптолиты верхнего венлока: Testograptus testis (Barr.), *Monograptus* aff. flemingii (Salt.), M. aff. nganasanicus Obut. et Sob., Cyrtograptus lundgreni Tullb. [Соболевская, 2011].

Мощность каменной толщи в пределах рассматриваемой территории 105–110 м.

Болотнинская толща названа по ручью Болотный, правому притоку р. Тихая (бас. р. Ленинградская). Выделена Р. Ф. Соболевской с соавторами в 1995 году [Соболевская, Соболев, Матвеев, 1997].

В пределах рассматриваемой территории толща достоверно известна в районе устья р. Илистая, правого притока р. Ленивая, а также в бас. р.Шара. толща обнажена фрагментарно, сложена черными глинистыми, углеродистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами (фтанитами), содержащими послойные эллипсоидальные стяжения доломитов; доломиты встречаются также в виде прослоев. Границы толщи не установлены.

По данным Р. Ф. Соболевской, в толще встречается комплекс граптолитов верхнего силура (лудлов): *Bogemograptus bohemicus* (Barr.), *Colonograptus* sp., *Ptistiograptus lidlovensis* (Bouc.), *Neodiversograptus* sp., *Monograptus* sp., *Pristiograptus* sp. [Соболевская, 2011].

Мощность болотнинской толщи до 70 м.

Общая мощность объединенных отложений астрономической, гольцовской, каменной и болотнинской толщ составляет 250–300 м.

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

Устыпясинская свита ( $S_2$ - $D_2up$ ) выделена Ю. Е. Погребицким в 1957 г. Названа по приустьевой части р. Пясина, но типовой местностью служит бас. р. Ленивая, где в составе свиты выделено три подсвиты и находятся их эталонные разрезы. Сводный стратотип устыпясинской свиты находится в районе р. Ленивая, неоднократно изучался специалистами [Соболевская, Красиков, 1977].

Свита наиболее распространена в долине р. Ленивая, в районе озер Чаячьи и Долинное, в бас. рр. Обратная и Москвичка, на правобережье р. Посадочная.

Устыпясинская свита сложена серыми и темно-серыми тонко- и параллельнослоистыми, реже массивными доломитами, кремнистыми доломитами и известняками, фтанитами, углистыми и алеврито-глинистыми сланцами, глинистыми алевролитами, песчаниками. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки серых тонкопараллельнослоистых окремненных доломитов с тонкими прослоями черных глинистых сланцев, содержащих граптолиты верхнего лудлова. На площади листа нижняя граница непосредственно не наблюдалась, но предполагается согласное залегание устьяпясинской свиты на породах болотнинской толщи.

По составу свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю доломитовую, среднюю кремнисто-глинисто-известняковую и верхнюю терригенную.

Нижняя подсвита представлена доломитами окремненными, кремнистыми с прослойками фтанитов, линзами черных кремней. Мощность нижней подсвиты в районе р. Ленивая около 170 м. Органических остатков не обнаружено. В 3,5 км севернее оз. Долинное в русле правого притока р. Каверза в изолированном выходе верхней части нижней подсвиты в алевритистых известняках найдены дакриоконариды *Nowakia acuaria* (Rienter), *N.* cf. *bella* L о g w., которые, по определению А. А. Егоровой, характерны для пражского – низов эмсского яруса раннего девона [Беззубцев и др., 1985].

Средняя подсвита представлена известняками в переслаивании с черными фтанитами, фтанитами с редкими прослоями органогенных известняков, черными глинисто-кремнистыми сланцами. Мощность средней подсвиты 120–170 м. В подсвите найдены дакриоконариды *Styliolina* sp., *Viriatellina* sp., *Nowakia* cf. *barrandei* B o u c. et P f., обычные, по мнению A. A. Егоровой, для верхней части эмсского яруса – низов среднего девона [Беззубцев и др., 1985].

Верхняя подсвита сложена сланцами углисто-глинистыми, филлитизированными, алевролитами глинистыми, слабоизвестковистыми, а также песчаниками. Мощность составляет 230—240 м. Соотношение ее с породами средней подсвиты условно принимается согласным. В песчаниках обнаружены многочисленные растительные остатки (определения Н. М. Петросян): *Protocephalopteris* (бороздчатые формы), *Psilophylites* sp., *Aphullopteris* sp., *Hostumella* sp., *Psilophytites* sp., *Talnicrada* cf. *decheniata* (Go1.) K er1. et Weyl., *Caudophyton* sp., позволяющие предполагать эмсский-эйфельский возраст вмещающих отложений.

Мощность свиты 500-580 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Домбинская толща (D<sub>3</sub>dm) выделена А. П. Романовым [Романов, 1991]. Стратотип расположен на р. Домба в 12 км от устья.

На листе S-46 толща распространена ограниченно, только в юго-западной части Пясинско-Фаддевской площади, в верховьях pp.Хрустальная и Вента. В отличие от типовой местности, здесь отсутствуют прослои черных сланцев и фтанитов, что связано, вероятно, с более мелководными условиями, принадлежностью отложений к переходным фациям от бассейновых к шельфовым. В. В. Беззубцевым [Государственная, 1998] в верховьях pp. Вента и Хрустальная описан следующий разрез верхнедевонских отложений, относимый указанным автором к валентиновской свите (снизу вверх):

 1. Известняки глинистые грубослоистые мелкозернистые серые с прослоями
 60 м

 2. Известняки грубослоистые мелкозернистые серые и темно-серые
 15 м

 3. Известняки глинистые слоистые тонкоплитчатые серые с прослоями мергелей
 170 м

 4. Известняки мелкозернистые слабоглинистыс серые с редкими линзами
 70 м

 5. Известняки мелкозернистые и пелитоморфные серые с редкими линзами
 70 м

 6. Известняки пелитоморфные глинистые серые и темно-серые с многочисленными стяжениями и линзами темно-серых кремней. В прослоях алевритистых известняков многочисленные членики криноидей и брахиоподы плохой сохранности
 180 м

В пределах рассматриваемой территории толща палеонтологически не

охарактеризована и относится к верхнему девону по положению в разрезе, под нижнекаменноугольными отложениями и выше пород устыпясинской свиты.

Мощность домбинской свиты 560 м.

Зеледеевская толща и макаровская свита объединенные (C<sub>1-2</sub>zl+*mk*)

# Ленивенско-Клюевская (Переходная) геологическая площадь

# Кемрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел

**Грустнинская свита** ( $\mathcal{C}_3$ - $\mathcal{O}_1 gr$ ) выделена А. И. Забиякой в 1974 г. на Западном Таймыре и названа по р. Грустная, правому притоку р. Хутудабигай. В современном объеме определена Р. Ф. Соболевской, В. Я. Кабаньковым и др. в 1978 г. [Соболевская и др., 1978]. Стратотип свиты находится на смежном с запада листе на р. Хутудабигай, на участке в 8–10 км выше устья р. Тамараг, ее правого притока [Соболевская, 2011]. На листе S-46 грустнинская свита имеет ограниченное распространение и слагает ядро антиклинали в верховьях р. Тарея, бассейне р.Извилистая, руч.Птенцовый. Ранее эти отложения картировались здесь как климовская свита [Государственная, 1998].

В типовой местности свита имеет отчетливое ритмичное строение и представлена серыми и темно-серыми известняками, в разной степени глинистыми, алевритистыми и доломитистыми, с косо- и волнистослоистыми текстурами; черными глинистыми, известково-глинистыми и углеродистыми сланцами, толщина прослоев которых редко превышает 0,1 – 0,15 м [Соболевская, 2011] На листе S–46 свита также имеет отчетливое ритмичное строение, но представлена только известняками глинистыми, известняками доломитистыми и редкими прослоями доломитов. Как и в стратотипе, породы свиты обладают волнистой и косой слоистостью, несут следы оползания осадка и волновой ряби [Государственная, 1998].

В пределах рассматриваемой территории нижняя граница свиты неизвестна. Трилобиты *Suljarella* sp., *Shumardia* sp., *Ceratopyge* sp. и др., найденные в средней части свиты из разреза в верховьях р.Тарея, уверенно определяют возраст вмещающих отложений как тремадокский [Государственная, 1998]. За пределами листа S-46, кроме тремадокской фауны, в нижней части свиты найдены также трилобиты позднего кембрия [Соболевская, 2011].

Мощность свиты не менее 400 м.

# Ордовикская система, нижний отдел – силурийская система, нижний отдел

**Ордовикско – силурийские отложения (O<sub>1</sub>-S<sub>1</sub>) нерасчлененные** Ранее на рассматриваемой территории они картировались под названием черносланцевая толща [Государственная, 1997] или как нерасчлененные отложения среднего ордовика, а также как мутнинская свита верхнего ордовика и снежнинская свиты нижнего силура [Государственная, 1998]. Эти отложения распространены в южной части Ленивенско-Клюевской площади в бас. рр. Шара, Посадочная и Вольная, в среднем течении рр. Извилистая, Хрустальная. На руч. Птенцовый, левом притоке р. Извилистая, Р. Ф. Соболевской и Э. М. Красиковым описан разрез наиболее низких слоев рассматриваемых отложений, отнесенный авторами к весеннинской толще. По данным Р. Ф. Соболевской [Соболевская, 2011], после перерыва в обнаженности, равного по мощности 50–80 м, на грустнинской свите в разрезе залегают (снизу вверх):

Выше, после перерыва в обнаженности, вскрываются известняки и органогенно-обломочные известняки верхнего ордовика.

Суммарная мощность приведенного разреза 440 м.

На основании граптолитов и других групп фауны возраст описанных пород на руч. Птенцовый датируется ранним ордовиком (аренигом) – сандбием (включая зону foliaceus). Выше, по данным В. В. Беззубцева [Государственная, 1998], залегают доломитистые известняки верхнего ордовика. Наиболее высокие слои нерасчлененных нижнеордовикских – раннесилурийских отложений в юго-западной части Ленивенско-Клюевской площади представлены доломитами и известняками, картируемыми ранее как снежнинская свита нижнего силура [Государственная, 1998].

Восточнее рассматриваемые отложения имеют более терригенный состав и представлены аргиллитами, алевролитами и известняками. Для пород ха-

рактерна тонкая горизонтальная слоистость, большое количество тонкодисперсного пирита и повышенное содержание органического вещества. В нижней части преобладают известняки тонкозернистые серые горизонтальнослоистые тонкоплитчатые с редкими прослоями черных аргиллитов с остатками граптолитов Didymograptus sp. ранне-среднеордовикского облика. Средняя часть сложена серыми алевролитами и аргиллитами с конкрециями глинистых доломитистых известняков с остатками граптолитов Reteograptus geinitzianus Hall, Dicellograptus sp., Glyptograptus sp., характерных, по данным Р. Ф. Соболевской, для дарривильского яруса среднего ордовика. Верхняя часть разреза представлена известняками тонкозернистыми темносерыми тонкоплитчатыми, переслаивающимися с черными аргиллитами с остатками граптолитов Monograptus sp., Testograptus testis (Barr.). Последние, по заключению Р. Ф. Соболевской, свидетельствуют о раннесилурийском (венлокском) возрасте вмещающих пород. Таким образом, находки органических остатков определяют раннеордовикский-раннесилурийский возраст описываемых пород.

Общая мощность нерасчлененных ордовикско-раннесилурийских отложений до 1100 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИ-СТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Доломитовая толща (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>dl) выделена в ходе картосоставительских работ в северо-восточной части листа S-46 [Государственная, 1997]. Западнее, в пределах рассматриваемой территории она ранее картировалась или как тарейская свита, или в составе объединенных верхнесилурийско – среднедевонских отложений [Государственная, 1998].

Толща распространена в нижнем течении р.Посадочная и по ее правым притокам – руч.Рогатый и р.Вольная, в верховьях рр. Шара, Тарея, Хрустальная, Грядовая, Посадочная, руч. Птенцовый, южнее оз.Горное.

Коренные выходы отсутствуют, кроме нижнего течения руч. Рогатый, где обнажается лишь верхние 50 м. На остальных участках толща представлена только элювиальными развалами.

Толща представлена доломитами вторичными, темно-серыми, кавернозными с антраксолитом; в верхней, прикровельной части (разрез на руч.Рогатый) – доломитами брахиоподово-коралловыми темно-серыми, вторичными, с остатками брахиопод Nymphorhynchia opima Tcherk., (Barr.), табулят Squameofavosites Fimbrispirifer charybdis cribratus gracilisquamatus Dubat., Cladopora microcellulata Dubat., Alveolitella crassicealis Dubat. и трилобитов Grotalocephalus sternbergi Roem. Приведенный комплекс брахиопод С. В. Черкесовой относится к тарабигайским слоям злобинского горизонта Таймыра. Табуляты, по мнению В. Н. Дубатолова, свидетельствуют о раннедевонском возрасте вмещающих отложений. Трилобиты представлены видом, известным из эмсского яруса нижнего девона

Возраст доломитовой толщи определен как позднесилурийскийраннедевонский исходя из приведенных определений фауны в ее верхней части, а также по положению толщи в разрезе.

Мощность толщи около 1000 м.

**Пряминская и приморская свиты объединенные** (S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>*pr+pm*) прослеживаются на двух участках: вблизи восточной границы листа S-46 и на югозападном окончании Ленивенско-Клюевской площади, в районе р.Хрустальная и оз. Горное. От разделяющей их площади отделены крупными разломами, затушевывающими характер фациальных переходов между пряминской и приморской свитами и синхронной им рогатинской толщей.

Пряминская свита установлена Р. Ф. Соболевской [Хапилин и др., 1986]. Название дано по р. Прямая, левому притоку р. Ниж. Таймыра, где к югу от пещер Миддендорфа расположен стратотип свиты.

Нижняя граница в пределах листа S-46 непосредственно не наблюдалась. Предполагается согласное залегание пряминской свиты на породах нижнего силура.

В восточной части площади свита сложена серыми, бежевато- и коричневато-серыми доломитами, органогенно-обломочными известняками, черными известковыми аргиллитами и содержит многочисленные прослои черных кремней и известково-доломитовых брекчий; в районе р. Хрустальная, кроме этих пород, встречаются кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты.

Позднесилурийский (пржидольский) – раннедевонский возраст свиты считается обоснованным, хотя нижняя ее часть фауной не охарактеризована, но подстилающие ее отложения 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 acuaria (Richter), Nowakia cf. zlichovensis Bouček, а граптолиты – Uncinatograptus ex gr. jukonensis (Jackson et Lenz) [Корень, Соболевская, Шпикерман, 1988].

Мощность пряминской свиты не менее 350-400 м.

Приморская свита выделена М. Н. Злобиным [Злобин, 1956] и названа по Приморской низменности, что на Восточном Таймыре. Типовой разрез свиты (гипостратотип) расположен на Центральном Таймыре, на р. Ниж. Таймыра, в 10 км выше устья р. Траутфеттер.

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 типовом разрезе на р. Ниж. Таймыра представлена только часть свиты, в которой преобладают доломиты с многочисленными брахиоподами в верхней половине разреза. В основании свиты – прослой конгломератов с угловатыми гальками темно-серых полосчатых доломитов. Мощность отложений в этом разрезе 610–640 м. Верхняя часть свиты представлена в другом гипостратотипе на р. Ниж. Таймыра, в 2 км ниже р. Бунге, где в верхней части свиты встречается 30-метровая пачка коричневато-серых толстоплитчатых извест-

няков, содержащих брахиоподы живетского яруса – Chascothyris holzapfeli Torley.

Восточнее листа S-46 из разрозненных выходов приморской свиты [Межубовский и др., 2001] известны находки брахиопод *Clorindina eifeliensis* (Stein.), *Delthyris* aff. *tirro* (Barr.), характерных для эйфельского яруса. Фораминиферы *Parathurammina* ex gr. *paulis* Byk., *Auroria* cf. *singularis* Pojark., *Irregularina* sp.; строматопороидеи – *Simplexodictyon carnutum* (Vin. et Regny), табуляты – *Favosites goldfussi* Orb., брахиоподы – *Gypidula biplicata* (Schnur.), *Barrandella sublinguifera* (Maurer) и др. определяют возраст вмещающих отложений от позднего эмсса до живета.

Часть приморской свиты, относящаяся к живетскому ярусу, в пределах рассматриваемой территории картировалась ранее под названием хрустальнинской свиты, выделенной В. В. Беззубцевым с соавторами [Беззубцев и др., 1985]. Они представлены известняками, доломитизированными известняками и доломитами. По всему интервалу распространены прослои с брахиоподами живетского яруса.

Мощность приморской свиты оценивается в пределах от 700 до 1000 м, а мощность объединенных отложений пряминской и приморской свит составляет 1000–1400 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

**Рогатинская толща (D**<sub>1-3</sub>**rg**) выделена Н. Н.Соболевым [Соболев и др., 1992]. Название дано по руч. Рогатый, правому притоку р. Посадочная. Стратотипическая местность расположена в восточной части листа, в междуречье Песчаная и Вольная. Нижняя граница толщи согласная, проводится по смене кавернозных битуминозных доломитов доломитовой толщи бежевыми известняками.

Толща представлена преимущественно пелитоморфными светлобежевыми известняками с остракодами и брахиоподами. Для средней части толщи характерны водорослево-брахиоподовые биогермы мощностью от 1 до 5 м, а для верхней – прослои доломитизированных известняков и вторичных доломитов.

Нижняя часть разреза толщи описана на правом берегу руч. Рогатый вблизи его устья, где на доломитовой толще снизу вверх залегают:

1. Известняки пелитоморфные светло-бежевые с прослоями остракодовых известняков с *Hermannina* ex gr. *plana* A b u s h ... 106 м

2. Известняки доломитистые мелкозернистые серые неяснослоистые ...... 4 м

3. Известняки пелитоморфные светло-бежевые с остатками остракод Moelleritia obliqua A b u s h. и брахиопод Bornhardtina ? sp. ..... 145 м

Мощность видимой части толщи в приведенном разрезе 305 м.

В средней части толщи, в водорослево-брахиоподовых биогермах на р. Посадочная собраны остатки брахиопод *Jlmenia* (?) waganovi B r e i v. и ругоз *Stauromatidium* ex gr. trigemma (D a v i s). В юго-западной части площади в этом интервале найдены брахиоподы *Ivdelina* ex gr. acutulobata (S a n d g.), *Carinatina* ex gr. aritnaspis (E i c h w.), Eoreticularia sp., Spinatrypa sp., Desquamatia ex gr. zonata (S c h n u r), Produclella megastrophia (N a 1.), Levoconchidiella cf. mirabilis R z o n s n., характерные для эйфельского яруса среднего девона, и Orbiculoidea, Stropheodonta sp., Chonetes sp., Schizophoria sp., Theodossia sp., Productidae девонского возраста (определения А. В. Санжара).

Выше по разрезу из светло-бежевых известняков установлены брахиоподы *Fitzroyella angularis* (Sow.), а в верхней части толщи – *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll).

Комплекс остракод из нижней части толщи, по мнению А. Ф. Абушик, указывает на эмсский ярус нижнего девона и средний девон. Брахиоподы из средней части толщи, по заключению С. В. Черкесовой, характерны для эйфельского и живетского ярусов среднего девона, а из верхней – для франского яруса верхнего девона. С учетом приведенных данных, возраст рогатинской толщи определяется как ранне-позднедевонский.

Мощность толщи 600 м.

**Фаддеевская свита** ( $D_3fd$ ) выделена М. Н. Злобиным [Злобин, 1956], название по заливу Фаддея (Восточный Таймыр). Типовой разрез установлен на р. Ниж. Таймыра, в 4 км ниже устья р. Бунге.

В пределах листа прослеживается узкой полосой в западной части ленивенской-клюевской площади. По литологическому составу свита близка валентиновской свите тарейско- быррангской геологической площади, представлена известняками и доломитовыми известняками. На территории листа S –46 палеонтологически не охарактеризована, восточнее в известняках фадеевской свиты найдены брахиоподы, характерные для франского яруса верхнего девона.

Мощность фаддеевской свиты в пределах рассматриваемой территории 500–560 м.

## Тарейско-Быррангская (Карбонатная) геологическая площадь

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

Широкинская свита ( $\mathcal{C}_3$ - $\mathcal{O}_1$  *sh*) выделена Н. Н. Соболевым [Соболев и др, 1992] и названа по руч. Широкий, правому притоку р. 2-ая Голова Таймыры, вблизи которого находится ее стратотип. Парастратотип свиты расположен на ручье, вытекающем из оз. Комариное.

Свита распространена в ядрах антиклинальных складок, обнажается узкой полосой к северу от гряды Топографическая, в типовой местности в бас. рек 1 я и 2 я Голова Таймыры, а также на междуречье Синедабигай-Аятари. Ниж-

няя граница на листе S-46 не установлена. Свита сложена известняками, доломитами, в меньшей степени – пестроцветными мергелями, алевролитами, песчаниками, аргиллитами, приуроченными к нижней части разреза.

В стратотипическом разрезе, расположенном на р.2 я Голова Таймыры, в 6–6,5 км выше устья руч. Широкий, представлена только нижняя часть свиты, здесь снизу вверх залегают [Соболев и др., 1992]:

1. Мергели известковые и доломитовые алевритистые вишнево-красные и зеленые волнистослоистые с волновой рябью на плоскостях напластования и включениями мелких кристаллов пирита

Мощность приведеного разреза 151 м.

Вышележащая часть свиты представлена в парастратотипе, в долине ручья, вытекающего из оз. Комариное, где снизу вверх залегают [Соболев и др., 1992]:

Мощность приведенной части разреза 460 м.

Из верхней части свиты в устье руч. Широкий определены остатки трилобитов *Rhaptagnostus* (?) sp., Homagnostus (?) sp., *Platypeltoides* (?) sp., a на участке р. Диринг и озер Неракачи найдены остатки брахиопод *Apheoorthis* cf. *vicina* U1r. et Coop., *Jmbricatia* cf. *russanovi* (Bond.). По заключению М. К. Аполлонова, интервал распространения трилобитов соответствует верхней трети верхнего кембрия и, возможно, тремадокскому ярусу [Соболев и др, 1992].

45 м

Органические остатки позволяют отнести широкинскую свиту условно к верхнему кембрию и тремадокскому ярусу нижнего ордовика.

Мощность широкинской свиты более 650 м.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ –СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

**Многовершиннинская свита** ( $O_{1-2}$  *mn*) выделена II. Н. Соболевым [Соболев и др., 1992]. Название дано по руч. Многовершинный, правому притоку р. Фадьюкуда, где в 8 км от устья ручья находится ее стратотип.

Многовершиннинская свита распространена на севере Тарейской-Быррангской площади – в ядре небольшой антиклинали; в центральной части площади – в среднем течении р. Тарея, в районе руч. Шумный, в бас. р.Вента, в верховьях рр. Верх. Таймыра и Фадьюкуда, на междуречье Посадочной и 2й Головы Таймыры, в верховьях рр. Вольная и Грядовая; на юге площади – на правобережье р. Аятари, в бас. р. Синедабигай, западнее оз. Аятурку. Она согласно залегает на широкинской свите, нижняя граница проводится по подошве пачки яркоокрашенных (ярко-желтых, красновато-желтых, белесых) доломитов.

Свита представлена ритмично переслаивающимися пачками известняков и седиментационных доломитов.

Наиболее полный разрез свиты известен на р. 2-я Голова Таймыры близ устья руч. Солнечный, где на косослоистых известняках широкинской свиты залегают серые пелитоморфные известняки и, в меньшей степени, – светлосерые тонкозернистые доломиты. Породы имеют ярко-красную либо желтую корку выветривания. В известняках собраны остатки пелецепод *Angarella* sp. Мощность слоев 40 м. Общая мощность свиты в бас. 2-я Голова Таймыры составляет 350 м. В типовом разрезе на руч. Многовершинный самые нижние слои свиты отсутствуют, здесь наблюдается следующая стратиграфическая последовательность (снизу вверх):

1. Известняки доломитистые тонкозернистые серые	4 м
2. Доломиты тонкозернистые серые, с поверхности желтые, с волновой рябью и	
трещинами усыхания	33,5 м
3. Известняки доломитистые глинистые серые	25 м
4. Доломиты тонкозернистые, серые волнистослоистые	15 м
5. Известняки доломитистые мелко-тонкозернистые серые и желтовато-серые,	
переслаивающиеся с доломитами тонкозернистыми серыми, с поверхности жел-	
тыми. В породах отмечаются знаки ряби и ходы илоедов. В известняках из нижней	
части пачки определены конодонты Acontiodus staufferi Furnish, Drepanodus	
$\mathit{homocurvatus}\ Lind.,$ D. suberectus (Br. et M.), D. numarcuatus Lind., а из	
верхней – Subcordylodus sinuatus S t a u f ., Phragmodus flexuosus M o s k	78,5 м
6. Доломиты тонкозернистые с волновой рябью и трещинами усыхания	39 м
7. Известняки мелкозернистые серые с редким брахиоподово-трилобитовым	
детритом и прослоем (3 м) тонкозернистых доломитов в средней части пачки	10,5 м
8. Доломиты, сходные с пачкой 6, содержат прослои серых пелитоморфных из-	
вестняков	56,5 м

Выше по разрезу залегают пестроцветные мергели толмачевской свиты. Мощность свиты в приведенном разрезе 262 м.

Возраст многовершиннинской свиты по находкам конодонтов, брахиопод и трилобитов [Государственная, 1997] определяется как раннеордовикский (флоский) -среднеордовикский (дарривильский). Мощность свиты 300–350 м.

# ОРДОВИСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

**Толмачевская и мутнинская свиты объединенные** ( $O_{2-3}$ *tm+mt*) на листе S-46 распространены широко, слагают крылья вытянутых антиклинальных складок, отражены на карте несколькими субширотными полосами, занимающими в центральной части листа почти всю ширину Тарейско-Быррангской площади. Представительные разрезы описаны в бас. рр. 1-я и 2-я Голова Таймыры, в верховьях рр. Песчаная, Вольная и Грядовая, а также в бас. рек Синедабигай и Тарея.

*Толмачевская свита* установлена М. Н. Злобиным в 1956 г. [Злобин, 1956]. Стратотип свиты расположен на правобережье р. Ниж. Таймыра, в 5 км ниже устья р. Толмачева.

Нижняя граница согласная, проводится в основании пачки пестроцветных мергелей. Свита представлена комплексом прибрежно-морских и мелководно-морских осадков: пестроцветными алевролитами, аргиллитами, доломитовыми мергелями, доломитами, известняками и ракушняковыми известняками с многочисленными и разнообразными органическими остатками (остракодами, мшанками, брахиоподами, трилобитами, гастроподами, конодонтамн). Для свиты характерно трехчленное строение: нижння часть – мергели, алевролиты пестроцветные, средняя часть – примущественно известняки, доломиты, верхняя – мергели зеленоцветные.

Наиболее полный разрез толмачевской свиты составлен Н. Н. Соболевым на руч. Солнечный (приток р. 2-я Голова Таймыры) в 3 км от устья, а также на р. 2-я Голова Таймыры, ниже устья упомянутого ручья. Здесь залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты полевошпат-кварцевые на известковистом цементе вишневокрасные и реже зеленые, с прослоем (5 м) желтовато-серых мелкозернистых окремненных доломитов .....

36 м

 Аргиллиты известковистые темно-серые с единичными прослоями серых детритовых известняков, содержащих остатки остракод Sibiritella rara (V.Jvan.), Quadrilobella arbilobata V. Jvan. и конодонтов Subcordylodus sinuatus Stauf., Phragmodus flexuosus Mosk.

5. Известняки доломитизированные пелитоморфные темно-серые, содержащие крупные раковины гастропод, детрит брахиопод и конодонты *Drepanodistacodus* 

victrix M o s k ., Belodina aff. reperus M o s k . В основании пачки залегают известняковые гравелиты (0,4 м)

49 м

Общая мощность настоящего разреза около 350 м.

По данным В. В. Беззубцева (1985), в бас. р.Тарея нижняя часть свиты сложена мощной (50–90 м) пачкой пестроцветных мергелей с прослоями глинистых известняков и доломитов; средняя часть (около 100 м) представлена доломитизированными известняками с прослоями глинистых известняков, сменяющимися вверх по разрезу ограногенными известняками и зеленоватыми известковыми мергелями, переслаивающимися между собой. Верхнюю часть свиты (150–170 м) образуют мергели с прослоями глинистых и органогенно-обломочных известняков. В средней части свиты обнаружены многочисленные брахиоподы Hesperorthis sp., Mimeila panna Andr., Rostricellula transversa C o o p e r, R. subrostrata N i k i f., Strophomena letnea N i k i f., xa-рактерные для толмачевского горизонта (определения A. B. Caнжара), а в верхней части – Egorovella lanullata K a n., E. e x g r. capitosa K a n., Martinssonopsis multifaria V. I v a n., Sibiritella sp., Crinella sp., Tsitrites sp., Coetochilina sp., Tvaerenella sp. (определения A. B. Kаныгина), характерные для чертовского горизонта Сибирской платформы.

В направлении с севера на юг отмечена фациальная изменчивость, выраженная в увеличении количества красноцветных мергелей и уменьшении количества известняков. Восточнее, в междуречье Тареи и Верх. Таймыры, мощность свиты, по данным Г. И. Степанова, при сохранении трехчленного строения уменьшается почти вдвое – до 215 м, в основном за счет значительного сокращения средней части свиты (доломитизированных известняков) и уменьшения верхней части – переслаивания мергелей и органогеннообломочных известняков.

Возраст нижней части свиты определяют конодонты, она сопоставляется с волгинским и киренско-кудринским горизонтами Сибирской платформы; средняя и верхняя части, по брахиоподам, трилобитам, остракодам — с чертовским и баксанским горизонтами. Таким образом, возраст свиты определяется как средне- позднеордовикский (дарривильский –катийский века).

Мощность свиты 215-380 м.

Мутнинская свита установлена В. В. Беззубцевым [Государственная, 1998]. Стратотип свиты расположен на р.Тарея ниже по реке от устья руч. Мутный. Стратотипической областью распространения свиты является правобережье р.Тарея, от устья руч. Мутный до руч. Снежный. Нижняя и верхняя границы согласные.

Свита представлена известняками мелкозернистыми с линзами и прослоями светло-серых, черных кремней.

В стратотипическом разрезе на р. Тарея выше доломитовых мергелей толмачевской свиты залегают (снизу вверх):

1. Известняки мелкозернистые массивные темно-серые с прослоями детритовых известняков с неопределимыми остатками трилобитов, конодонтами *Panderodus* sp. ордовикско-силурийского возраста (определения Г. А. Тартышной)

прослоями и линзами черных кремней, с тонкими прослоями зеленовато-серых мергелей и детритовых известняков ...... 110 м

Выше согласно залегают доломиты андреевской свиты нижнего силура. Мощность мутнинской свиты в приведенном разрезе составляет не менее 353 м.

По комплексу органических остатков свита сопоставляется с таймырским и барковским горизонтами Таймыра.

Мощность свиты 400 м, а объединенных отложений – 615–780 м.

### СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Андреевская и синедабигайская свиты объединенные (S an+sn).

Андреевская свита выделена М. Н. Злобиным [Злобин, 1956]. Стратотип свиты расположен в долине р. Парная, правом притоке р. Нюнькаракутари. В пределах листа свита распространена в бас. рр. Синедабигай, Фалабигай, Диринг и Тарея; в верховьях р. Верх. Таймыра, на правобережье р. 2 я Голова

10 м

Таймыры, в бас. рр. Посадочная, Вольная, Грядовая, Ботанкага. На листе S– 46 ранее она картировалась под названием снежнинской свиты, установленной В. В. Беззубцевым [Государственная, 1998], с типовым разрезом в междуречье руч. Снежный и р. Тарея. Здесь, по данным В. В. Беззубцева, снизу вверх залегают:

1. Доломиты массивные среднезернистые серые ..... 30 м 2. Доломиты неоднородные крупнозернистые буровато-серые с обильными стяжениями черных кремней и многочисленными колониями табулят Favosites rectiformis Zhizh. (здесь и далее определения табулят сделано О. В. Сосновской) .... 60 м 3. Известняки органогенные коричневато-серые с табулятами Palaeofavosites ex gr. pinnatus Sok., Favosites gothlandicus Lam..... 18 м 4. Известняки тонкозернистые серые и темно-серые с прослоями органогенных известняков с табулятами *Favosites rectiformis*  $\mathbf{Z}$  h i z h. 30 м 5. Известняки глинистые светло-серые с прослоями мергелистых разностей зеленовато-серых. Обильные остатки брахиопод Hesperorthis davidsoni Vern., Strophomena sp., Bracniprion polaris Andr., Dalmanella neocrassa (Nikif.). Meristina sp., Virgiana moyeroensis Nikif. (определения А. В. Санжара); трилобитов: Pseudoproetus cf. bellus Z. Maxim., Encrinwus sp., Calymene sp., Eophacops auadrilineatus Ang., E. nannus Z. Maxim, (определения 3. Е. Петруниной)..... 20 м 6. Известняки глинистые мелкозернистые серые тонкослоистые с редкими линзовидными стяжениями черных кремней и с прослоями комковатых органогенных известняков с остатками брахиопод Hesperorthis davidsoni Vern., Strophomena sp., Pentamerus oblongus S o W., Septatrypa magna N i k i f., Eocoelia hemisphaerica Sow., Alispira gracilis Nikif., Anobaria rard (Nikif.), Fardenia propia (Lopuseh.) (определения А. В. Санжара) табулят *Multisolenia misera* Sok. 50 м 7. Доломиты среднезернистые коричневато-серые со стяжениями черных кремней и табулятами Favosites e x gr. gothlandicus L a m. 25 м 8. Монотонная по составу толща среднезернистых бурых пятнистой текстуры толстоплитчатых доломитов с многочисленными стяжениями и линзовидными прослоями черных кремней, остатками в кровле пачки табулят Favosites (?) sp., Catenipora sp. ..... 105 M

9. Доломиты коричневато-серые массивные однородные. ..... 10 м

Общая мощность приведенного разреза 350 м. Он полностью отвечает разрезам андреевской свиты в стратотипической местности. Здесь четко фиксируется характерное трехчленное строение свиты, определяющее ее прекрасную дешифрируемость на дистанционных основах. Нижняя (пачки 1–4) и верхняя (пачки 7–9) части– существенно доломитовые, разделенные глинистыми известняками средней части разреза (пачки 5–6).

Тесаков Ю. И. с соавторами [Тесаков и др., 1995] рассматривали андреевскую свиту в качестве серии и выделяли в ее составе четыре свиты: устыпряминскую, каракускую, таринскую и трубкинскую, которые, однако, не получили широкого признания [Соболевская, Кабаньков, Бондарев, 1999].

В южной части Тарейской-Быррангской площади строение андреевской свиты более сложное. На р. Тарея, в 3 км ниже устья р. Узкая расположен, вероятно, наиболее полный на Таймыре разрез свиты, предложенный в качестве гипостратотипа [Романов, Беззубцев, Якунина, 2000]. Мощность андреевской свиты в этом разрезе возрастает до 510 м за счет почти троекратного увеличения мощности верхней (верхний телич – венлок) части и наращивания недостающей в большинстве разрезов нижней известняковой толщи (руддан- нижний аэрон).

Раннесилурийский возраст андреевской свиты надежно обоснован многочисленными находками фауны.

Мощность свиты 350-510 м.

Синедабигайская свита выделена Н. Н. Соболевым [Соболев и др., 1992]. Название свита получила по р. Синедабигай. Стратотип расположен на правом берегу р. Тарея, в 5 км ниже устья р. Синедабигай. Свита распространена в бас. рек Тарея, в низовье р. 2-я Голова Верхней Таймыры, в бассейне руч. Многовершинный (приток р. Фадьюкуда). Свита согласно залегает на андреевской и представлена седиментационными и водорослевыми доломитами серого цвета с прослоями доломитистых водорослевых и строматолитовых известняков желтовато-серого цвета и редкими прослоями пелитоморфных и комковатых волнистослойчатых темно-серых известняков. В разрезе по р. Тарея в базальной части свиты выявлен маломощный (1,5 м) слой мелкогалечных доломитовых конгломератов с железисто-кремнисто-карбонатным цементом красновато-рыжего цвета, залегающих непосредственно на строматопоровых доломитах андреевской свиты.

Синедабигайская свита является возрастным аналогом бунгенской свиты Восточного Таймыра, от которой отличается более мелководными отложениями, представленными комплексом фаций приливно-отливной отмели и себхи [Тесаков и др, 1995].

Свита крайне бедна органическими остатками. Возраст ее определяется в основном по положению в разрезе – между палеонтологически охарактеризованными венлокскими (верхи андреевской свиты) и лохковскими (основание тарейской свиты нижнего девона) отложениями. В нижней части свиты известны находки итирид – брахиопод, позволяющих, по данным С. В. Черкесовой, определить позднесилурийский.возраст вмещающих пород.

Мощность синедабигайской свиты более 250 м.

Мощность объединенных андреевской и синедабигайской свит 600-800 м.

#### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Тарейская, песчанинская, валентиновская свиты объединенные  $(D_{1-3} tr \div vl)$ 

Тарейская свита установлена Н. И. Аникеевым и А. И. Гусевым [Аникеев, Гусев, 1939] Стратотип расположен на р. Тарея и является опорным разрезом для всех раннедевонских отложений на Таймыре. В стратотипической местности свита сложена доломитами, известняками, мергелями, аргиллитами и гипсами. С. В. Черкесовой она разделяется на две подсвиты. Нижняя (белокаменские и урюминские слои) представлена гипсами, доломитовыми аргиллитами, седиментационными доломитами. Верхняя подсвита (толбатские, даксанские, юнходские, тарабигайские и долганские слои) сложена известня-

ками, ритмично переслаивающимися с аргиллитами. В стратотипическом разрезе на р. Тарея [Черкесова, Патрунов и др, 1968, Стратиграфия, 1994] свита представлена (снизу вверх):

 Доломиты глинистые, доломитовые аргиллиты, глинистые сланцы пестроокрашенные, переслаивающиеся между собой (угрюмские слои), с брахиоподами Cyrtina praecedens K o z1, Howeltella mercuriformis K u l i k., Protathyris tarcjensis T. Mod., Prosarctaspis taimyrica Novits., Argyriaspis tcherkesovae Novits.

3. Известняки комковатые с прослоями глинистых сланцев, в основании – глинистые сланцы с прослоями известняков (толбатские слон) с табулятами Favosites nikiforovae Sok. et Tes., Striatopora magna Smirn., Parastriatopara tcherkesovae Smirn. и др., ругозами Tryptasma binwrphoseptata Krav., Glossophytlum debroseptatum Krav., Pseudopetrai aff. geniseptata Soshk. и др.; мшанками Fustulipora angustannula L.Nekh., и др.; брахиоподами Schizophoria pmtonevadensis Smith., Gypidula pelagica gibbosa Tchern., Acanthospirifer helenae (Aleks.), трилобитами Dechenelta prisca Yolk., D. modica Yolk., ...... 50 м

5. Глинистые сланцы внизу, переслаивающиеся глинистые и карбонатные пачки в средней части, известняки, вторичные доломиты вверху (юнходские слои) с табутятами Squameofavosites nodulosum  $S \min r n$ ., Thamnopora taimyrica T c h e r n, Striatopora zlobini  $S \min r n$ .; ругозами Pseudozonophyilum primitivuin K r a v. и др.; брахиоподами Gypidula verae R. и др.. Pholidostrophia incrimis H a v l., Rugosatrypa moldawantzewi pjasinensis T c h e r n., Taimyrrhynx taimyricus (N i k i f.), Howellella jacutica A l e k s., Tatianuspirifcr variabilis T c h e r n., конодотами Pandorinella cf. exigua philipi K l a p p., Vialoviodus taimyricus (K u z.)..... 50 м

водогами галаогілена сп. ехідна ріппрі к гарр., удаючован натупсиз (к и 2.) .... 56 к 6. Глинистые сланцы, ритмично чередующиеся с известняками и вторичными доломитами. Два ритма мощностью до 17 м (тарибигайские слои) с табулятами Favosites robustus minimus S m i r n ., Squameofavosites rupestris S m i r n ., pyгозами Xystriphyllum taimyricus K r a v ., Lyriclasma tarcjensis K r a v . и др.; мшанками Fistulipora nordica L. N e kh., Leptotrypa ordinata L. N e kh.; брахиоподами Pholidostrophia incrmis H a v 1., Rugosatrypa tschernyschevi R h z o n ., Taimyrrhynx taimyricus (N i k i f .). Trigonirhynclua venlricosa tarejansis T ' c h e r k, Howellella jacutica Aleks.; конодоитами Pandorinellina exigua philipi Klapp., P. exigua (Phil.), Polygnaihus dehiscens Phil. et Jackson и др.

Возраст тарейской свиты определяется ранним девоном (лохков – эмсс). Мощность свиты 200–350 м.

Песчанинская свита установлена Н. Н. Соболевым [Соболев, 1997]. Стратотип свиты расположен в междуречье Песчаная и Вольная. Стратотип нижней границы находится в приведенном выше разрезе тарейской свиты на р. Тарея, где она совпадает с нижней границей лоны Wijdeaspis arctica (*uxmuoфауна*), отмечающей переход от условий открыто-морской к лагунноморской обстановке [Соболев, 1997; Стратиграфия, 1994]. Песчанинская свита согласно залегает на тарейской, ее нижняя граница проводится по подошве мощной пачки седиментационных доломитов. Свита представлена белесыми седиментационными доломитами, биохемогенными, водорослевыми известняками и пестроцветными мергелями, реже – аргиллитами, конгломератами. Мергели широко распространены в южной части Тарейско-Быррангской площади, к северу от гряды Топографическая они постепенно убывают. В стратотипическом разрезе наблюдаются (снизу вверх):

 

 1. Доломиты тонкозернистые, в нижней части пачки разнозернистые, светлосерые, реже коричневато-серые, с включениями антраксолита и единичными остатками остракод Moelleritia sp.
 170 м

 2. Известняки, доломитизированные известняки, известняковые конгломераты, доломиты. Известняки тонкозернистые светло-бежевые с остатками брахиопод *Chascothyris* aff. *holzapfeli* T o r l e y , pyroз *Tryplasma* aff. *aequabilis* L o n s , табулят *Caliopora omolonica* D u b a t .
 19 м

4. Доломиты вторичные средне-крупнозернистые серые. ..... 40 м

5. Водорослево-строматопоровый биостром со строматопоратами и единичными остатками брахиопод *Chascothyris* aff. *holzapfeli* T o r l e y ...... 1 м

#### Мощность свиты в стратотипическом разрезе 260 м.

Остракоды из нижней части свиты, по заключению А. Ф. Абушик, характерны для верхов нижнего и для среднего девона. Брахиоподы и табуляты верхней части свиты, по заключению С. В. Черкессовой и В. Н. Дубатолова, определяют живетский возраст вмещающих отложений.

35 м

Мощность песчанинской свиты 260-420 м.

Валентиновская свита выделена В. В. Беззубцевым [Беззубцев, Залялеев, Сакович, 1986]. Название по руч. Валентиновский, вытекающему из оз. Горное. Стратотип расположен в среднем течении р. Вента, гипостратотип – на левом притоке р. Вольная. Свита сложена однородной толщей пелитоморфных, реже мелкозернистых массивных известняков с характерной бежевой или кремовой окраской, с прослоями доломитовых известняков и доломитов аналогичной структуры и цвета.

В стратотипической местности на правобережье р. Вента наблюдается следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Известняки массивные светло-серые, коричневатые мелкозернистые и пели-	- <b>-</b>
томорфные	95 м
2. Известняки мелкозернистые плитчатые темно-серые органогенно обломоч-	
ные с обилием брахиопод Liorhynkhus biplicatus Nal., L ex gr. margistanus L e	
Hon, Productella ex gr. subacullatus $Murch$ . франского яруса (определения	
А. В. Санжара)	18 м
3. Известняки пелитоморфные, реже мелкозернистые, светло-серые, коричне-	
ватые, с прослоями светло-серых пелитоморфных известняков	200 м
4. Незакономерное грубое переслаивание известняков светло-серых, коричне-	
ватых пелитоморфных, мелкозернистых алевритистых и коричневых пелитоморф-	
ных. Редкие маломощные прослои мелкозернистых темно-серых известников	100 м
5. Известняки массивные светло-серые, коричневатые пелитоморфные	15 м
6. Известняки коричневато-серые пелитоморфные массивные с многочислен-	
ными линзовидными прослоями и бесформенными стяжениями светло-серых	
кремней	25 м
7. Известняки массивные коричневато-серые средне- и мелкозернистые	10 м

Общая мощность валентиновской свиты в данном разрезе 463 м.

Валентиновская свита перекрывается органогенно-обломочными известняками с турнейской фауной, что свидетельствует о значительном перерыве в осадконакоплении, продолжавшемся, по-видимому, весь фаменский век. На востоке листа S-46 в кровле свиты встречены остаточные продукты кор выветривания. Однако на р. Песчаная среди вторичных доломитов верхней части свиты Р. Ф. Соболевской отмечены прослои доломитизированных известняков с брахиоподами *Cyrtospirifer* cf. *acutosinuatus* N al., характерными, по заключению С. В. Черкесовой, для среднего-позднего фамена, поэтому нельзя исключить в отдельных районах фаменский возраст верхней части свиты.

В бас. р. 2-я Голова Таймыры в разрезе появляются доломиты, которые начинают преобладать в районе рек Вольная и Грядовая. Южнее гряды Топографическая в разрезе вновь преобладают известняки. В южной части Тарейско-Быррангской площади, в нижнем и среднем течении р. Тарея разрезы свиты вполне соответствуют стратотипу. В районе р. Аятари и оз. Пемпил, по данным Ю. П. Ершова, в известняках нижней части свиты найдены брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *disjunctus* S o w., *Pugnax* sp., *Cyrlina* sp., *Chaneles* sp., *Mucrospirifer* sp. франского возраста, а верхней части свиты – брахиоподы *Cyrtospirifer* cf. *sibiriens* (Leb.), *C.* cf. *ornoloriicus* (Sim.), *C.* aff. *archiaci*  (Murch.), C. murckisoniunus (Kon.), Pugnax sp., Alhyris aff. sulcifera Nal., Plicatifera sp., Praewaagenoconcha sp. фаменского возраста.

Позднедевонский возраст свиты, как указано ранее, надежно обоснован многочисленными находками морской фауны: брахиоподами, фораминиферами, остракодами, кораллами [Соболев, 1997].

Мощность валенитновской свиты при сравнительно выдержанном составе значительно меняется и в пределах листа S-46 и составляет 360- 650 м.

Общая мощность объединенных отложений тарейской, песчанинской и валентиновской свит 800–1400 м.

#### Каменноугольная система, нижний-средний отделы

Вольнинская свита ( $C_{1-2}vl$ ) выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Вольная, правому притоку р. Шренк [Соболев, 1999]. Стратотип свиты находится на р. Вольная, а парастратотип – в верховьях р. Нюнькаракутари, восточнее границ листа. Вольнинская свита распространена на Ленивенско-Клюевской и Тарейско-Быррангской 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 подчинённом количестве встречаются водорослевые известняки и доломиты.

В стратотипическом разрезе в основании свиты залегают карбонатные песчаники, гравелиты с прослоями водорослевых известняков (46 м). 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. В кровле свиты повсеместно присутствует пачка (20–60 м) криноидных био-калькаренитов с прослоями чёрных кремней.

В стратотипическом районе на р. Песчаная 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., xapaктеризующие низы верхнего визе. В кровле свиты установлены брахиоподы *Neochonetes carboniferus* K eys., Sajakella cf. martianovi Lap., Dictyoclostus 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. поздневизейско-серпуховского возраста, a 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 как турнейский – раннебашкирский.

Свита характеризуется значительно повышенными содержаниями (на порядок выше кларка для карбонатных пород) Со, 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.

Мощность свиты составляет 160-300 м.

### 1.3.3. Фалабигай-Нордвикский геологический район

#### Фалабигайская геологическая площадь

Выделяется для нижне-среднепалеозойских образований в центральной части листа. С севера она ограничена Пограничным надвигом.

#### Девонская система, средний-верхний отделы

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

Дептумалинская толща выделена Н. Н.Соболевым [Соболев и др., 1992]. Название толщи дано по р.Дептумала, где более всего она распространена. Стратотип толщи находится вблизи оз. Дептумала-Мово. Выходы толщи установлены на р. Верх. Таймыра и нижнем течении р.Дирингкян.

Нижняя граница толщи в районе неизвестна. Выделяется две подтолщи [Соболев и др., 1992]: нижняя – известняки, органогенно-детритовые и органогенные известняки, верхняя – седиментационные доломиты с включениями гипсов.

Фациальные изменения в составе толщи весьма существенные и выражаются в замещении известняков доломитами в южном и юго-восточном направлении.

В нижней части толщи найден комплекс конодонтов *Polygnathus* cf. *xylus* Stauf., P. cf. *timorensis* Klapper et al. живетского возраста (зона varcus). Комплекс органических остатков из дептумалинской толщи указывает на ее среднедевонский (эйфельско-живетский) возраст [Соболев, 1992].

Мощность толщи 1000 м.

*Юртарагинская толща* выделена Н. Н. Соболевым [Соболев и др., 1992]. Название дано по р.Юртарага, где в среднем течении расположен ее стратотип. Толща распространена в бассейне р.Юртарага, а также в верховьях рек Якейнямы и Дирингкян.

Нижняя граница неизвестна, предполагается согласное залегание юртарагинской толщи на дептумалинской [Соболев и др., 1992]. Юртарагинская толща сложена известняками и доломитовыми известняками с остатками водорослей, строматопорат, гастропод, брахиопод *Tenuiatrypa* sp, *Mucrospirifer* sp., *Productella* sp., *Anatrypa* sp., фораминифер *Tourneyella jubra* Lip.et Pron., *Tikhinella multiformis* Lip., *T. frinda* Pojk., *T. pirula* Byk., *T.cf. in*- soluta Byk., Multiseptida corrallina Byr., Bisphaera malevkensis Byr. и др. По брахиоподам и фораминиферам в толще установлены уровни нижнего и среднего франа.

Мощность толщи более 290 м.

Таксагербейская толща выделена Н. Н. Соболевым [Соболев и др., 1992] и названа по гряде Такса-Гербей. Составной стратотип толщи находится в среднем течении р. Юртарага, в 15 км от ее устья и на левом притоке р. Левая Десуа. Нижняя граница согласная, проводится по исчезновению строматопоровых известняков, характерных для юртарагинской толщи, и появлению известняков с крупными спирифиридами.

Толща разделена на две подтолщи [Соболев и др., 1992]. Нижняя – в основании сложена темно-серыми и черными известняками, с прослоями глинистых известняков с наутилоидеями и пелециподами, сменяющимися выше желтовато-серыми комковато-слоистыми известняками с брахиоподами Pugnax janishevskii R o z m., P. ex gr. pugnax M art., Eoparphorhynchus aff. trianqualis N a1., Cyrtospirifer sp., Dmitria sp. и др., криноидеями, фораминиферами Quasiendothyra bella T s h e r n., Septagomospiranella primaeva (R a u s.), Archaesphaera minima S u b., Paraturamina cordata P r o n., Bisphaera malevkensis B y r., Tibeporina gloriosa P r o n. и др. Верхняя подтолща сложена темно-серыми комковато-сгустковыми известняками с примесью скелетно-детритового материала, ближе к кровле залегают известняки с кремнями.

Возраст толщи по брахиоподам и фораминиферам определен как поздний девон (фаменский ярус). Мощность толщи 450 м.

Общая мощность объединенных отложений дептумалинской, юртарагинской и таксагербейской толщ составляет более 1700 м.

Дептумалинская и светланинская толщи объединенные (D<sub>2-3</sub> dp-sv)

Описание дептумалинской толщи приведено выше.

Светланинская толща выделена Н. Н. Соболевым в 1996 г. и названа в честь С. В. Черкесовой [Соболев, 1997].

Толща имеет ограниченное распространение в районе слияния рек Верх. Таймыра и Фалабигай, представлена черными кременисто-глинистыми и известковистыми сланцами с прослоями сланцеватых глинистых известняков, содержащих редкие остатки радиолярий и конодонтов франского яруса: *Mesotaxis* cf. *asimmetricus* (B i s c h o f f et Z i e g l e r), *Palmatolepis* cf. *suberecta* (M i l l e r et Y o u n g q u i s t) [Соболев, 1997]. Верхняя часть толщи представлена на правом берегу р.Фалабигай вблизи ее устья. Здесь выходит пачка тонкоплитчатых горизонтальнослоистых тонкозернистых известняков и известковистых алевролитов с тонкими прослоями черных известковоглинистых сланцев, она согласно перекрывается толщей известняков, содержащих раннетурнейский комплекс конодонтов. Мощность толщи 170 м.

Общая мощность объединенных дептумалинской и светланинской толщ более 1000 м.

Дикарабигайская, кыйдинская, верхотаймырская свиты объединенные (C<sub>1</sub>dk÷vt) выделены Н. Н. Соболевым в 1991 г.

Дикарабигайская свита известна на замыкании Фалабигайской антиклинали в междуречье Дикарабигай – Фалабигай – Верх. Таймыра, а также на юге Южно-Быррангской зоны, в районе слияния рр. Лев. и Прав. Десуа. В строении свиты участвуют темно-серые спонголиты, радиоляриевые спонголиты, спонголитовые известняки с прослоями черных фтанитов и кремнистоуглеродистых сланцев. Нижний и верхний контакты свиты стратиграфически согласные. Нижняя граница свиты проводится по подошве, а верхняя – по кровле спонголитовых известняков, сменяющихся скелетными иловозернистымн известняками с многочисленными прослоями желваковидных диагенетических кремней. Стратотип свиты – разрез в нижнем течении р. Фалабигай, где дикарабигайская свита подразделяется на две крупных пачки:

1. Известняки темно-серые спонголитовые тонкоплитчатые горизонтальнослойчатые, ритмично перестаивающиеся с черными радиоляриевыми спонголитами и кремнисто-углеродистыми сланцами. Кровля интервала маркируется мощной (более 70 м) пачкой кремнисто-углеродистых пород черного цвета. В основании свиты установлен комплекс раннетурнейских конодонтов, включающий Siphonadella cf. sulcata (Huddle), Siphonodelhi sp., Polygnathus communis communis Branson et Méhl., Polygnathus parapetas Druce. В верхней части интервала, совместно с турнейскими брахиоподами (определения Г. Е. Черняка) встречены конодонты рода Mesiognathus, представители которого имеют узкий диапазон вертикального распространения, определяя пограничные турней-

На юге Быррангской зоны в районе р. Десуа дикарабигайская свита представлена однообразными окремненными известняками темно-серого до черного цвета. Органические остатки установлены только в основании свиты. Они представлены фораминиферами *Bisphaera maleukensis* Bir., *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Tournayella vulgaris* Lip. и др., определяющими, по заключению М. Ф. Соловьевой, основание турнейского яруса. В целом дикарабигайская свита имеет турнейский возраст. Ее мощность 405 – 416 м.

*Кыйдинская свита* распространена на севере Южно-Быррангской зоны в междуречье Верх. Таймыра-Кыйда. Она согласно залегает на дикарабигай-

ской свите. Нижняя ее граница проводится в основании пачки скелетных илово-зернистых известняков и криноидных биокалькаренитов; верхняя — по подошве мощной (80 м) пачки илово-зернистых известняков черного цвета.

В стратотипическом разрезе, в нижнем течении р. Фалабигай, свита представлена преимущественно серыми, светло-серыми криноидными биокалькаренитами, составляющими до 55–60 % от общего объема свиты. Биокалькарениты чередуются с темно-серыми скелетными илово-зернистыми и зернистыми известняками. В нижней части свиты встречаются редкие прослои доломитизированных известняков и вторичных доломитов. Характерны многочисленные прослои желваковидных кремней серого цвета. В комплексе фауны доминируют криноидеи; кроме того, встречаются мшанки, строматопороидеи, ругозы, брахиоподы. Комплекс брахиопод включает виды Unispirifer tornacensis K on . emend N a1., U. ussiensis T o 1 m., Spirifer ex gr. atlenuatus S o w., Echinoconchus sp., Syringothyris skinderi S o k., Schucheriella magna T o 1 m., Marginalia quadrata T o 1 m., Dictyoclostus cf. bristolensis M.-W., характерные, по заключению Г. Е. Черняка, для бинюдинского горизонта региональной стратиграфической схемы.

Фациальные изменения в составе свиты проявлены слабо на всей площади ее распространения. В междуречье Верх. Таймыра-Кыйда свита представлена тем же комплексом отложений, что и в районе р. Фалабигай. Собранный здесь комплекс брахиопод включает: Spirifer ex gr. tornacensis K on ., S. aff. pikensis R o w ., Dictyoclosius ex gr. deruptus (R o m .), Delthyris ex gr. novomexicana (Mill.).

Кыйдинская свита имеет ранневизейский возраст. Ее мощность 380–400 м. Верхотаймырская свита выходит на поверхность в основном на севере Южно-Быррангской зоны, в междуречье Верх. Таймыра-Кыйда. Южнее ее выходы прослеживаются в бас. рр. Худая, Большой Шайтан и руч. Иркутский. Соотношения верхотаймырской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями стратиграфически согласные. Ее нижняя граница проводится в основании мощной пачки черных илово-зернистых известняков. Стратотип свиты – разрез в среднем течении р. Фалабигай, где залегают (снизу вверх):

2. Известняки скелетные кристаллические и зернистые, прослоями содержащие включения кремней. Характерны банковые скопления крупных брахиопод п пачки органогенных табулято-ругозовых известняков. По брахиоподам *Modera*foproductus cf. bisati P a e c k, M. moderalus S c h w ., Gigantoproductus siriatosulcatus S c h w ., G. aff. parvusundatus E i n ., Globosnproductus aff. mirus F r e d ., Sem3. Известняки, обычно содержащие примесь терригенного алеаритистого материала. Органогенные брахиоподовые и кораллово-табулятовые известняки исчезают. В комплексе органических остатков важное значение имеют фораминиферы Endothyra sp., Globoendothyra sp., Endothyranopsis sp. Planoarchaediscus brunsieaormis Soss., P. absimilis Soss., P. aff. commutabilis Soss., Archaediscus koktjubensis Raus., Asteroarchaediscus ovoides (Raus.), A. latispiralis (Grozd. et Leo.), Omphalolis samarica (Raus et Reitl.) и др., позволяющие сопоставить этот интервал разреза с фалабигайским горизонтом Таймыра 170 м

В целом возраст свиты определяется как визейско-серпуховский. Ее суммарная мощность 835 м. Мощность объединенных отложений 1550–1570 м.

#### Каменноугольная система, нижний-средний отделы

Фалабигайская свита ( $C_{1-2}fl$ ) выделена Н. Н. Нагайцевой и др. при составлении листа S-47 в 2014 г. [Дополнение №2 к СЛ 1000/3, 2014]. Терригенным отложениям, традиционно относившимся на этой площади к макаровской свите, присвоено новое название – фалабигайская свита. Название дано по р. Фалабигай, где находится ее стратотип. Разрез был составлен Н. Н. Соболевым, фауну определяли Г. Е. Черняк (брахиоподы) и М. Ф. Соловьёва (фораминиферы). Фалабигайская свита в этом разрезе согласно перекрывает верхотаймырскую свиту раннего-позднего визе и, в свою очередь, также согласно перекрывается турузовской свитой башкирско-ассельского возраста [Салманов и др., 1992].

Нижняя граница свиты проводится по появлению первых терригенных пород. В стратотипе свита, общей мощностью 250 м, имеет трёхчленное строение. Нижняя часть (80 м) сложена косослоистыми известковистыми песчаниками, алевропесчаниками, переслаивающимися с алевропесчанистыми известняками с прослоями брахиоподовых ракушняков. В верхней ее части присутствуют прослои черных известковистых алевролитов и аргиллитов. Средняя «немая» часть (52–55 м) сложена алевролитами и аргиллитами. В составе верхней части (125 м) преобладают песчаники. Они содержат редкие прослои гравелитов и алевролитов. По кровле последнего из прослоев алевролитов проводится верхняя граница свиты.

Состав фалабигайской свиты меняется от р. Фалабигай в восточном направлении. Последовательно возрастает роль алевролитов и аргиллитов за счёт песчаников, значительно увеличивается мощность свиты.

Возраст фалабигайской свиты определён как поздневизейскораннебашкирский. В стратотипе свиты в ее основании, в пачке мощностью 21–22 м обнаружены остатки брахиопод *Buxtonia* aff. *scabriculoides* Pack., *B. scabricula* Mart., *Dictyoclostus* cf. *pinquis* M.-W., характерные, по заключению Г. Е. Черняка, для вентинского и фалабигайского горизонтов Таймыра и встречающихся в чугучанском горизонте Верхояно-Охотского субрегиона (нижняя часть верхнего визе) [Решения.., 2009], а также фораминиферы Archaediscus ex gr. krestovnikovi R a u s ., Globivalvulina parva T c h e r n . Выше, в нижней части свиты обнаружены остатки брахиопод Buxtonia sp., Sajakella migai T s c h e r n ., Spirifer bisulcatus S o w ., S. pellaensis E i n ., встречающихся в нижней части овлачанского горизонта Верхояно-Охотского субрегиона, а также в средней части магарского горизонта Колымо-Омолонско-Чукотского субрегиона [Решения.., 2009].

В верхней части свиты обнаружен многочисленный комплекс брахиопод: Ortotetes ex gr. regularis W a a g., Neochotetes cf. carboniferus K e y s., Lissochonetes cf. tareikensis (N. et Pr.), Linoproductus prattenianus (N. et Pr.), Spirifer bisulcatus S o w., S. tareaensis E i n., Spiriferellina cf. tareica T s c h e r n. Buxtonia aff. tenuicostata U s t r., Orulgania aff. sibirica T s c h e r n., O. einor T s c h e r n. [Геологическая, 1971], Кроме того, в бассейне р. Кыйда в этой же пачке C. A. Гулиным, найдены Echinoconchus taimyrensis E i n o r и Spirifer cf. byrangi T s c h e r n., a в верхах свиты обнаружен комплекс фораминифер Asteroarchaediscus subbaschkiricus R e i t l., Planoarchaediscus absimilis S o s s., P. stilus G r o z d. e t S o l., Neoarcaeodiscus dubius S o s s. [Геологическая, 1971]. Подобные комплексы брахиопод и фораминифер встречены в верхней части вольнинской свиты на Центральном Таймыре и в макаровской свите на Западном Таймыре и характерны для хатынахского горизонта Верхояно-Охотского региона (верхняя подсвита тиксинской свиты в Хараулахской подзоне). Возраст комплексов серпуховско-раннебашкирский.

На основании приведённых фаунистических данных возраст фалабигайской свиты определяется поздневизейско-раннебашкирским. Мощность свиты 250–600 м.

#### 1.4 СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ- ВЕРХНЕТРИА-СОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

#### 1.4.1. Южно-Быррангский геологический район

#### Диксоновская геологическая площадь

#### Каменноугольная система, средний отдел – пермская система, приуральский отдел

Эвенкская свита ( $C_2$ - $P_1ev$ ). Название свите предложено О. Л. Эйнором в 1946 г. В пределах листа S-46 она распространена в бассейне pp. Вента (среднее и верхнее течение), Коруелахбигай, Хрустальная, Тарея (верхнее течение), обнажаясь в основном на крыльях Бегичевской синклинали. Южнее эвенкская свита установлена в бас. pp. Тарея (нижнее течение), Дюрасиму и Бинюда, где также слагает крылья складок. В северном крыле Бегичевской синклинали эвенкская свита согласно залегает на макаровской свите, а в южном крыле синклинали, а также в бас. рр. Тарея и Дюрасиму согласно перекрывает перекатнинскую свиту. Нижняя граница эвенкской свиты проводится по подошве пачки песчаников мощностью 90 м в пределах Бегичевской синклинали и 10–15 м – в бас. рр. Тарея и Дюрасиму.

Свита сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками с редкими прослоями глинистых и песчанистых известняков, углистых аргиллитов и каменных углей.

В бас. р. Вента наиболее представительный разрез свиты составлен по коренным выходам и элювиальным развалам на правобережье р. Вента. В строении свиты в этом районе выделяются три крупных макроритма, каждый из которых начинается мощной пачкой песчаников и заканчивается алевролитами, аргиллитами, иногда глинистыми известняками [Беззубцев, 1998]. Южнее наиболее полный разрез эвенкской свиты находится на р. Дюрасиму [Романов и др., 1998]. Породы в этом районе образуют один макроритм, осложненный серией более мелких ритмов. Нижняя часть эвенкской свиты сложена чередующимися песчаниками и алевролитами примерно в равных соотношениях. Алевролиты иногда содержат прослои глинистых известняков. В верхней части свиты преобладают алевролиты, чередующиеся как с песчаниками, так и с аргиллитами, в том числе углистыми аргиллитами.

Песчаники эвенкской свиты характеризуются слабой окатанностью обломочного материала и плохой сортировкой. Состав обломков (в %): кварц – 35–75; полевые шпаты (альбит-олигоклаз, реже микроклин) – 5–25, обломки пород (фтаниты, кремнистые сланцы, микрокварциты, кислые эффузивы, изредка андезиты, пелитизированное вулканическое стекло, карбонаты). Цемент глинистый, гидрослюдистый, реже кальцит-сидеритовый. Тип цементации поровый, базальный, соприкосновения. Алевролиты песчанистые и глинистые часто содержат вкрапленность пирита и марказита. В составе обломков преобладают кварц и полевые шпаты. Аргиллиты содержат примесь обломков алевролитового и псаммитового материала и углистое вещество; акцессории: магнетит, апатит, гранат, циркон, монацит, турмалин, анатаз, рутил. Породы свиты выделяются повышенными содержаниями Mn, Ba, Be, Sr, пониженными – Cu, Co, Ni, Zn.

Эвенкская свита бассейна р. Вента небогата органическими останками. Только в средней части свиты в прослоях алевролитов среди углистых аргиллитов обнаружены многочисленные отпечатки хвощей *Paracalamites mrassiensis* R a d z ., образующихся на рубеже среднего-верхнего карбона. По определению В. М. Ковбасиной, они характерны для катского горизонта ( $C_{2-3}$ ) Тунгусского бассейна.

В нижней части эвенкской свиты на р. Дюрасиму (в 50 м выше подошвы) обнаружены остатки брахиопод *Jacutoproductus centispinus* G a n e l. позднебашкирского возраста (определение В. Г. Ганелина). Ранее этот вид не был известен на Таймыре, он выделен В. Г. Ганелиным на территории Колымо-Омолонского массива, где характеризует отложения средней части ольчинского горизонта. Согласно региональной шкале Верхояно-Колымского региона, зона Jacutoproductus centispinus соответствует зоне Verkhojania cheraskovi [Решения.., 2009]. Вид Verkhojania cheraskovi известен в нижней части турузовской свиты.

В средней части эвенкской свиты на р. Дюрасиму [Романов, 1998] обнаружены брахиоподы *Cancrinella alazeica* Zav. и *Rhynchopora nikitini* T e h e r n. Вид первый определяет московско-касимовский возраст вмещающих отложений среднего-верхнего карбона. Вид второй имеет широкое распространение, начиная с гжельского яруса верхнего карбона по кунгурский ярус приуральской перми. Этот вид известен и в турузовской свите [Устрицкий, 1971]. В западной части Диксоновской площади, на р. Ефремова, а также в бас. среднего течения р. Сырадасай в нижней части эвенкской свиты (предыдущие исследователи И. С. Грамберг, В. И. Устрицкий и др. несправедливо относили эти отложения к макаровской свите) были обнаружены брахиоподы *Taimyrella pseudodarvini* E i n o r, *Orulgania tukulaensis* K a s c h. и др. среднебашкирского возраста [Грамберг, 1971].

В средней-верхней части эвенкской свиты на Диксоновской площади известны брахиоподы *Settedabania stepanovi* Abr., характеризующие московско-касимовский возраст вмещающих отложений, фораминиферы *Ortovertella* ex gr. *protva* Cush. et Wat., *Tolypammina confuse* Gall. et Chart. и др., определяющие касимовский возраст вмещающих отложений. В верхней части свиты известны фораминиферы *Endothyra* sp., *Eostaffella* sp., а также водоросли Tubiella, по мнению М. Ф. Соловьевой, характерные для ассельских отложений в Башкирии [Государственная, 2000].

На основании приведенных органических остатков возраст эвенкской свиты, так же как и турузовской, определяется среднекаменноугольнораннеприуральским (башкирско-ассельским), а не позднекаменноугольнораннепермским, как было принято ранее.

Ефремовская свита ( $P_1ef$ ) выделена В. П. Тебеньковым и Н. А. Шведовым в 1941 г. на р. Ефремова. На территории листа S-46 свита распространена в бас. р. Вента, где ее отложения участвуют в строении Бегичевской синклинали [Беззубцев и др., 1998], а также в верховье р. Дюрасиму и на междуречье Толбато и Дюрасиму [Романов и др., 1998]. Ефремовская свита согласно перекрывает эвенскую свиту. Нижняя граница ее проводится по подошве пачки существенно кварцевых песчаников мощностью 90 м в пределах Бегичевской синклинали и 20 м – в верхнем течении р. Дюрасиму. Свита сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками с редкими прослоями каменного угля и известняков песчанистых и алевритистых.

В бас. р. Вента в строении свиты участвуют два крупных ритма, каждый из которых начинается мощной пачкой песчаников и заканчивается алевролитами, аргиллитами и углем [Беззубцев и др., 1998].

В верховьях р. Дюрасиму [Романов и др., 1998] породы ефремовской свиты образуют один макроритм, включающий серию мелких ритмов. Характерной особенностью свиты на р. Дюрасиму является частая смена морских и прибрежно-морских отложений лагунно-континентальными и дельтовыми.

Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые. Окатанность обломочного материала средняя и слабая. Состав обломков (в %): кварц – 50–75, полевые шпаты, плагиоклаз, микроклин – 5–25, обломки пород (алевролиты, аргилли-

ты, глинистые сланцы, углеродистые фтаниты, реже кислые эффузивы, микрокварциты, изверженные породы основного и среднего составов) – 5–25. Акцессории: гранат, апатит, монацит, лейкоксен, турмалин, эпидот, рутил, сфен. Цемент базальный, поровый, по составу глинистый, гидрослюдистый, карбонатный, реже хлоритовый, лимонитовый и кварцевый регенерационный. Алевролиты сходны с алевролитами эвенкской свиты.

В бас. р. Вента ефремовская свита характеризуется повышенными содержаниями Ті, Ва, Р и Fe [Беззубцев и др., 1998]. На р. Дюрасиму свита отличается повышенными содержаниями Zn, Zr, B, но пониженными Cr, Mo, Sn, Ba, Li [Романов и др, 1998].

В нижней части ефремовской свиты в бас. р. Вента обнаружены растительные остатки (определения В. М. Ковбасиной): *Rufloria theodorii* (Tschern.) et Zal. S. Meyen, *R. derzavinii* (Schwed.) S. Meyen, *R. tebenkovii* (Schwed.), *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. latifolius* (Neub.) S. Meyen, a в верхней – *Zamiopteris longifolia* Schwed., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia tunguscana* Schwed. По комплексу растительных остатков ефремовская свита в бас. р. Вента коррелируется с быррангской свитой Озеротаймырской ГП.

На р. Дюрасиму в нижней части ефремовской свиты обнаружены раннепермские брахиоподы *Rhynchopora variab*ilis S t u c k. Выше по разрезу пачки ритмичного переслаивания пород, содержащих растительный детрит, чередуются с пачками, содержащими раннепермские фораминиферы *Endothyra miassica* M a b. или *Endothyra lipina* M o r o s.

Ефремовская свита параллелизуется с быррангской свитой и соответствует быррангскому биостратиграфическому горизонту раннеприуральского (ассельско-артинского) возраста. Мощность свиты минимальна (187 м) в верхнем течении р. Дюрасиму и нижнем течении р. Бинюда. Она увеличивается в северном направлении до 500 м в среднем течении р. Бинюда и до 800 м – в бас. р. Вента.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Убойнинская свита (**P**<sub>1</sub>*ub*) выделена М. Н. Пархановым в 1940 г. на р. Убойная. На рассматриваемой территории убойнинская свита распространена на междуречье Вента-Коруелахбигай, в районе оз. Горное и г. Волнорез [Беззубцев и др., 1998], где слагает ядро Бегичевской синклинали, а также на правобережье р. Тарея в районе г. Сэрэгэн и в бас. р. Дюрасиму, где располагается на крыльях Сэрэгенской и Дюрасиминской синклиналей.

Убойнинская свита согласно перекрывает ефремовскую. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки конгломератов мощностью 55 м в северном районе и до 5,5 м – в бас. р. Дюрасиму. В районе г. Сэрэгэн конгломераты в основании свиты не обнаружены. Нижняя граница проведена в основании пачки (10,6 м) песчаников, сменяющих алевролиты верхней части ефремовской свиты. Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, аргиллитами углистыми, каменными углями или графитами, конгломератами и гравелитами.

Наиболее полный разрез убойнинской свиты в северном районе составлен на участках г. Волнорез и далее на междуречье Вента-Коруелахбигай [Беззубцев и др., 1998].

Убойнинская свита в разрезе представлена двумя толщами – нижней (500 м) и верхней (316 м). Нижнюю толщу образуют два макроритма мощностью 235 и 265 м. Первый из них начинается конгломератами мелкосреднегалечными (до 55 м) и песчаниками грубо- и среднезернистыми (40 м). Песчаники сменяются вверх по разрезу пачкой (50 м) алевролитов с прослоями аргиллитов, затем пачкой (30 м) переслаивающихся аргиллитов углистых и алевролитов с пропластками, переходящими в пласты (до 3 м) каменных углей. Завершается макроритм пачкой (60 м) переслаивающихся алевролитов и песчаников с редкими прослоями углистых аргиллитов.

Макроритм второй начинается песчаниками средне- и мелкозернистыми (90 м), которые сменяются пачкой (25 м) углистых аргиллитов с тонкими пропластками каменных углей, затем двумя пачками (50 и 30 м) алевролитов с прослоями песчаников мелкозернистых. Завершается мегаритм пачкой (65 м) аргиллитов с редкими прослоями песчаников.

Основание верхней толщи образуют четыре пачки мощностью от 40 до 70 м, сложенные преимущественно (75–100%) алевролитами. В подошве и кровле нижней пачки (40 м) алевролиты содержат прослои (1,5–6 м) конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Алевролиты верхней пачки (70 м) содержат тонкие прослои песчаников мелкозернистых и пропластки каменных углей. В основании пачки присутствует слой (10 м) песчаников мелкозернистых.

Верхняя часть верхней толщи состоит из двух пачек (55 и 45 м). Нижняя из них сложена ритмично переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а верхняя – только мелкозернистыми песчаниками. В кровле свиты присутствует пачка (20 м) чередующихся алевролитов и углистых аргиллитов с пропластками каменного угля.

Мощность убойнинской свиты в этом разрезе 816 м. Общая мощность убойнинской свиты в северном районе 800–900 м.

Южнее представительные разрезы убойнинской свиты находятся в районе г. Сэрэгэн и в бас. р. Дюрасиму.

В районе горы Сэрэгэн убойнинская свита (за исключением ее нижней части мощностью около 50 м) вскрыта скважинами С-1 – С-4, С-9 и С-10 [Гирн и др., 1995]. Породы свиты в значительной степени инъецированы интрузиями быррангского и левлинского комплексов, содержат 6 выдержанных пластов графита, иногда переходящих по простиранию в термоантрациты, образовавшиеся в результате метаморфизма угольных пластов в процессе внедрения интрузий.

В строении убойнинской свиты на этом участке выделяются две толщи мощностью 187 и 123 м. Нижняя толща сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также графитами. В строении верхней участвуют, кроме то-

го, конгломераты. Общая мощность убойнинской свиты в районе горы Сэрэгэн 310 м.

С. Б. Шишлов [Гирн и др, 1995] выделил в составе убойнинской свиты 4 комплекса отложений. Два из них – комплекс мелководных заливов (73,5 м) и комплекс лагунно-континентальных отложений (113,5 м) – слагают нижнюю толщу. Верхнюю толщу образуют комплекс континентальных отложений аллювиального генезиса (50 м) и комплекс лагунно-континентальных отложений (73 м).

В районе г. Сэрэгэн породы убойнинской свиты нередко, особенно вблизи интрузий левлинского комплекса, сильно метаморфизированы. Песчаники превращаются в кварцитоподобные породы с гранобластовой структурой и вторичным кварцевым цементом. Алевролиты и аргиллиты преобразуются в биотит-кварцево-полевошпатовые сланцы с гранобластовой и бластопелитовой структурой.

В бассейне р.Дюрасиму [Государственная, 1998<sup>1</sup>] убойнинская свита также имеет двучленное строение. От убойнинской свиты района г. Сэрэгэн она отличается более тонким строением ритмов с повышенным колличеством песчаников. Общая ее мощность 236 м.

В убойнинской свите северного района обнаружены [Беззубцев и др., 1998] и определены В. М. Ковбасиной растительные остатки *Rufloria* derzavinii (Neub.) S. Meyen, R. tebenkbvii (Schw.) S. Meyen, Paracalamites vicinalis Radcz., Samaropsis trigetraeformis Such., а также Zamiopteris sp. Cordaites sp., характерные для кунгурского и уфимского ярусов приуральской перми.

В бас. р. Дюрасиму в отложениях нижней толщи убойнинской свиты Л. В. Глуховой определены *Rufloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. meyenii* Gluch., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Crassinevia procopievskiensis* (Cachl.) Gorel., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *P costatus* Gorel., a так же *Samaropsis khalfinii* Such. В районе г. Сэрэгэн из керна скважин собраны С. Б. Шишловым [Гирн и др., 1995] и определены Н. Г. Вербицкой растительные остатки *Zamiopteris glossopteroides* Schm., *Crassinervia* cf. *primitive* Radcz., *C. cf. tajmyrensis* Neub., *Cordaicarpus ellipticus* Radcz., *Carpolites minuta* Radcz. По заключению Н. Г. Вербицкой, приведенные виды флоры характерны для убойнинской свиты Западного Таймыра и соколинского горизонта в целом. Возраст горизонта и убойнинской свиты – кунгурско-уфимский приуральской перми. Мощность свиты 236–900 м.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, БИАРМИЙСКО-ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

**Крестьянская свита (Р**<sub>2-3</sub>*kr*) выделена М. Н. Пархановым в 1939 г. в бассейне р. Крестьянка. В пределах листа S-46 свита распространена западнее р. Тарея на двух участках: в районе г. Сэрэгэн и в бас. р. Дюрасиму, где слагает, соответственно, внутренние части Сэрэгенской и Дюрасиминской синклиналий. Крестьянская свита согласно перекрывает убойнинскую свиту. Нижняя граница свиты проводится в основании пачки песчаников с линзами конгломератов и гравелитов в ее подошве.

Крестьянская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами, каменными углями или термоантрацитами, конгломератами и гравелитами. Наиболее представительные разрезы свиты находятся в юго-западной части г. Сэрэгэн, а также в бас. р. Дюрасиму.

В северном районе к нижней части крестьянской свиты относится (Беззубцев и др., 1998) толща мощностью 220 м, сложенная песчаниками (140 м), а также песчаниками и алевролитами (80 м), венчающая разрез пермских отложений на г. Волнорез во внутренней части Бегичевской синклинали.

В районе горы Сэрэгэн [Поисковые, 1995] свита вскрыта скважинами С-5, С-6, С-12 и С-19. Породы крестьянской свиты, так же как убойнинской, инъецированы интрузиями. Они содержат 12 пластов термоантрацитов. Мощность крестьянской свиты в районе горы Сэрэгэн 290 м.

В бассейне р. Дюрасиму к крестьянской свите относятся отложения, прежде [Государственная, 1998<sup>1</sup>], включающиеся в состав убойнинской свиты. В этом районе обнажены только нижняя (75,3 м) и верхняя (60,8 м) части крестьянской свиты. Средняя ее часть (около 84 м) перекрыта четвертичными отложениями.

Общая мощность крестьянской свиты, с учетом перерывов в обнаженности, 220 м.

В нижней части крестьянской свиты в этом районе обнаружены растительные остатки *Rufloria* ex gr. *derzavinii* (Neub.) S. Meyen, и *R.* ex gr. *meyenii* Gluch. [Государственная, 1998<sup>1</sup>].

В стратотипическом районе крестьянская свита охарактеризована флорой недостаточно, но основная часть известных здесь 17 видов Государственная, 2000] распространена в отложениях кольчугинской серии Кузбасса и пеляткинской свиты Тунгусского бассейна. Комплекс растительных остатков, обнаруженных в нижней части свиты и представленный видами Rufloria derzavini (Neub.) S. Meyen и Cordaites latifolius (Neub.) S. Meyen, доживающими с убойнинского времени, а также новообразованными Nephropsis lampadiformis Gorel., N. mutafi Schwed., близок раннекузнецкому комплексу Кузбасса [Сухов, Горелова, 1967]. Однако общими с верхнекузнецким комплексом являются только Cordaites radczenkovii (Gorel.) S. Meyen и Crassinervia nervosa Gorel. Вид Paracalamites angustus Such., характерный для верхнекузнецкого комплекса, здесь не обнаружен. В пределах листа S-46 этот вид установлен в лагунно-континентальных отложениях средней части байкурской свиты на территории Озеротаймырской площади, где, собственно, и происходит замещение морских и прибрежно- морских отложений байкурской свиты лагунно-континентальными и континентальными отложениями, свойственными крестьянской свите.

Вид Paracalamites angustus Such. определяет казанский возраст вмещающих отложений.

Следующее сообщество растительных остатков (Cordaites candalepensis (Zal.) S. Meyen, C. mediocris (Gorel.) S. Meyen, C. radczenkovii

(Gorel.) S. Meyen, C. illjinskiensis (Radcz.) S. Meyen), обнаруженные в средней части крестьянской свиты, характерно для казанково-маркинской свиты Кузбасса и низов верхней подсвиты пеляткинской свиты Тунгусского бассейна. Вид Callipteris pseudoaltaica Radcz., встреченный в верхней части крестьянской свиты, также характерен для верхней подсвиты пеляткинской свиты, возраст которой, согласно [Решение, 2009], определяется уржумским биармийской перми. Кроме того, в верхней части крестьянской свиты встречены *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such., и Lepeophyllum actaeonnelloides (Geintz.) Zal. Первый вид впервые появляется в уржумское время, а второй – в северодвинское.

На основании приведенных палеонтологических данных, а также по положению крестьянской свиты в общем разрезе пермских отложений (выше убойнинской свиты кунгурско-уфимского возраста, но ниже макаревичскображниковской свиты ранневятского возраста), определяется казанскосеверодвинским биармийско-татарской перми.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

Макаревичско-бражниковская свита ( $P_3mb$ ) выделена в 1941 г. В. П. Тебеньковым и Н. А. Шведовым, которые объединили две свиты (макаревичскую и бражниковскую), выделенные ранее в 1940 г. М. Н. Пархановым.

На листе S-46 макаревичско-бражниковская свита распространена западнее р. Тарея в верховье р. Дюрасиму и на водоразделе рек Дюрасиму и Толбато, где участвуют в сложении внутренней части Дюрасиминской синклинали. Она согласно залегает на крестьянской свите и, в свою очередь, согласно перекрывается вулканогенной сырадасайской свитой. Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами и пластами каменного угля.

Нижний контакт свиты наблюдался [Государственная, 1998<sup>1</sup>] в верховье р. Дюрасиму, где выше угольного пласта (8 м), венчающего крестьянскую свиту, залегают (снизу вверх):

1. Песчаники полимиктовые пестроцветные (серые, зеленовато-серые, темно-	
вишневые, бурые) крупнозернистые с линзами конгломератов и гравелитов в ниж-	
ней части	12 м
2. Песчаники косослоистые с линзами алевролитов и углистых аргиллитов	30 м
3. Песчаники крупнозернистые, полимиктовые, косослоистые, с окаменелыми	
обломками стволов длиной до 0,6 м и диаметром до 0,3 м	6 м
4. Песчаники мелкозернистые с прослоями углистых алевролитов	10 м
5. Угли каменные	0,7 м
6. Песчаники крупнозернистые, полимиктовые	17 м

Мощность нижней части в данном разрезе 75,7 м. После перерыва в обнаженности, равного по мощности 44,3 м, с параллельным контактом залегают вулканогенные образования сырадасайской свиты.

На водоразделе рек Дюрасиму и Толбато в нижней части свиты также преобладают песчаники с редкими прослоями угля, а в верхней присутствует

пачка (30–35 м), сложенная переслаивающимися алевролитами и песчаниками.

Мощность свиты 100-120 м.

Комплекс растительных остатков макаревичско-бражниковской свиты, собранных в стратотипическом районе [Государственная, 2000] наиболее близок комплексу грамотеинской свиты Кузбасса. Общими с грамотеинским комплексом [Сухов, Горелова, 1967] являются виды Prynadaeopteris karpovii R a d c z ., Callipteris acutifolia R a d c z ., Comia dentata R a d c z ., Iniopteris sibirica Z a 1., Cordaites clercii (Z a 1.) S. M e y e n, C. insiqnis (R a d c z .) S. M e y e n . Kpome того, встречены Cordaites adleri (R a d c z .) S. M e y e n, Comia enissejevensis S c h w e d ., Lepeophyllum gemmatum Z a 1., a также Koretrophyllites kostatus R a d c z ., K. polcaschtensis (C a c h 1.) R a d c z ., Equisctina brevifolia R a d c z ., Phyllotheca equisetoides S c h m ., Martjanowska baidajevae R a d c z . u Uskatia converta N e u b ., доживающие с крестьянского (байкурского) времени.

На основании приведенных данных возраст макаревичско-бражниковской свиты определяется ранневятским татарской перми.

Сырадасайская свита (**P**<sub>3</sub>*sd*) выделена Н. Н. Нагайцевой в 1975 г. и названа по р. Сырадасай, где находится ее стратотип.

На рассматриваемой территории свита распространена на водоразделе рек Тарея-Бинюда в их нижнем течении. Сырадасайская свита перекрывает макаревичско-бражниковскую свиту и, в свою очередь, перекрывается лабакской свитой.

По данным [Дараган-Сущов, 1989], свита сложена пятью покровами гавайитов мощностью 20–25 м, в нижней части разреза разделенных прослоем (2–3 м) туффитов.

Гавайиты представлены порфировыми (плагиофировыми и оливинплагиофировыми) породами с микроинтерсертальной, иногда близкой к гиалопилитовой структурами. Плагиоклаз вкрапленников – лабрадор-андезин (An44–52), химический состав гавайитов приведен в приложении 8. Судя по химическому составу, это умереннощелочные основные породы с калиевонатриевым типом щелочности, насыщенные кремнекислотой, умеренноглиноземистые, высокотитанистые, высокожелезистые с MgO<6 и CaO<7, мезократовые.

В стратотипическом районе в вулканогенно-осадочных породах встречаются двустворки, по заключению Е. М. Люткевича, позднетатарского возраста, и растительные остатки, по мнению Н. А. Шведова, характерные для ерунаковской серии татарской перми.

На основании приведенных палеонтологических данных, а также по палеомагнитным данным Б. С. Гусева [Государственная, 2000].

Возраст свиты определяется позднетатарским. Мощность свиты 120 м.

Сырадасайская свита по положению в разрезе, составу и палеомагнитной характеристике сопоставляется с ивакинской свитой Норильского района.
## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лабакская свита (**T**<sub>1</sub>*lb*) широко распространена в горах Бырранга к западу от р. Тарея. Выделена в 1990 г. Л. П. Никуловым и А. П. Романовым и др. и названа по р. Лабака, где скважинами вскрыты ее полные разрезы.

На листе S-46 лабакская свита распространена там же, где и сырадасайская. Она согласно перекрывает сырадасайскую свиту (Дараган-Сущов, 1989) и представлена покровами мелкозернистых базальтов с микроинтерсертальной, толеитовой, реже микроофитовой структурами, иногда порфировых (плагиофировых, пироксен-плагиофировых и оливин-пироксен-плагиофировых). Содержание вкрапленников не превышает 23%. В средней части свиты встречен покров оливиновых базальтов мощностью 20 м.

Мощность свиты 400 м.

Лабакская свита параллелизуется со зверинской свитой, возраст которой определяется раннетриасовым (раннеиндским).

## 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 ( $C_2$ - $P_3$ kr) выделена А. Н. Онищенко и В. В. Межубовским в 2000 г. и названа по реке Короткая, левому притоку р. Ниж. Таймыра, где находится стратотипический район ее распространения [Межубовский и др., 2001]. Толща выходит на дневную поверхность в северо-западной части геологического района, где слагает ядра синклинальных складок в общей полосе нижне-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 прибрежноморским алевролито-песчаниковым слабоугленосным комплексом – в верхней части.

Нижняя часть толщи наиболее полно представлена по левым притокам р. Галечная в ее среднем течении. 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 алевритовых 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 U st., Prae-

horridonia cf. uralica K al., Taimyrella aff. pseudodarwini E i n o r, Verchojania cheraskovi K a s c h., характерный для нижнетурузовского подгоризонта Таймыра [Салманов и др., 1992]. В кровле алевролитовой пачки найдены брахиоподы Jakutoproductus verchoyanicus (F r e d.), появляющиеся в ассельском веке приуральской перми. Таким образом, нижние две пачки общей мощностью 230–240 м сопоставляются с турузовским горизонтом башкирскоассельского возраста (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>), а верхняя пачка (100 м) по составу и положению в стратиграфическом разрезе параллелизуется с быррангским 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 углистыми 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 vangarensis Ustr., xaрактерных для верхней части казанского яруса биармийской перми (зона Terrakea korkodonensis) в Верхояно-Охотском субрегионе [Решения, 2009]. В алевролитах верхней части пачки на правом берегу р. Ниж. Таймыра определены брахиоподы Attenuatella stringocephaloides (Tsch.et Lich.), Cancrinella ochotica (Zav.), Brachythyrina sibirica Tsch., Rhynchopora lobjaensis Tolm. [Уфлянд и др., 1990], свойственные уржумскому и северодвинскому ярусам биармийско-раннетатарской перми. Верхняя пачка параллелизуется с байкурским горизонтом Таймыра.

На основании приведённых 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 (С**<sub>2</sub>-**P**<sub>1</sub>*tr*) выделена Л. А. Чайкой в 1952 г.на северном берегу оз. Таймыр и названа по мысу Туруза-мола, где и находится ее стратотип [Чайка, 1952]. На территории листа S-46 свита распространена в верхних течениях pp. Верх. Таймыра, Кыйда, Буотанкага, Фадьюкуда, где обнажается на крыльях синклинальных и антиклинальных структур. В бассейне p. Юртарага она слагает ядра синклиналей.

Турузовская свита согласно перекрывает фалабигайскую свиту на территории гряд Главная и Ая-Бырранга, а в пределах гряды Топографическая – вольнинскую свиту. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки песчаников, перекрывающей алевролиты фалабигайской свиты, либо в основании пачки аргиллитов, согласно перекрывающих известняки вольнинской свиты (коротковская геологическая площадь).

Свита сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Пласты глинистых известняков мощностью 2,5 м встречены в средней части разреза по р. Фалабигай, в бассейне р. Юртарага в нижней толще песчаников описаны линзы конгломератов мощностью 2–3 м, аналогичные конгломераты (внутриформационные) отмечены и в верхней части свиты. В кровле свиты в низовьях р. Большой Шайтан обнаружен пласт каменного угля мощностью 0,5 м.

Наиболее представительный разрез свиты составлен [Салманов, 1992] по руч. Быстрый (приток р. Воспоминаний). Нижняя часть свиты сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами (последние преобладают). Они образуют два мезоритма: 328 м (нижний) и 194 м – верхний. Верхняя часть свиты представлена пачками (73–75 м) тонкоритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов, которые чередуются с мощными (105–240 м) пачками алевролитов, содержащих прослои песчаников или аргиллитов. Песчаники полимиктовые состоят на 75–95 % из обломочного материала и 5–25 % цемента. Цемент поровый и базальный, по составу карбонатный (сидеритовый) в нижней и средней частях разреза и кремнисто-слюдистый – в верхней. В обломочной части преобладают (в %) кварц (40–80) и олигоклаз (10–20). В подчиненном количестве отмечаются угловатые обломки эффузивных, кремнистых пород, сланцев.

Алевролиты содержат от 60–90 % алевритовых частиц, представленных обломками кварца, полевого шпата, слюд, карбонатных пород, кремнистых сланцев и кислых эффузивов.

Аргиллиты глинистые, глинисто-кремнистые, кремнисто-слюдистые, содержат 10–15 % алевритовых обломков кварца и включений рудного минерала (пирит).

Акцессорные минералы в перечисленных породах представлены цирконом, рутилом, турмалином и титанитом. Песчаники содержат повышенные содержания Cr, Co, Mn и Pb, но пониженные Ba, Cu, Ti, V, Zn, Zr. В алевролитах и аргиллитах установлена обратная закономерность.

Известняки глинистые темно-серые, иногда с примесью кварца и рудного минерала.

Важное значение для определения возраста нижней части турузовской свиты имеет находки аммоноидей *Phaneroceras lenticulare* P1. et S c . и *Yacutoceras trianguliumbilicatus* (P о р о v). Вид первый обнаружен в пределах листа S–46 на левых притоках р. Фадьюкуда, а второй на смежной территории (лист S–47) на водоразделе рек Фадьюкуда и Б. Боотанкага [Устрицкий, 1971]. Указанные виды аммоноидей характерны для средней и верхней зон башкирского яруса Верхояно-Колымского субрегиона [Решения, 2009]. В нижней части турузовской свиты на р. Воспоминаний [Степанов, 1963] были обнаружены брахиоподы *Balakhonia insinuata* (Girty), первоначально [Устрицкий, 1971] определенные как *Linoproductus schrenki* (Stuck). На смежной с востока территории (лист S–47) в нижней части свиты обнаружены [Межубовский и др., 2001] и определены В. Г. Ганелиным брахиоподы *Balakhonia insinuata* (Girty), *Orulgania tukulaen-*

sis Kasch., Jacutoproductus cf. oltschianensis (Ganel.). Раннее на территории листов S-47 и S-46 на гряде Топографической в нижней части турузовской свиты были обнаружены Taimyrella aff. pseudodarwini (Einor) и Verkhojania cheraskovi (Kasch.) [Былинский, 1962]. Перечисленные виды брахиопод характерны для средней и верхней зон башкирского яруса среднего карбона (зоны Balakhnonia insinuata-Verkhotomia (Orulgania) tukulaensis и Verkhojania cheraskovi) Верхояно-Охотского субрегиона [Решения, 2009].

В средней части турузовской свиты обнаружены (лист S-46) брахиоподы *Spiriferella turusica* Tschern. Этот же вид определен В. Г. Ганелиным в средней части турузовской свиты на территории листа S-47.

В средней-верхней частях турузовской свиты на листе S-47 обнаружены [Межубовский и др., 2001] и определены Г. П. Прониной фораминиферы, характерные для московского яруса: Tolypammina glomospiroides Bog. et Juf., T. confuse (Goll. et Hartl.), Glomospira cordialis (Jones et Parker). Найденные в верхней части свиты [Межубовский и др., 2001] брахиоподы Attenautella cf omolonensis Zav. (определение В. Г. Ганелина) и фораминиферы Tolypammina glomospiroides Bog. et Juf. Ortovertella verchojanica Soss. (определение Г. П. Прониной) определяют касимовско-гжельский возраст вмешающих отложений. В этой же части свиты на листе S-46 обнаружены [Салманов, 1992] брахиоподы Achunoproductus achunovensis Step., также свидетельствующие о касимовско-гжельском возрасте отложений. В кровле свиты в районе озер Бирюзовых (лист S-46) обнаружены [Степанов, 1963] брахиоподы Anidantus bojkowi (Step.), а на р. Кыйда [Гулин, 1962] Jacutoproductus verchojanicus (Fred.), характерные для ассельского яруса приуральской перми. В верховьях р. Б. Боотанкага в кровле свиты обнаружены аммоноидеи *Glaphirites incavus* Ророw – вид, не известный в отложениях моложе ассельского яруса [Устрицкий, 1971]. На основании приведенной фауны возраст турузовской свиты и одноименного горизонта определяется среднекаменноугольно-приуральским (башкирско-ассельским). Мошность свиты 900-1000 м.

Быррангская свита ( $P_1 br$ ) выделена Л. А.Чайкой [Чайка, 1952] и названа по горам Бырранга. лектостратотип установлен В. И. Устрицким и Г. В. Черняком [1963] по ручьям Рудный и Аргиллитовый, притокам р. Северная (район оз.Таймыр). Ее выходы встречены в бассейнах реки Фалабигай, и в верховьях рек Верх. Таймыра, Кыйда, Буотанкага. Быррангская свита согласно залегает на турузовской. Ее нижняя граница проводится по подошве мощной пачки песчаников, сменяющих алевролиты и аргиллиты турузовской свиты. Для быррангской свиты характерно ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием песчаников. По разрезам рек Бафи, Фалабигай и Буотанкага песчаники составляют до 65% объема свиты. В южной части площади в свите отмечаются редкие прослои туфоалевролитов. В свите преобладают породы прибрежно-морского происхождения, в нижней и средней частях разреза встречаются единичные прослои континентальных отложений с растительными остатками.

Наиболее типичный разрез быррангской свиты, сходный со стратотипическим, обнажается по правому притоку р.Бафи [Салманов и др., 1992].

Для нижней части разреза характерно равномерное чередование мощных пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые серые, слоистые, со стволами сидеритизированной древесины и многочисленными ходами илоедов. Алевролиты и аргиллиты кварцево-полевошпатовые от темно-серых до черных, с горизонтальной слоистостью. тонкоплитчатые, с остатками листьев кордаитовых Rufloria (Neub.) S.Meyen, R. tajmyrica (S c h w e d) S. Meyen, R. derzavinii Tschirk.) S. Meyen, R. theodori (Za1. et aff. subangusta (Zal.) S. Meyen, членистостебельных и семян Samaropsis cf. skokii Neub., Cordaicarpus costatus Radcz. et Schwed., C. uboinskoensis Such. (onpeделения Ю. Г. Гора). Мошность нижней части разреза 160 м.

В верхней части разреза преобладают полимиктовые песчаники мелкозернистые серые и светло-серые с горизонтальной слоистостью. В меньшей степени присутствуют алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников на карбонатном цементе с ходами илоедов, изолированными мелкими остатками брахиопод *Attenuatella burrangi* T s c h e r n ., двустворок *Ashartella permocarbonica* T s c h e r n ., *Myophossa* aff. *subarbitrata* (D i c k .) и криноидей. Мощность этой части разреза 600 м.

В нижней части быррангской свиты, расположенной на территории южнее Фалабигайской антиклинали, обнаружены брахиоподы *Jakutoproductus verchoyanicus* Fred., а в средней части свиты [Салманов и др., 1992] – двустворки *Myophosa* cf. *Subarabitratha* (Dick.), характерные для ассельского яруса приуральской перми.

В быррангской свите на северных склонах Фалабигайской антиклинали преобладают растительные остатки.

Наиболее полная палеоботаническая характеристика свиты составлена по растительным остаткам из разреза по р.Фалабигай, откуда были определены следующие виды: Paracalamites vicinalis (R a d c z .), Annulina cf. neuburgiana (R a d c z .) N e u b ., Prinadaeopteris tunguskana (S c h m .) R a d c z ., Sphenopteris andana R a d c z ., Cardioneura tenuinervis S c h w e d ., Angaridium ornatum S c h w e d ., Angaropteridium cardiopteroides (S c h m .) Z a l ., Rufloria derzavinii (N e u b .) S . M e y e n , R. theodori (Z a l . et T s c h i r k .) S . M e y e n , R. tajmyrica (S c h w e d .) – в нижней части свиты, Cordaites singularis (N e u b .) S . M e y e n , Evenkiella ex gr. chortonotensis G o r e l ., Zamiopteris longifolia S c h w e d ., Crassinervia kuznetskiana (C h a c h l .) N e u b ., – в верхней части свиты.

Вид Angaropteridium cardiopteroides, известный со среднего карбона, не встречается в отложениях моложе ассельского яруса. Виды Zamiopteris longifolia, Crassinervia kuznetskiana, Samaropsis khalfinii, Bardocarpus depressus, согласно [Решения, 2009], появляются в позднеартинское время.

Приведенный комплекс растительных остатков наиболее характерен для быррангского горизонта Таймыра. В целом комплекс остатков фауны и флоры позволяет сопоставить быррангскую свиту с одноименным горизонтом Таймыра и определить ее принадлежность к ассельскому-артинскому ярусам приуральской перми. Мощность свиты увеличивается с запада на восток с 750 м до 1100 м. Соколинская свита (**P**<sub>1</sub> *sk*) выделена Л. А.Чайкой в 1951 г. и названа по р. Соколиная на Восточном Таймыре, где описан стратотипический разрез [Чайка, 1952]. Свита обнажается в бас. рр. Фалабигай, Кыйда, Буотанкага, Дептумала, Фадьюкуда, Бол. Ботанкага. Соколинская свита согласно перекрывает быррангскую, нижняя граница устанавливается по подошве мощной пачки песчаников с прослоями слабоуглистых алевролитов и аргиллитов, редкими линзами конгломератов.

Свита сложена тонкоритмичным переслаиванием алевролитов и песчаников (примерно в равных количествах) с прослоями слабоуглистых аргиллитов и реже углей; последние в южной части площади исчезают. В свите изредка встречаются линзовидные прослои внутриформационных конгломератов.

Наиболее полный разрез свиты составлен вблизи оз. Гусиное (лист S–47), где пачки (15–170 м) полимиктовых серых песчаников, ритмично переслаивающихся сс углистыми и слабоуглистыми алевролитами и аргиллитами, чередуются с пачками (40–50 м) кварцево-полевошпатовых и полимиктовых алевролитов и аргиллитов, содержащих обильные растительные остатки кордаитовых и членистостебельных, редкие линзы углей [Салманов и др., 1992]. Мощность описанной части разреза 730 метров.

Породы соколинской свиты содержат богатый и разнообразный комплекс растительных остатков: кордаитовых, членистостебельных, семян, реже птеридоспермов и папоротников [Салманов и др., 1992], что указывает на преимущественно континентальные условия осадконакопления. На различных участках площади были собраны следующие растительные остатки: Koretrophyllites typicus Radcz., K. longifolia Gor, Phylloteca equisetitoides Such., Annulina neuburgiana (Radcz.) Neub., Phyllopitys heeri (Schm.) Zal., Zamiopteris longifolia Schwed., Prynadaeopteris tunguskana (Schm.) (Schwed.) S. Meyen, R. Radcz. Rufloria taimvrica tebenjcovii (Schwed.), Cordaites (?) magna (Schwed.) S. Meyen, Nehropsis integerrima (Schm.) Zal., Taimyria lonifolia Chachl. Гораздо реже в разрезах отмечаются прибрежно-морские и лагунные фации с солоноватоводными двустворками. Так, в бассейнах рек Буотанкага и Дептумала собраны двустворки Antraconauta kemeroviensis taimyrensis Lutk., Jntomodesma sp. и *Modiolus magnus* Gusk., последняя форма известна из кунгурского яруса Печорского бассейна. В бассейне р. Левли (лист S-47) найдена пресноводная форма Procopievskia sp., характерная для соколинского горизонта Западного Таймыра.

На территории листа, в нижней части свиты обнаружен комплекс фораминифер с Saccamina parvula Gerke, S. aff. arctica Gerke, Ammodiscus septentrionalis Gerke (определение М. Ф. Соловьевой), характерный для кунгурского и уфимского ярусов приуральской перми.

Комплекс растительных остатков Paracalamites vicinalis R a d c z ., Cordaites latifolius (Neub.) S. Meyen, C. singularis (Neub.) S. Meyen, Rufloria derzavini (Neub.) S. Meyen, R. nervata G1uch., R. suspecta G1uch., Crassinervia kuznetskiana (Khachl.) Neub., Cr. tunguskana Schwed, Cr. obolongifolia R a d c z ., Evenkiella zamiopteris (Khachl.) Neub. и др. характерен для кунгурского и уфимского ярусов приуральской перми.

Палеонтологические данные позволяют отнести соколинскую свиту к кунгурскому-уфимскому ярусам приуральской перми. Мощность свиты оценивается в 750–1100 м.

## Пермская система, средний-верхний отделы

Байкурская свита (P<sub>2-3</sub>bk) 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 [Устрицкий и др., 1963]. Выходы свиты на дневную поверхность распространены по всей Озеротаймырской площади. Ее нижняя граница согласная и проводится по подошве пачки песчаников (до 200 м), 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 представлесобой полимиктовыми переслаивающимися между И кварцевона полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, заключающими в себе многочисленные останки брахиопод и двухстворчатых моллюсков, изредка встречаются остатки растений. Породы содержат немногочисленные конкреции магниево-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 руч. Скалистый, Неприветливый и Шумный (лист S-47). Разрез по руч. Скалистый можно отнести к разрезам высокого класса (в литературе он фигурирует как «Белоснежка»). Определения палеонтологических остатков приводится по данным Р. В. Соломиной [Соломина и др., 1993]. Среди многочисленных и разнообразных следов жизнедеятельности наиболее характерными являются следы типа *Zoophycos, Cosmorhophe, Tactuvestigium, Neonereites biserialis* [Шишлов, 1996]. Возраст нижней (147 м) части байкурской свиты в разрезе по руч. Скалистый определяют брахиоподы *Terrakea* cf. *belokhini* J a n . и двустворки *Kolymia* cf. *inoceramiformis* L i c h . На р. Короткая в этой же части свиты найдены брахиоподы *Megousia jakutica* (L i c h .) и *Terrakea korkodonensis* (L i c h .) Двустворки характеризуют нижнюю часть казанского яруса биармийского отдела перми, а три приведенные вида брахиопод определяют верхнюю часть казанского яруса (зона Terrakea korkodonensis) в Верхояно-Охотском субрегионе [Решения, 2009].

Найденные в средней (155 м) части разреза по руч. Скалистый брахиоподы *Cancrinelloides jurgensis* S o1., *Olgerdia zavodowskyi* G r i d, *Brachythyrina sibirica* T s c h e r n., *Bajtugania boguchanica* S o1. и фораминиферы *Glomospira* ех. gr. *gordialis* P a r. 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., *Pseu*- donodosaria 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 приведённых фаунистических данных возраст свиты и одноимённого горизонта определяется казанско-северодвинским ярусами биармийской-татарской перми. Общая мощность байкурской свиты составляет 400–450 м. Байкурской свите соответствует чинская свита в Хараулахской подзоне Верхояно-Охотского субрегиона [Решения, 2009] и верхнекожевниковская свита в Устьоленекском районе.

## Пермская система, татарский отдел

**Черноярская свита (Р**<sub>3</sub>*čr*) выделена Л. А. Чайкой в 1952 г. и названа по р. Черные Яры. Лектостратотип свиты в составе двух подсвит установлен Р. В. Соломиной и М. В. Дуранте в 1991 г. на р. Высокая (левый приток р. Черные Яры).

На территории листа свита распространена в бас. pp. Буотанкага, Дептумала, Кыйда, в верховье pp. Аятари, Худая, в районе руч. Ветровый, на водоразделе рек Дюмталей и Десуа, а также на правобережье p. Верх. Таймыра вблизи устья p. Горбита.

Черноярская свита согласно перекрывает байкурскую свиту. Нижняя её граница проводится по подошве пачки темно-серых песчаников (руч. Тальник, приток р. Кыйда), либо (р. Малая Кыйда, Буотанкага) пестроокрашенных (розовато-серых, малиновых, светло-зеленых, бурых, буровато-серых, а также желтовато-серых) песчаников, иногда (р. Буотанкага) содержащих линзы конгломератов. Мощность пачки меняется от 45 м в восточных районах до 300 м в районе руч. Тальник.

Свита сложена песчаниками полимиктовыми, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, иногда конгломератами, редко пластами и пропластками каменных углей и линзами антраксолитов.

По всему разрезу свиты встречаются (чаще в алевролитах, реже в песчаниках) глинисто-карбонатные конкреции эллипсоидальной формы до 10 см. в поперечнике, иногда образующие четковидные прослои. Преобладают конкреции, основную карбонатную часть которых составляет (в %) сидерит (36,6–39), в незначительном количестве присутствует кальцит (2,7–3,5), доломит (4,5), карбонат марганца (до 1,76), а также гидроокислы железа (3,5). Реже встречаются конкреции с существенно кальцитовой составляющей (35–38), содержащие, кроме того, сидерит (17–18), доломит (5–11), карбонаты марганца (0,8), гидроокислы железа (1).

Формирование свиты происходило в континентальных и прибрежно-континентальных условиях.

Наиболее полные разрезы свиты обнажаются в районе руч. Тальник и в среднем течении р. Малая Кыйда, соответственно, в западной и восточной частях Кыйдинской синклинали.

В районе руч. Тальник [Гулин, 1962] породы образуют два макроритма мощностью 400 и 550 м. Нижняя часть первого макроритма представлена

толщей (300 м) темно-серых мелкозернистых песчаников. Верхнюю его часть (100 м) образуют переслаивающиеся мелкозернистые песчаники (слои 10– 15 м) и алевролиты (5 м). Алевролиты содержат остатки двустворчатых моллюсков *Najadites orbicellata* Lutk. et Lob. и флоры *Paracalamites* sp. и *Cordaites* sp.

Основание второго макроритма представлено толщей (160 м) темно-серых мелкозернистых песчаников. Средняя его часть (250 м) сложена чередующимися пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность пачек уменьшается вверх по разрезу от 60 до 10 м.

Верхнюю часть макроритма (100–140 м) образуют тонкоритмично переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и углистые аргиллиты, содержащие линзы (0,5 м) антраксолитов, пропластки (0,2 м) каменных углей и остатки растений *Paracalamites* sp., *Phyllotheca* ex gr. *equisetitoides* S c h m., *Glottophyllum* sp.

Выше залегают вулканогенно-обломочные породы шайтанской свиты. Мощность черноярской свиты в этом разрезе 950 м.

В разрезе, вскрывающемся в среднем течении р. Малая Кыйда [Салманов, 1992], породы, слагающие основную часть (713 м) черноярской свиты, также образуют два макроритма мощностью 365 и 348 м.

Нижняя часть (190 м) первого макроритма состоит из трех мезоритмов (56, 94 и 40 м), начинающихся пестроокрашенными песчаниками и заканчиваются темносерыми алевролитами, которые слагают от 20 до 35% мощности мезоритмов. Верхнюю часть макроритма образует мезоритм (175 м), основание которого (62 м) сложено светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми алевролитами и черными аргиллитами, составляющими 40% общей мощности пачки. Породы содержат монотопные захоронения *Cordaites candalepensis* (Z a1.) S. Meyen, *C. concinnus* (R a d c z.) S. Meyen, *C. insignis* (R a d c z.) S. Meyen и членистостебельных, среди которых определены представители родов Keretrophyllites, Paracalamites, Phyllotheca. Средняя часть (44 м) мезоритма сложена чередующимися алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Завершается мезоритм пачкой (69 м) алевролитов, содержащих тонкие прослои углистых аргиллитов и захоронения членистостебельных, среди которых преобладает вид *Equisetina brevifolia* R a d c z.

Нижнюю часть (208 м) второго макроритма образуют два мезоритма (150 и 58 м), начинающиеся буровато-серыми песчаниками (115 и 38 м) и завершающиеся алевролитами или аргиллитами. Песчаники второго мезоритма содержат монотопные захоронения кордаитовых, а аргиллиты вмещают плезиополитопные захоронения с *Martjanowskia* sp., *Pecopteris taimyrensis* S c h w., *Glottophyllum* cf. *elongata* R a d c z., *Cordaites candalepensis* (Z a 1.) S. Meyen, *C. angustifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. insignis* (R a d z .) S. Meyen, *C. clercii* (Z a 1.) S. Meyen, *C. adleri* (R a d c z.) S. Meyen, *C. minax* (G o r e 1.) S. Meyen, *Lepeophyllum actaeonelloides* (G e i n i t z.) Z a 1., *Nephropsis schmalhausenii* R a d c z., *Tungussocarpus tychtensis* (Z a 1.) S u c h. В смежном районе в этой же части свиты найдены пресноводные двустворки [Захаров, 1962]. Верхняя часть макроритма (140 м) сложена ритмично переслаивающимися песчаниками буровато-серыми, содержащими единичные захоронения членистостебельных (Paracalamites goepperti Radcz.) и остатками листостебельных мхов Polissavia sp. В этой же части черноярской свиты в смежных разрезах встречены пропластки (до 0,4 м) блестящих каменных (клареновых по составу) углей.

В кровле черноярской свиты в этом разрезе присутствуют две пачки мощностью 15 и 7 м. Первая сложена песчаниками мелкозернистыми в нижней и верхней частях пачки и песчаниками гравелитистыми, вмещающими линзы среднегалечных конгломератов, в средней её части. На левобережье р. Малая Кыйда в нижней части этой пачки обнаружен линзовидный пласт (0,3–1,5 м) блестящих каменных углей. Верхняя пачка сложена алевролитами и аргиллитами. В породах средней пачки обнаружены отпечатки пресноводных двустворчатых моллюсков – мелких (0,5 см) антраконавт, характерных для тайлуганской свиты [Бетехтина, 1967].

Выше залегает покров трахибазальтов шайтанской свиты. Общая мощность черноярской свиты в этом разрезе 735 м.

Появление в нижней пачке конгломератов свидетельствует о начале нового цикла осадконакопления, прерванного вулканическими извержениями.

На других участках в породах черноярской свиты, кроме выше приведенных, встречены растительные остатки *Callipteris lobatus* Gorel. et Dyag., *Koretrophyllites prostatus* Khachl., *Phyllotheca turnaensis* Gorel., *P. equisetitoides* Schm., *Cordaites radczenkovii* Gorel., *Lepeophyllum* ex gr. *gemmatum* Zal.

По положению в общем разрезе пермских отложений и на основании приведенных палеонтологических данных отложения, вскрывающиеся в районе руч. Тальник и основная часть отложений (в объеме двух макроритмов мощностью 713 м), обнажающихся в среднем течении р. Малая Кайда, коррелируются с малоугленосной нижней подсвитой черноярской свиты стратотипического района и с макаревическо-бражниковской свитой Диксоновского района. Возраст отложений определяется ранневятским.

Отложения (22 м), обнажающиеся в кровле свиты на р. Малая Кыйда, параллелизуются с основанием верхней подсвиты черноярской свиты стратотипического района, возраст которой определяется поздневятским [Соломина, Дуранте, 1991].

## Пермская система, татарский отдел-триасовая система, нижний отдел

Шайтанская и зверинская свиты объединенные ( $P_3$ - $T_1 IIIt + zv$ ).

Шайтанская свита выделена Ю. И. Дараган-Сущовым в 1989 году и названа по руч. Шайтан, притоку р. Верх. Таймыра [Дараган-Сущов, 1989]. К ней отнесены преимущественно вулканокластические образования двух типов – эффузивно-обломочного и эксплозивно-обломочного, последний залегает в основании вулканогенного разреза.

Наиболее представительный разрез свиты первого типа составлен на руч. Шайтан в юго-восточном крыле Аятаринской синклинали [Дараган-Сущов,

1989]. В этом разрезе свита сложена пятью покровами лавобрекчий гавайитов (четыре нижних покрова мощностью 12–18 м) и трахиандезибазальтов (верхний покров мощностью 47 м). Нижняя граница свиты проводится по подошве первого покрова лавобрекчий, согласно перекрывающего алевролиты черноярской свиты, а верхняя – по кровле девятиметрового слоя измененных алевролитов. Лавобрекчии представлены обломками (до 15 см) гавайитов или трахиандезибазальтов, сцементированных черным вулканическим стеклом. На этом участке свита имеет прерывистый характер распространения. Ее мощность колеблется от 0 до 126 м (максимальная в разрезе руч. Шайтан).

Шайтанская свита второго типа распространена в бас. р. Мал. Кыйда и Чум, на крыльях Кыйдинской синклинали, и на склонах г. Ветровая. Значительную часть (до 80 %) ее общего объема в этом районе слагают туфы гавайитов агломератовые (20–60 %), лаппилиевые, псефитовые и псаммитовые, иногда лавобрекчии. Среди туфов встречены редкие (1–3) прослои туфопесчаников и вулканомиктовых песчаников мощностью 5–15 м. В основании свиты, местами (р. Мал. Кыйда, г. Ветровая) присутствуют 1–2 покрова гавайитов мощностью 8–12 м. Нижняя граница свиты здесь проводится по подошве первого покрова гавайитов или их туфов, согласно перекрывающих черноярскую свиту.

Мощность свиты колеблется от 20 до 220 м. Наибольшую мощность свита имеет на участках локализации прижерловых образований – агломератовых и лапиллиевых туфов с вулканическими бомбами (р. Мал. Кыйда, г. Ветровая).

Гавайиты – мелко-среднезернистые плагиофировые породы с интерсертальной, толеитовой, иногда микродолеритовой структурой основной массы. Они сложены (в %) плагиоклазом An42–52 (до 50), титанистым авгитом (до 35), гортонолитом (3–12), титаномагнетитом (до 5), продуктами изменения вулканического стекла (3–30). Трахиандезибазальты содержат (в %) плагиоклаз An35–45 (до 60), авгит (до 20), иногда оливин (до 3), кварц (до 3–4), продукты изменения вулканического стекла (до 20).

Химический состав пород шайтанской свиты приведен в таблице (Приложение 12).

Породы принадлежат умеренно-щелочной серии основных (гавайиты) и переходных к средним (трахиандезибазальты) породам калиево-натриевого типа. Гавайиты умеренно насыщены кремнекислотой (48<SiO2<52), мезократовые, низко-умеренно глиноземистые основные породы. Для них характерны повышенные содержания (в %) окислов титана (до 2,47) железа (в сумме до 12, 43), фосфора и пониженное количество окиси магния (5,16–5,63). Коэффициент фракционирования 66–70. Трахиандезибазальты отличаются повышенными содержаниями кремнекислоты и щелочей (особенно натрия) и пониженными содержаниями окислов титана, алюминия, железа и магния.

На гряде Ая-Бырранга в туфогенно-осадочных породах шайтанской свиты найдены растительные остатки *Paracalamites* sp. *Cordaites candalepensis* (Z a l .), *Zamiopteris* aff. *schmalhausenii* S c h w e d ., по мнению H. A. Шведова, сходные с черноярским комплексом. Породы шайтанской свиты имеют одно-полярную остаточную намагниченность с образованиями черноярской свиты. На основании приведенных данных возраст шайтанской свиты считается

позднепермским. Она сопоставляется по своему стратиграфическому положению с сырадасайской свитой Диксоновской геологической площади.

Зверинская свита выделена в 1963 г. Г. А. Ковалевой в бассейне р. Звериная, где и находится ее стратотип. На территории листа S-46 она обнажается на крыльях Кыйдинской, Аятаринской и Верхнедептумалинской синклиналей. Зверинская свита согласно залегает на вулканогенных эффузивноэксплозивных образованиях шайтанской свиты, а также на черноярской свите.

Зверинская свита сложена покровами базальтов (26–36 покровов мощностью 2–15, редко до 30 м), перемежающихся с прослоями базальтовых туфов (4–40 м), а также туфопесчаников и туфоалевролитов. Туфы и туфогенноосадочные породы составляют не более 20% общего объёма свиты. Только в пределах Аятаринской синклинали, наряду с базальтами, присутствуют покровы анкарамитов и трахибазальтов (гавайитов).

Базальты зверинской свиты представлены афировыми и, реже, мелкопорфировыми (плагиофировыми, пироксен-плагиофировыми и оливин-пироксенплагиофировыми) разновидностями. Вкрапленники составляют не более 1-2, редко 5% общего объёма пород. Структура основной массы базальтов интерсертальная, толеитовая, офито- и пойкилоофитоинтерсертальная. Минеральный состав базальтов довольно однообразный (в %): плагиоклаз Ап<sub>45-52</sub> (50), авгит Fs13-18 (до 30), оливин (0-8), магнетит (1-3), продукты изменения вулканического стекла (4-17). Туфы базальтов преимущественно псефиредко псаммитовые, агломератовые кристалло-витротовые И литокластические. Химический состав базальтов зверинской свиты приведён в таблицах (Приложение 12). Базальты зверинской свиты насыщены кремнекислотой (48<SiO<sub>2</sub><53 при 2,5<Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O<3,5), умеренноглиноземистые, мезократовые, преимущественно калиево-натриевые (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 2-3) реже натриевые (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O>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* (R a d c z .), *Pecopteris* cf. *polkinii* M o g u t s h. [Садовников, 1981]. 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 [Решения 3-го МРСС, 1981], зверинская свита сопоставляется с нижней частью нижне-индского подъяруса. Зверинская свита по своему стратиграфическому положению и составу сопоставляется с лабакской свитой Диксоновской геологической площади. Мощность зверинской свиты составляет 370–450 м, а общая мощность объединенных отложений – 540–720 м.

Бетлингская свита (T<sub>1</sub>bt) впервые выделена Г. А. Ковалевой в 1959 г. и названа по одноименному острову оз. Таймыр [Ковалева, 1965]. Свита развита в бас. рр. Аятари, Кыйда, Верх. Таймыра, где образует ядра и реже крылья синклинальных складок [Салманов, 1992]. Она сложена покровами базальтов афировых либо гломероплагиофировых, местами (гряда Ая-Бырранга) – трахибазальтов с единичными маломощными прослоями базальтовых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. При ГСР–200 в ее строении выделяются три подсвиты [Салманов, 1992].

*Нижняя подсвита* наиболее широко распространена, представлена чередующимися покровами базальтов с пойкилоофито-интерсертальной, микродолеритовой и таксито-офитовой структурами, иногда плагиофировых базальтов с редкими линзами и прослоями туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В разрезах подсвиты насчитывается от 12 до 32 и более покровов мощностью 5–50 м и 2–8 прослоев обломочных пород мощностью до 5 м. Содержание обломочных пород не превышает 5 % общего объема подсвиты. Мощность нижней подсвиты колеблется от 370–400 м на гряде Ая-Бырранга до 575 м (неполная) на р. Кыйда и 700 м на г. Ветровая.

Средняя подсвита (340 м) установлена на г. Ветровая и на гряде Ая-Бырранга (бас. р. Аятари). В основании ее залегает покров мощностью 50 м (гряда Ая-Бырранга) или пачка из пяти покровов общей мощностью 100 м (г. Ветровая) гломероплагиофировых базальтов с микродолеритовой структурой. Вышележащая часть разреза сложена 16–18 покровами плагиофировых и афировых базальтов с пойкилоофитовой и микродолеритовой структурами, разделенными 7–8 прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников. На гряде Ая-Бырранга, наряду с базальтами, присутствуют также трахибазальты (2–3 покрова). Мощность покровов от 5–7 до 10–20 м.

Верхняя подсвита распространена только в пределах гряды Ая-Бырранга (бас. р. Аятари). В основании разреза наблюдается покров гломероплагиофировых базальтов с микродолеритовой структурой, мощностью 20–25 м. Вышележащая часть состоит в основном из чередующихся покровов плагиофировых базальтов и субщелочных базальтов с пойкилоофито-интерсертальной структурой. В подчиненном количестве присутствуют трахибазальты и трахиандезибазальты (не более четырех покровов). Среди покровов отмечены единичные прослои базальтовых туфов, туфо-песчаников и туфоалевролитов. Всего в разрезе подсвиты насчитывается до 20 покровов мощностью 5–25 м и 1–4 прослоя обломочных пород мощностью 5–10 м. Мощность верхней подсвиты 390 м. Общая мощность бетлингской свиты 1000–1560 м.

В бетлингской свите за пределами района Г. Н. Садовниковым найдены остатки хвойных растений *Ouadocladus*, послужившие основанием для ее сопоставления с путоранским горизонтом Тунгусской синсклизы [Гор, 1991]. Раннетриасовый (индский) возраст свиты устанавливается по положению в разрезе (ниже фадьюкудинской свиты, которая по органическим остаткам относится к оленекскому ярусу) и на основе палеомагнитного сравнения с фаунистически охарактеризованными триасовыми отложениями мыса Цветкова. По магнитной полярности бетлингская свита Б. С. Гусевым [Государственная, 2000] параллслизустся с дооленекской частью цветковомысского разреза.

Фадьюкудинская свита ( $T_1fd$ ) выделена в 1957 г. В. А. Черепановым [Черепанов, 1957] вместо «пестроцветной толщи» И. М. Мигая [Шведов и др., 1965] и названа по р. Фадьюкуда, в верховьях которой и находится ее стратотип. Она развита в бас. верхнего течения р. Аятари, на рр. Фалабигай, Кыйда, Фадьюкуда и Митыринирку и залегает на размытой поверхности вулканогенных образований бетлингской свиты, иногда с корой выветривания. С перекрывающими отложениями свита связана постепенным переходом.

Фадьюкудинская свита сложена пестроокрашенными вишнево-красными, коричневыми, зелеными и серыми конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками. алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами, туфами и туффитами базальтов. К базальным горизонтам приурочены многочисленные шаровидные конкреции В туффитах обычны сферические и почковидные конкреции, псевдоморфозы сидерита по обломкам стволов деревьев. В районе р. Аятари и оз. Пемпил отмечены тонкие прослои углей и углистых аргиллитов.

По данным А. Ю. Егорова [Вавилов и др., 1990] в стратотипическом разрезе в верховьях р. Фадьюкуда свита разделяется на нижнюю подсвиту (250 м), сложенную вишнево-красными глинистыми алевролитами с мелкими сидеритовыми конкрециями и полимиктовыми конгломератами в основании (10 м), и верхнюю (450 м), сложенную чередованием пестроцветных песчаников, конгломератов и песчанистых алевролитов с маломощными прослоями туфов и туффитов базальтов.

В районе оз. Пемпил в породах фадьюкудинской свиты собраны остатки пелеципод Anodontophora cf. fassaensis Wis. раннетриасового возраста [Госгеолкарта – 1000/2, 2000]. На смежной с востока территории фадьюкудинская свита и се аналоги содержат богатые комплексы органических остатков (растений, моллюсков, конхострак), позволяющие отнести отложения к оленекскому ярусу [Дагис и др., 1984].

Мощность свиты, по данным А.П. Салманова и др. [Салманов, 1992], колеблется от 250 м (оз. Пемпил) до 1100 м (р. Фадьюкуда).

Мамонова свита (T1–2mm) выделена И. М. Мигаем в 1954 г. в верховьях р. Фадьюкуда и названа по ее притоку – ручью Мамонова. В сосременном понимании выделена выделена в 1957 г. В. А. Черепановым [Черепанов, 1957]. Она развита в верховьях рр. Аятари, Кыйда и Фадьюкуда, где согласно залегает на фадьюкудинской свите в осевой зоне Фадьюкудинского грабена и несогласно на бортах его. Сложена в основном песчаниками и алевролитами, окрашенными в серые и зеленовато-серые цвета. В подчиненном количестве встречаются аргиллиты, гравелиты, конгломераты, туфы, а также маломощные тела умереннощелочных базальтов. Осадочные породы имеют полимиктовый состав, в обломках преобладают базальты и долериты.

В записке к листам S-44-46 Государственной геологической карты м-ба 1:1000 000 Н. Н. Нагайцева в ее составе выделяет три толщи [Госгеолкарта 1000/2, 2000]: нижнюю (700-900 м на р. р. Фадьюкуда, Кыйда; 1150 м на оз. Пемпил и р. Фалабигай; 1324 м на р. Аятари) – сероцветных песчаников и алевролитов, углеродистых аргиллитов с прослоями туфов, туфопесчаников и потоками субщелочных базальтов; среднюю (550 м) – ритмично переслаивающихся сероцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов и конгломератов и верхнюю (более 390 м) – темно-серых и зеленовато-серых алевролитов с песчаниками и конгломератами в средней части толщи.

Непосредственно на востоке листа и листе S-47, эти подразделения выделяются М. Н. Вавиловым, Н. К. Куликовой, С. В. Головиным [Вавилов, 1990] в ранге мамоновой серии, состоящей из четырех свит: центральнотаймырской (выделена А. Ю. Егоровым, 900 м в верховьях р. Фадью-Куды, 300 м на р. Ая-Тари, 590 м – в бассейне р. Б. Боотанкаги); многовершинной (650 м в верховьх р. Фадью-Куды, отсутствует на р. Ая-Тари ); топографической (выделена А. Ю. Егоровым, 350 м – в верховьях р. р. Фадью-Куды, 650 на р. Ая-Тари, отсутствует в бассейне р. Б. Боотанкага); пемпилской (550– 570 м). Две нижние из них, в общем, сходны с двумя толщами, выделяемыми Н. Н. Нагайцевой. Топографическая и пемпилская свиты отвечают верхней толще мамоновой свиты, причем под осадками топографической свиты наблюдается размыв [Вавилов, 1990].

В так называемую мамонову свиту [Легенда к Госгеолкарте 1000/3, 2008], включено, видимо, несколько самостоятельных литостратиграфических подразделений, в том числе и пород фадьюкудинской свиты. Строение и объем этого комплекса без дополнительных исследований установить невозможно. Выделить его в ранге серии, как это сделано в объяснительной записке к листу Госгеолкарты м-ба 1:1 000 000 (лист S-47-49) [Госгеолкарта 1000/2, 1998] имело бы смысл, если бы составляющие его части имели стратиграфическое значение и тогда бы каждое подразделение должно выделяться, в соответствии со стратиграфическим кодексом, в самостоятельные свиты или толщи с новыми названиями [Вавилов и др., 1990].

Формирование осадков нижней толщи происходило в условиях трансгрессии моря с востока. На востоке района (рр. Фадьюкуда и Кыйда) они представлены морскими, а западнее (р. Аятари) – прибрежно-морскими и лагунно-континентальными фациями. Морские отложения содержат остатки пелеципод Adoiontophora aff. breviformis S p at h., A. canalensis (C at u l l o) и др. раннетриасового возраста, а лагунные – остатки гидрофитной флоры (Neocalamites sp., Tersiella sp., Taeniopteris sp., T. cf. kryshtovichii V a s s .). По всему разрезу средней толщи встречаются растительные остатки, комплекс которых близок к комплексу фадьюкудинской свиты. На основании этого нижняя и средние толщи мамоновой толщи относятся к раннему триасу и параллелизуются с цветковомысской, восточнотаймырской, ыстыннахской и прибрежнинской свитами Восточного Таймыра.

Верхняя толща (топографическая и пемпилская свиты) в нижней части характеризуется двустворками и гастроподами среднетриасового возраста. В верхней части отмечается много углистого растительного детрита и остатки листовой флоры, которые по заключению Г. Н. Садовникова [Садовников, 1981], близки кейперским (верхи среднего – начало позднего триаса). Тем не менее М. Н. Вавилов и др. [Вавилов и др., 1990] считают, что возраст верхней толщи неясен. Формирование осадков третьей толщи происходило в межгорных впадинах в лагунно-континентальных и континентальных условиях [Грамберг и др., 1967, 1971].

Широкое распространение *Taeniopteris* и положение мамоновой свиты в общем разрезе позволяют относить ее к раннему-среднему триасу. Верхняя часть свиты синхронизируется по времени с началом формирования умереннощелочных средне-кислых вулканитов аятаринской свиты.

Расчетная мощность свиты, по В. Н. Егорову, варьирует в следующих пределах: р. Аятари – 2070 м, р. Б. Боотанкага – 680 м, ручей Малый – 1705 м, ручей Многовершинный – 1712 м.

Обшая мощность свиты оценивается в 2200 м.

Аятаринская свита (T<sub>2-3</sub>(?)at) впервые закартирована Г. И. Степановым в 1963 г. как толща трахитов. Впервые как свита, согласно залегающая на бетлингской свите базальтов, выделена Н. Н. Нагайцевой [Решения, 1981]. Определения возраста кислых лав калий-аргоновым методом в 160– 180 млн лет позволили ряду исследователей рассматривать их как интрузии, внедрившиеся в юрское время [Вавилов и др., 1990].

Свита развита в бассейне р. Аятари и в Дюмталейской синклинали в южной части листа. Она несогласно залегает на фадьюкудинской или бетлинской свитах раннего триаса. Аятаринская свита сложена в основном покровами трахитов, в подчинённом количестве встречаются трахиандезиты, трахириодациты, трахиандезибазальты, субщелочные базальты. В меньшей степени присутствуют риолиты, туфы риолитов и базальтов, туфобрекчии.

На междуречье Верх. Таймыра и Аятари (г. Исток р. Худая) вулканиты аятаринской свиты (обр. BT-43, BT-43-1) представлены трахитами и трахиандезитами с порфировой и ортофировой структурой. Порфировые вкрапленники (до 5 % от объема породы) представлены идиоморфными зернами доминирующего зонального калиевого полевого шпата – в центральной части высокотемпературным ортоклазом (санидином), а по периферии анортоклазом -, более редкими призмами олигоклаз-альбита с неясно выраженным полисинтетическим двойникованием, призматическими фенокристами клинопироксена (диопсид-эгирина), а также (?), короткопризматическим, оливином интенсивно резорбированным вулканическим стеклом и псевдоморфно замещенным агрегатом карбоната, пелитоморфного магнетита. Мелкозернистый мезостазис хлорита, С ортофировой структурой сложен доминирующими короткопризматическими ортоклаза изометрично-прямоугольными зеренами (75-80%),И сочетающимися с призмочками полисинтетически сдвойникованного кислого плагиоклаза, обогащенного калием (анортоклаза) 10-13% И мелкопризматическим в различной степени хлоритизированным клинопироксеном (1–2%). Рудная минерализация представлена густой, равномерно рассеянной вкрапленность идиоморфных мелких ильменитовых зёрен с вкраплениями более крупных зёрен магнетита, гематита и ксеноморфных зёрен пирита.

На TAS-диаграмме пробы пород аятаринской свиты (Приложение 13) попадают в поля низкотитанистых трахитов (ВТ–43) и трахиандезитов (ВТ–43–1).

Геохимические параметры горных пород свиты, полученные только для образнов (BT-43 BT-43/1), двух И приведены при описании ликарабигайского комплекса. являюшегося ее комагматом. в разделе «Интрузивный магматизм». Характерна достаточно резкая дифференцированность по РЗЭ с четко выраженной отрицательной Nb-Ta аномалиией, характерной для продуктов надсубдукционного магматизма. Внутриплитное мантийное происхождение исходного расплава не вызывает сомнений. олнако какую-то роль в магмогенерации вилимо играл истощенный материал нижней коры.

Как и дикарабигайский комплекс, аятаринская свита обогащёна Pb, в меньшей степени As и Ag. Кроме того, присутствует аномалия по Au.

Средне-позднетриасовый возраст свиты устанавливается на основании данных абсолютного возраста. Возраст кислых лав, определенный калийаргоновым методом, равен 220±10 млн лет. [Государственная..., 2000]. При определении возраста трахитов (пробы ВТ–43 и ВТ–43–1 из коллекции А. П. Романова, 2013 г.) U-Pb методом в ЦИИ ВСЕГЕИ были получены датировки, соответствующие 236 ±3 и 238 ±2 млн лет. С аятаринской свитой параллелизуются по времени формирования штоки монцогаббро-граносиенитов дикарабигайского комплекса, а также экструзивные образования, вскрытые скважиной ТП–55 над интрузией данного комплекса.

Мощность аятаринской свиты на Озеротаймырской геологической площади достигает 550 м.

## 1.5. ЮРСКО – МЕЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Юрские и меловые отложения единично развиты в пределах Таймырской складчато-надвиговой системы и целиком выполняют Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП), занимая около трети территории листа. Значительный по времени перерыв в осадконакоплении (палеоген и неоген) обусловил глубокий эрозионный срез юрско-меловых отложений не только в Горном Таймыре, но и в прибортовых частях ЕХРП. На большей части прогиба мезозойские осадки перекрыты четвертичными отложениями. По данным единичных сейсмических профилей МОВ, мощность юрско-меловых осадков в пределах ЕХРП на листе S-46 достигает 6-6,5 км [Кузнецов, 2001; Ларичев и др., 2007]. В соответствии с принципами геологического (структурно-фациального) районирования, по типам разрезов юрско-меловых отложений территория листа подразделена на три геологических района: Северо-Карский, Таймыро-Североземельский и Усть-Енисейский.

# 1.5.1. СЕВЕРО-КАРСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

**Меловые отложения нерасчлененные (**<sup>®</sup>**K**) выделены на мелководной акватории Карского моря по данным ГК–1000 второго издания [Государственная, 2000]. По материалам смежного с севера листа [Качурина, Макарьев и др., 2013], в южной части акватории Карского моря залегают отложения, отвечающие сейсмокомплексу <sup>®</sup>К мелового возраста с принятыми для него скоростями (Vг) 2,4–2,5 км/с. На суше, прилегающей к площади листа с востока, объему сейсмокомплекса отвечают отложения шренковской и траутфеттерской свит ранне-позднемелового возраста [Качурина, Макарьев и др., 2013]. С запада и северо-запада от границ листа породы сейсмокомплекса закартированы на о-вах Арктического Института и Сергея Кирова. В составе сейсмокомплекса преобладают глины, алевриты темноцветные, песчаники и пески с прослоями бурых углей, реже конгломератов [Качурина, Макарьев и др., 2013.

На островах южной части Карского моря в низах разреза преобладают глинистые алевриты, сменяющиеся выше песчанистыми алевритами и мелкозернистыми кварцевыми песками и песчаниками. По всему разрезу наблюдаются скопления обломков обугленной древесины и линзы бурого угля мощностью до 0,3–0,4 м, редко до 1,5 м. Эта часть разреза по палинокомплексам отнесена к апту. Выше залегают песчанистые и глинистые серо-черные алевриты и пески, среднезернистые полевошпатово-кварцевые. В песках присутствуют маломощные (до 0,5 м) прослои известковистых песчаников и конгломератов с обломками древесины и включениями угля. Альбский возраст этих отложений определяется по палинокомплексам. Верхи нижнемеловых отложений (не исключен и сеноманский возраст) описаны на островах Арктического Института, где обнажены серые пески с прослоями (до 0,7 м) конгломератов, содержащих скопления обугленной древесины и обломков янтаря [Государственная, 2000].

В одной из последних работ [Кулаков и др., 2002] породы мелового сейсмокомплекса вскрыты буровыми скважинами на п-ове Михайлова и прилегающей акватории (около 100 км к юго-западу от границы листа). Здесь под чехлом кайнозойских отложений в интервале глубин от 66 до 102 м над у. м. описаны пески полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, от тонко- до среднезернистых, включающие обильную (до 40%) крошку углистого вещества и бурых углей. Пески содержат прослои (0,5–1 м) глин коричневых и черных плотных жирных пластичных. Вблизи забоя скважин вскрыты песчаники слабо уплотненные с глинисто-карбонатным цементом и примесью гравийных зерен кварца и вулканитов. Мощность видимой части разреза до 36 м.

Мощность сейсмокомплекса, по данным [Качурина, Макарьев и др., 2013] составляет 150–400 м.

## 1.5.2. Таймыро-Североземельский геологический район

Юрско-меловые отложения данного района единично встречены на побережье Карского моря, в долине р. Мамонта, прорезающей западную оконечность Шренк-Мамонтовской впадины, и в верховьях р. Коломейцева. По единичным коренным выходам здесь установлены малиновская, шренковская и траутфеттерская свиты.

Малиновская свита (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>ml) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым по керну скважин 176 и 184 в нижнем течении р. Малиновского, где и находится стратотип свиты [Седов и др., 1989]. Свита с размывом залегает на породах верхнего рифея и реже (со стратиграфическим несогласием) – на унгинской свите ранне-среднеюрского возраста. На характеризуемой площади, в приустьевых частях pp. Каменная и Толлевая, на западном берегу бух. Западная п-ова Заря, на метаморфизованных породах венда-кембрия в элювиальных развалах наблюдаются горизонтально залегающие алевриты и глины [Государственная, 1976], с прослоями (10-15 см) песчаников и алевролитов полимиктовых желто- и серовато-коричневых плитчатых. Песчаники содержат обломки углефицированной древесины, остатки листовой флоры и прослой (0,3-0,5 м), состоящий из обломков и крошки бурых углей. В песчаной фракции, помимо кварца, отмечаются обломки кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, кварцитов, кремнистых пород, кислых эффузивов. В тяжелой фракции преобладает ильменит, присутствуют гранат, циркон, турмалин, ставролит, титанистые минералы. Цемент глинистый, реже карбонатный, среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и каолинит, реже смектит-хлорит. В песчаниках определены единичные формы спор и пыльцы юрского возраста [Государственная, 1989]. По сходству вещественного состава описанные породы отнесены к малиновской свите, широко развитой на смежной с востока площади [Седов и др., 1989]. Мощность 10-20 м.

Шренковская свита (K<sub>1</sub>šr) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым и названа по р. Шренк, где она обнажена в бортах долины реки и вскрыта скважинами картировочного и поискового бурения. Стратотип ее описан по керну скв. К-1 [Седов и др., 1989] восточнее границ листа вблизи слияния рр. Шренк и Мамонта.

Шренковская свита согласно залегает на малиновской свите или с размывом – на породах фундамента. В пределах листа выходы свиты известны в межгорной впадине, дренируемой рекой Мамонта. Она сложена песками, алевритами, глинами, бурыми углями, мощность не более 10 м. Возраст определен как раннемеловой (барремский-альбский) по аналогии со стратотипическим разрезом в скв. К–1.

**Траутфеттерская свита** ( $K_{1-2}tr$ ) 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 [Седов и др., 1989]. На дневной поверхности свита вскрывается в верховьях р. Коломейцева, где, по данным [Государственная, 1962], она представлена кварцевыми песками с маломощными прослоями глин и алевритов, с включениями углистых частиц и гальками метаморфизованных сланцев и гранитоидов. В песках выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором содержатся споры *Coniopteris taimyrensis* К. – М., *Polypodium ovoides* К. – М., *Aneimia tricostata* Bolch., *Hausmannia anonyma* Bolch. и пыльца *Podocarpus cretacea* Naum., *Pinus silvestris* L. *Pinus* подрода *Haploxylon*. Эти формы характеризуют переходные слои от нижнего к верхнему мелу и не противоречат раннепозднемеловому (альбский-сеноман) возрасту траутфеттерской свиты. Мощность свиты 15 м.

## 1.5.3 Усть-Енисейский геологический район

Стратиграфические подразделения юрской и меловой систем Усть-Енисейского района отвечают разрезам Пясинской геологической площади. В тектоническом отношении она соответствует крупным структурам ЕХРП: Янгодо-Гобитскому мегавыступу, Южно-Таймырской мегамоноклинали, Агапскому мегапрогибу, последний образован наиболее полным разрезом юрско-меловых осадков.

Геологическая интерпретация сейсмогеологических комплексов ЕХРП в последние годы проведена Л. Л. Кузнецовым [2001], Л. А. Пантелеевой [2002], А. И. Ларичевым и В. И. Чекановым [2007], с учетом данных скважин, пробуренных на территории ЕХРП. Глубокие параметрические скважины на территории листа отсутствуют, поэтому для характеристики юрско-мелового разреза привлечены данные скважин с сопредельных территорий: Логатской (Лгт)–361, Средне-Пясинской (СПс) –1, –2, Рассохинской (Рсс)–1, Тундровой (Тнд)–1 и Волочанской (Влч) –1, –2, Новой–1, расположенных в 60–80 км к востоку, юго-западу, югу и юго-востоку от границ листа.

### Пясинская геологическая площадь

Мощность юрско-мелового разреза на Пясинской геологической площади, по данным сейсморазведочных работ, достигает 6–6,5 км. Нижняя часть разреза образована нижнеюрскими зимней, левинской, шараповской, китербютской свитами, нижне-среднеюрской надояхской, среднеюрскими лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевская свитами, а также гольчихинской свитой, датируемой средней юрой-ранним мелом. Нижнемеловая часть разреза представлена 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 полотне геологической карты 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 [Карцева и др., 1971]. Свита согласно залегает на нижележащих отложениях. В разрезах, вскрытых скважинами Тнд–1 и Влч–1 южнее листа S–46, она сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками, тонко переслаивающимися между собой, 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 [Ларичев, 2007]. Палинологические данные из верхней части свиты или ее аналогов указывают на плинсбах (по данным [Ларичев, 2007] – низы верхнего плинсбаха). Возраст свиты принят как геттанг-раннеплинсбахский. Мощность зимней свиты изменчива – от первых десятков метров до 274 м (скв. Влч–1) и 353 м (скв. Тнд–1) на Рассохинском мегавалу.

*Левинская свита* выделена по скв. Малохетской-P–10 [Байбородских и др., 1968]. 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. Свита образована однородной толщей аргиллитов с редкими тонкими прослоями алевролитов и песчаников в верхней части свиты.

Возраст пород на основании находок двустворок, фораминифер, споропыльцевому комплексу датируется как ранне-позднеплинсбахский [Кузнецов, 2001] (по другим данным [Ларичев, 2007] – средняя часть верхнего плинсбаха). Мощность свиты оценена в 200–270 м по разрезам скважин на Рассохинском мегавалу.

Левинскую свиту в пределах ЕХРП согласно перекрывает джангодская свита, выделенная по скв. Малохетской-Р–10 [Байбородских и др., 1968]. Традиционно на всех площадях ЕХРП джангодская свита четко разделяется на три толщи (или подсвиты). В соответствии с Решением 6-го Межведомственного стратиграфического совещания [Решения, 2004] эти три подсвиты переведены в разряд самостоятельных свит – шараповскую, китербютскую и надояхскую.

Шараповская свита выделена вместо нижней подсвиты джангодской свиты со стратотипом по скв. Малохетской-Р–10 [Байбородских и др., 1968]. 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, остракод, спор и пыльцы она отнесена к верхней части верхнего плинсбаха [Ларичев, 2007]. Мощность свиты 100–200 м, в осевых частях впадин до–255 м.

Китербютская свита (ранее – средняя подсвита джангодской свиты) залегает на шараповской согласно, стратотип ее находится в скв. Малохетской-P–10 [Байбородских и др., 1968]. В пределах ЕХРП она соответствует одноименному горизонту и служит хорошим литологическим репером. Свита сложена темно-серыми до черных, тонкоплитчатыми каолинит-хлоритгидрослюдистыми аргиллитами или тонко отмученными глинами с фосфатными желваками и карбонатными конкрециями, в мелководных фациях – с линзовидными скоплениями раковин двустворок и ростров белемнитов, сосредоточенных в верхах свиты [Ларичев, 2007]. Возраст свиты – низы нижнего тоара, мощность 20–60 м.

Надояхская свита (ранее – верхняя подсвита джангодской свиты). В качестве стратотипа принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной по скв. Малохетской–10-Р [Байбародских и др., 1968], в самостоятельную свиту выделена по предложению Ф. Г. Гурари с соавторами (1988 г.). Свита образована тонко переслаивающимися песчаниками, темно-серыми глинистыми алевролитами и аргиллитами. Возраст свиты по морским двустворкам и фораминиферам ограничен верхами нижнего тоара – низами нижнего аалена. Мощность свиты оценивается в 185–300 м, а суммарная мощность объединенных отложений зимней – надояхской свит варьирует от 780 до 1240 м.

Лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты объединенные ( $J_2ld \div ml$ ) – только на разрезе. Стратотипы свит установлены в разрезах скважины Малохетской – 10-Р на одноименной площади в низовьях р. Енисей [Байбародских и др., 1968, Булынникова и др., 1970]. Их развитие предполагается в Турку-Логатском мегапрогибе на основании данных сейсмопрофилирования и разрезов скважины Рсс–1, где они наиболее полно представлены. К северо-востоку от границ листа (скв. Лгт– 361) мощность перечисленных свит сокращена.

Лайдинская свита согласно залегает на надояхской свите, 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 мелкие двустворки.

По современным данным [Ларичев, 2007] на основании двустворок, фораминифер и остракод лайдинская свита отнесена к верхней половине нижнего – низам верхнего аалена. Она сопоставляется с апрелевской и низами арангастахской свиты, развитыми восточнее, на Нордвикской геологической площади.

Мощность свиты в скважинах южнее рамки листа (Влч–1, Тнд–1) варьирует в пределах 63–66 м, к востоку (Кубалахские и Балахнинские скважины) она возрастает до 70–100 м, а юго-восточнее (скв. Новая–1) мощность равна 124 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 установлен по фораминиферам Ammodiscus arangastachiensis Nik., Saccammina 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 южнее листа, на Тундровой площади, был определен позднеааленский комплекс фораминифер, из верхней половины - раннебайосский. Мощность свиты возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад от 100-170 м на Кубалахском и Балахнинском поднятиях до 250-320 м – на Тундровой и Волочанской площадях.

*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 [Ларичев, 2007]) дают находки в верхней ее части двустворок *Meleagrinella decostata* Goldf. на Малохетском поднятии [Байбородских и др., 1968], а также байосский комплекс фораминифер с *Trochammina praesquamata* Mjatl., *Geinizinita crassata* Gerke, *Marginulinopsis pseudoclara* Gerke et Schar. в скв. Блх–1 на Балахнинской площади. 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 возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад от 100–140 м на Кубалахском и Балахнинском поднятиях до 217 м – в скв. Рсс–1, где свита вскрыта на полную мощность.

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 склонах Балахнинского и Волочанского мезовалов, расположенных восточнее и южнее границ листа, свита размывом перекрыта нижнемеловыми осадками.

Из отложений свиты на смежной с востока территории, в Логатской и Кубалахских скважинах, определены характерные байос-батские комплексы фораминифер *Recurvoides anabarensis* Basov et A.Sok., *Trochammina praesquamata* Mjat1., *Marginulinopsis pseudoclara* Gerke et Schar. и др. [Пантелеева, 2002]. Они дополняются фаунистическими остатками, найденными юго-западнее листа S-46, в разрезе скв. Рсс-1: аммонитом *Cranocephalites* (?) sp. juv., комплексами моллюсков с *Malletia valga* Schur., *Meleagrinella* cf. *ovalis* Phill., *Tancredia subtilis* Lah., *Retroceramus* sp.; фораминиферами Saccammina compacta Gerke, Ammodiscus arangastachiensis Nikit., *Recurvoides anabarensis* Basov et Sok. Приведенные формы также свидетельствуют о байос-батском возрасте свиты, что подтверждается комплексом миоспор [Карцева, 1971; Ларичев, 2007].

Мощность свиты изменяется в широких пределах. В пределах Пясинской геологической площади мощность свиты, по разным оценкам, от 250 до 340 м (в скв. Рсс–1 полная мощность равна 337 м). В восточном и юго-восточном направлении от границ листа, в разрезах скважин на Кубалахском и Балахнинском поднятиях, она возрастает до 660 (скв. Кбл–1), 800 (скв. Блх–1) и 1240 м (Новая–1).

Таким образом, суммарная мощность лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской свит, с учетом разрезов скважин и данных сейсмопрофилирования на смежных площадях, для листа S-46 принимается в диапазоне 500-1000 м.

Гольчихинская свита  $(J_2-K_1gl)$  – только в разрезе. Свита выделена Д. П. Куликовым в 1989 г. [Куликов, 1989]. На площади смежного листа S-47 свита описана в разрезе скв. Лгт-З61 и в пределах Кубалахского поднятия (скв.

Кбл-1, Кбл -359), в сводовой части Балахнинского мезовала 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-слюдистого материала, с включениями сидерита, пирита и пиритизированных водорослей.

Стратиграфический объем свиты вызывает разночтения [Шурыгин, 2000: Ларичев, 2007]. В западной части Усть-Енисейского района она сопоставляется с дерябинской свитой (келловей-берриас) или с точинской, сиговской и яновстанской свитами южных районов прогиба [Куликов, 1989]. Данные о возрасте свиты в интервале келловейский-волжский ярусы основаны на находках органических остатков в скважинах ЗКбл-359, Лгт-361, Мсс-363 на сейсморазведочных площадях в пределах смежного листа S-47 [Пантелеева, 2002]. Нижнекелловейские виды фораминифер представлены Recurvoides singularis Lutova, R. sherkalvensis Levina, Dorothia insperata Bylin. Среднекелловейский возраст определен на основании находок характерных аммонитов: Bondiceras sp. indet., Ouenstedtoceratinae. Выше по разрезу определены средне-верхнекелловейские двустворки Meleagrinella cf. ovelia (Phill.), Entolium cf. demissum (Phill.) и фораминиферы Lenticulina cf. narikariensis Putrja, Astacolus lectae Lutova. Слои, переходные от верхнего келловея к верхнему оксфорду, выявлены по двустворкам *Thracia* cf. scythika (Eichw.), Meleagrinella cf. ovalis (Phill.). Оксфорд-кимериджский возраст определен по аммонитам Amoeboceras sp., Amoeboceras (Amoebites) aff. kitchini Salf. Слои волжского возраста определены по характерному виду Ammodiscus zaspelovae Kozir. Присутствие в разрезе скважин пород берриасского возраста не обнаружены, возможно, они размыты. Хотя наличие нижней части берриаса в верхах свиты признается большинством исследователей [Кузнецов, 2001; Пантелеева, 2002; Ларичев, 2007; Ларичев, Чеканов, 2011].

Мощность свиты в скв. Лгт–361 составляет 710 м, в скв. Новая–1 – 644 м, на склонах поднятий она меняется от 385 до 850 м. Таким образом, мощность свиты в пределах листа принимается в пределах 650–850 м.

Нижнехетская и суходудинская свиты объединенные (K<sub>1</sub>*nh*+*sd*) – только на разрезе.

Нижнехетская свита выделена в 1967 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной [Решения и труды, 1969]. Стратотип свиты выделен в разрезе Малохетской скважины 10-Р. Свита с размывом залегает на нижележащих породах гольчихинской свиты, сложена светло-зеленовато-серыми и серыми алевролитами, алевритами и глинами. Наблюдаются редкие прослои серых песчаников.

Возраст свиты в стратотипическом разрезе по фораминиферам, аммонитам, двустворкам определен как берриасский ярус (верхняя его часть) – нижневаланжинский подъярус [Ларичев, 2007]. Мощность свиты восточнее границ листа, на Логатской и Кубалахской площадях, колеблется в пределах 52–70 м, а юго-западнее, в скв. Рсс–1 и СПс–1 она варьирует от 68 до 188 м. Мощность свиты для листа S–46 принята в диапазоне 50–190 м.

Суходудинская свита выделена Н. И. Байбародских и др. в 1967 г. и названа по р. Сухая Дудинка. Стратотип находится на р. Дудинка [Решения 3-го, 1981, Карцева, 1985]. Она залегает на нижнехетской свите согласно, сложена морскими и прибрежно-морскими песками и алевритами серого и темносерого цвета с подчиненными пачками и прослоями алевролитов и глин и с редкими маломощными прослоями угля, конкрециями пирита, сидерита. Поздневаланжинский – раннеготеривский возраст свиты обоснован споровопыльцевыми комплексами и фораминиферами [Карцева, 1971, 1974].

Мощность свиты на описываемой геологической площади, по данным скважин на сопредельных площадях (Рсс-1, СПс-1), колеблется в пределах 170–190 м.

Комплекс пород, отнесенный, с долей условности, к *объединенным ниж*нехетской и суходудинской свитам, вскрыт несколькими картировочными и поисковыми скважинами, пройденными вдоль северной периферии ЕХРП в бассейнах pp. Аятари и Луктах (ЦТ-1, ЛП-2, ЛП-4). В скв. ЦТ-1 эти образования залегают в интервале глубин 177,5–502 м, подошва их не достигнута. В скв. ЛП-2 и ЛП-4 объединенные отложения залегают на пермских или триасовых породах на глубинах, соответственно, 338–385 м и 414–816 м. Объединенные отложения образованы песками, алевритами, глинами, алевролитами, песчаниками. Породы содержат включения угольной крошки, обугленных растительных остатков, раковин пелеципод.

Вблизи кровли песчаников в скв. ЛП-2 определена Buchia volgensis (Lahusen, 1888), указывающая на принадлежность пород к верхнему берриасу (определение Т. Н. Богдановой, ВСЕГЕИ). В нижней части разреза скв. ЦТ-1 из конкреций песчаников в алевритах определены двустворки Buchia inflata (Lah.), B. keyserlingi (Traut.), Entolium demissum (Phillips), Comptonectes (Boreionectes) impresialis asiaticus (Zakh.) нижнего валанжина [Салманов и др., 1992]. В вышележащих песках обнаружен спорово-пыльцевой комплекс раннемелового облика. Он характеризуется преобладанием пыльцы (80%) над спорами. Доминирует двухмешковая пыльца хвойных, особенно Protoconiferus flavus Bolch., Pseudopicea magnifica Pokr., P. variabiliformis (Mal.) Bolch., Pinus divulgata Bolch. Второстепенное значение имеет пыльца Ginkgocycadophytes sp. и Cycadophytes sp. Споры представлены Coniopteris sp., Lygodium gibberulum var. minor K.-M., L. asper Bolch., L. echinacium Verb., Trilobosporites apiverrucatus Coup. Показательно присутствие вида Lygodium var. minor К.-М., характерного для нижнего валанжина в Малохетском районе.

Мощность объединенных отложений нижнехетской и суходудинской свит-220-400 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. [Сакс, Ронкина, 1957] в нижнем течении р. Енисей, где были описаны их стратотипы: для первой из них стратотипическим принят разрез Малохетской скважины 1-Р в интервале

глубин 698–383 м, для второй – в Яковлевской скважине 1-Р в интервале 1310–752 м.

В пределах листа S-46 объединенные отложения вскрыты картировочными и поисковыми скважинами, пройденными вдоль северной периферии EXPП в бас. pp. Bepx. Таймыра и Луктах, где они слагают среднюю и верхнюю часть разреза нижнемеловых пород на Янгодо-Гобитском мегавыступе и Южно-Таймырской мегамоноклинали. В наиболее глубокой части EXPП, в пределах Агапского мегапрогиба, эти свиты предполагаются по данным параметрических скважин на сопредельных площадях (Лгт-361, Кбл-359 – с востока, Новая–1 – с юго-востока, СПс–1 – с юго-запада). В составе объединенных свит доминируют песчаники и пески, в подчиненном количестве присутствуют алевролиты и аргиллиты, конгломераты, гравелиты, пласты бурых углей.

Малохетская свита согласно залегает на суходудинской. Восточнее листа S-46, на Кубалахском поднятии, свита сложена преимущественно песчаниками серыми, мелкозернистыми, кварц-полевошпатовыми, слабосцементированными, с прослоями крепких известковистых песчаников. Характерным признаком малохетской свиты являются каолинизированные песчаники. В скважине 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 прослои гравийно-галечного материала и линзы углей. Позднеготеривский – раннеаптский возраст свиты определяется растительными остатками *Podozamites reinii* Gey1., *Sphenopteris kolymensis* Pryn., *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vachr. и раннемеловыми споровопыльцевыми комплексами [Карцева, 1971; Ларичев 2007]. Мощность свиты на изученных бурением площадях с востока от границ листа составляет 106– 134 м, с юго-запада (Pcc-1, СПс-1) – 120–550 м.

Яковлевская свита залегает согласно на малохетской свите. В скважинах на Логатской и Кубалахской площадях, восточнее границ листа [Пантелеева, 2002], 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. В целом яковлевская свита относится к среднему апту – низам среднего альба [Ларичев, 2007]. Общая мощность разреза 380–454 м, в скважинах на примыкающей с юго-запада территории мощность свиты варьирует в пределах 270–295 м.

Объединенные отложения малохетской и яковлевской свит представлены в скв. ЦТ-1 на р. Неркато (правый приток р. Аятари) [Государственная, 1997, 2000]. К ним же, по сходству вещественного состава и строения разреза (палеонтологическая характеристика отсутствует), отнесены отложения, вскрытые в скв. ТП-38, 39 вблизи устья р. Кыйда, ЛП-2 и ЛП-4 – в бас. р. Луктах [Кокорин и др., 1998, 2002]. В скв. ЦТ-1 в интервале глубин 56,3–177,5 м объединенные свиты представлены песками алевритистыми и глинистыми с редкими маломощными прослоями као-линитовых глин. В основании ее присутствует слой (1,5 м) песков с гравием и мелкой галькой кварца, аргиллитов, алевролитов, долеритов, роговиков, трахитов. Пески содержат обломки угля, унифицированной древесины и тонкие прослои, обогащенные растительным детритом. В средней части разреза отмечен пласт сидеритолитов мощностью 1,4 м.

В скв. ТП–39 на р. Накат, левом притоке р. Кыйда, в интервале глубин 43,3–252 м выше нижнекаменноугольных известняковых брекчий залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты серые с дресвой и щебнем известняков и прослоями (5-10 см)	5.0
бурых углей	5,2 м
2. Песчаники и алевролиты серые, ритмично переслаивающиеся с полимикто-	
выми гравелитами	7м
3. Угли бурые, матовые	6,4 м
4. Песчаники разнозернистые серые с прослоями алевролитов, гравелитов и	
конгломератов, с тонкими линзочками бурых углей	14,5 м
5. Угли бурые черного цвета, матовые	.6,3 м
6. Песчаники, алевролиты, бурые угли, переслаивающиеся между собой	12,6 м
7. Конгломераты и гравелиты полимиктового состава	5 м
8. Песчаники и алевролиты полимиктовые серые с редкими прослоями поли-	
миктовых гравелитов и бурых углей1	44,8 м
9. Глины черные, песчаники и алевролиты серые, переслаивающиеся между со-	
бой	6,9 м

Мощность отложений 208, 7 м.

В скв ТП–38 в разрезе исчезают гравелиты и конгломераты, а также мощные пласты углей, разрез существенно песчано-алевритовый с мощной пачкой песчаников (до 64 м) в нижней части. Мощность объединенных отложений в скважине ТП–38 около 300 м, а в скв. ЛП–4 – 388 м.

Глины из скв. ЦТ–1 характеризуются каолинитовым составом (70–85%) с примесью монтмориллонита и реже гидрослюды. Легкая фракция песков состоит (в %) из кварца (33–62) и калиевых полевых шпатов (35–65), тяжелая фракция представлена гранатом (16–50), эпидотом (17–38), черными рудными (17–30).

В скв. ЦТ-1 выявлен спорово-пыльцевой комплекс, для которого, по заключению Л. Н. Демченко (ВНИИОкеангеология), характерно преобладание пыльцы хвойных с развитыми воздушными мешками. Среди спор доминируют схизейные Cicotricosisporites australensis (Gook.) Pot., C. tersus (Bolch.) Chl., Schizaea cetra Bolch., встречаются глейхениевые (Gleicheniidites senonicus Ross., G. umbonatus Bolch., G. latifolius Dor., Plicifera decora (Chl.) Bolch.). Присутствуют споры Polypodiacea (Laevigatospotites sp.), (Sphagnumsporites sp.). Характерно наличие сфагновых MXOB спор Rouseisporites reticalatus Poc., Tripordetes radiatus (Det.) Plauf., обычных для конца раннего мела. В целом комплекс характеризует верхнюю часть нижнего мела. Близкий по составу палинокомплекс выделен из пород яковлевской свиты в низовьях р. Верх. Таймыра [Межубовский и др., 2001]. В

западной части EXPП возраст яковлевской свиты определен позднеаптским – раннеальбским по комплексу песчанистых фораминифер с Haplophragmoides nonioninoides Reuss., H. angusticularis 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. [Kapцева, 1974; Чирва, 1978].

Суммарная мощность отложений малохетской и яковлевской свит на Пясинской геологической площади, с учетом всех имеющихся данных по разрезам скважин, оценена в 400–850 м, в северном борту ЕХРП она сокращается до 200 м.

Долганская свита ( $K_{1-2}dl$ ) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в скважине 117-К Долганской площади [Байбородских и др., 1968]. На рассматриваемой территории она согласно залегает на яковлевской свите и на поверхности везде с размывом перекрывается четвертичными отложениями. К востоку от границ листа она вскрыта скважинами на Логатской и Кубалахской площадях [Пантелеева, 2002], а юго-западнее – в скв. СПс–1, –2 и Рсс–1 [Ларичев, 2007]. Свита сложена преимущественно полимиктовыми песками зеленых оттенков с резко подчиненными прослоями песчаников, алевролитов, глин и глинистых алевритов, 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 [Ларичев, 2007] – верхи среднего альба – средний сеноман) установлен на сопредельных территориях по споропыльцевым комплексам и редким иноцерамам [Карцева, 1971; Ларичев, 2007].

Мощность долганской свиты в разрезах Логатской и Кубалахских параметрических скважин составляет 270–305 м, к юго-западу от границ листа она колеблется в пределах 290–520 м. Общая мощность свиты оценена в 270– 520 м.

Дорожковская свита ( $K_2 dr$ ) выделена А. А. Булынниковой и др. и названа по оз. Дорожкова в бас. р. Турухан [Булынникова и др., 1970]. Восточнее границ листа свита фиксируется в скважинах в пределах Кубалахского поднятия, а юго-западнее – в скв. СПс–1, –2 и Рсс–1. Свита состоит из глин и алевритов с редкими прослоями песков, песчаников и фосфоритов. Свита сформирована в условиях мелководного шельфа.

Возраст свиты обоснован в западной части ЕХРП по находкам двустворок, фораминифер, диноцист, по обедненным палинокомплексам и принят большинством авторов как ранний турон [Государственная, 2000]. В работе [Ларичев, 2007] приводится более широкий возрастной диапазон – верхний сеноман-низы среднего турона. Мощность свиты оценивается в 70–105 м.

**Насоновская свита** (**K**<sub>2</sub>*ns*) выделена Г. Н. Карцевой в 1969 г. [Карцева и др., 1971] в низовьях р. Енисей, стратотипическая местность – район пос. Насоновск. Ранее характеризуемые отложения относились к нижней подсвите мессояхской свиты. На смежной с востока территории свита вскрыта скважи-

нами на Логатской и Кубалахской площадях [Пантелеева, 2002], с юго-запада – в скв. СПс–1, –2 и Рсс–1. 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, пелеципод. 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 [Государственная, 2000]. По другим данным, нижняя граница свиты опускается до верхов среднего турона [Ларичев, 2007]. Мощность свиты восточнее листа варьирует от 360 до 600 м, в скв. СПс-1 она равна 370 м.

Салпадаяхинская и танамская свиты объединенные (K<sub>2</sub>sl+tn) выполняют верхнюю часть разреза под покровом четвертичных образований в югозападной части листа, показаны на карте и разрезе объединенными в силу их небольших мощностей и недостаточных данных о площадном распространении. Восточнее границ листа обе свиты выявлены в скв. Лгт–361, ВКб–357, ЗКбл–359 [Пантелеева, 2002], а юго-западнее – в скв. СПс–1, –2.

Салпадаяхинская свита выделена вместо средней и верхней подсвит мессояхской свиты в низовьях р. Енисей [Решения 3-го, 1981]. Стратотип свиты находится на р. Салпадаяха – притоке р. Енисей в нижнем ее течении. Она залегает согласно на насоновской свите, сложена преимущественно глинами с прослоями алевритов. Глины светло-серые, серые, обогащены оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд, в основании – фосфатный горизонт. Алевриты серые, зеленовато-серые, прослоями глауконитовые, со стяжениями фосфатов и сидерита. Возраст свиты на основании находок аммонитов определен как кампанский [Ларичев, 2007]. Мощность ее меняется от 70 до 114 м.

Танамская свита выделена коллективом авторов в 1967 г. и названа по р. Танама, правому притоку р. Енисей в нижнем его течении [Байбородских и др., 1968]. Стратотип свиты установлен в Большехетской скважине 14-БХ. Залегает на салпадаяхинской свите согласно, кровля размыта. На Пясинской геологической площади она вскрыта теми же скважинами, что и салпадаяхинская свита, и состоит из песков и алевритов с прослоями глин. В песках и алевритах присутствуют линзы и стяжения известковистых и сидеритизированных алевролитов и песчаников. В основании разреза наблюдаются прослои фосфоритов желвакового типа. Маастрихтский возраст свиты установлен по находкам аммонитов, пелеципод, диноцист и спорово-пыльцевому комплексу в стратотипической местности. Мощность танамской свиты в скважинах 100 м (СПс–1), 108 м (ЗКб–359), до 307 м (Лгт–361), а мощность объединенных отложений составляет 170–420 м.

# 1.6 КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Толща кайнозойских отложений в пределах территории листа S-46 залегает на расчлененной поверхности более древних пород. В горах Бырранга и в прибрежной части Карского моря ее распространение прерывисто, а мощность колеблется от 0 до 50 м. В пределах Северо-Сибирской низменности кайнозойские отложения образуют сплошной покров мощностью более 200 метров. Подстилающие породы, в основном юрской и меловой систем, в пределах низменности вскрываются в скважинах и, изредка, в эрозионных врезах речных долин. В пределах территории установлены отложения всех трех систем кайнозойской эратемы — палеогеновой, неогеновой и четвертичной. Палеоген-миоценовые образования зафиксированы только в Северосибирском геологическом районе, охватывающем южную половину листа. Для плиоцен-четвертичных отложений проведено отдельное районирование

## 1.6.1 Северосибирский геологический район.

## Палеогеновая система

Палеогеновые отложения, относящиеся к верхней его части, на дневной поверхности не наблюдались и описаны только по данным картировочных скважин.

Олигоцен (Р<sub>3</sub>) вскрыт в скв. ЦТ-3 на правом берегу р. Верх. Таймыра вблизи устья р. Худая в интервале глубин 111,4–174,5 м [Салманов и др., 1992]. Породы, сходные по вещественному составу и характеру чередования пластов, предположительно вскрыты в скв. ТП-38 на участке между устьями рр. Кыйда и Худая. Представлены они чередующимися песками, глинами, реже – алевритами с редкими маломощными пластами бурых углей и известняков. Подошва их в скв. ЦТ-3 не вскрыта, а в скв. ТП-38 они залегают на нижнемеловых осадках. Пески по составу кремнисто-кварцевые, в тяжелой фракции доминируют ильменит и марказит, в ассоциацию входят эпидот, лейкоксен и циркон. Глины известковистые каолинитовые и реже полимиктовые слюдистые, с включением конкреций марказита, углефицированных растительных остатков и пропластков (5-30 см) бурых углей. Известняки песчанистые массивные с пустотами, заполненными сульфидами. По соотношению поглощенных катионов глины образованы в бассейне с неустойчивым гидрохимическим режимом (солоноватоводные лагуны или опресненные морские водоемы).

По всему разрезу олигоцена в скв. ЦТ-3 содержатся переотложенные комплексы спор и пыльцы триаса и перми (определения Л. И. Демченко), иногда — неопределимые раковины «песчаных» фораминифер, замещенных марказитом. На всем интервале встречены многочисленные панцири пресноводных диатомей, представленные, главным образом, *Melosira praegranulata* Jouse v. minor Rub., *M. praeislandica* Jouse v. minor Rub., *M. praedistans* Jouse v. minor Rub.и другими. Данный комплекс сопоставляется Л. Н. Пьянковой (Уральская ГСЭ) с комплексом озерных пресноводных диатомей из новомихайловской свиты Западной Сибири, которая датируется средним олигоценом [Салманов и др., 1992; Государственная, 1997]. Мощность олигоценовых отложений превышает 63 м.

## Палеогеновая и неогеновая системы

Палеоген и миоцен (P-N<sub>1</sub>) нерасчлененные выделяются в данном районе впервые по результатам ГСР–200 [Падерин и др., 1999]. Они фрагментарно вскрываются в основании врезов речных долин, главным образом, в среднем течении р. Луктах и на ее крупных притоках на этом участке. В целом по отдельным коренным выходам реконструируются значительные ореолы распространения данных пород вдоль долины р. Луктах между устьями рр. Диенебигай и Карылах, в среднем течении р. Нератау, в бас. р. Сунтатари, крупного правого притока р. Луктах, а также в истоках правых притоков р. Мал. Тэнкэн. Единичные выходы этих образований зафиксированы в верховьях левого притока р. Горбита и реки Олломокит, правого притока р. Бол. Волчья [Падерин и др., 1999]. С долей условности, по сходству вещественного состава и положению в разрезе, к палеогену-миоцену отнесены отложения, вскрытые поисковыми скважинами ЛП–1 и ЛП–2 в нижнем течении р. Луктах, в скв. ТП–45 на левом притоке р. Дептумала [Кокорин и др., 2002].

Кровля этих образований, обнажающихся во врезах речных долин бассейна р. Луктах, располагается на абсолютных отметках 25–70 м, а в истоках р. Мал. Тэнкэн – более 160 м, где они с размывом залегают на поверхности нижнемеловых пород. В скважине ЛП–2 кровля пород зафиксирована на нулевой отметке, а в ЛП–1 располагается на отметке –55 м. Палеогенмиоценовые образования состоят главным образом из песков различной зернистости, реже гравийников с гальками и валунами, алевритов и глин, включающих линзы и прослои угольной дресвы, обломков угля и углефицированной древесины. Валунно-галечно-гравийные образования мощностью от 1,5 до 15 м залегают в основании разреза.

Пески по составу полевошпатово-слюдисто-кварцевые со значительной примесью гидроокислов железа и железистых карбонатов, за счет чего они зачастую приобретают пеструю (оранжевую, желтую, бурую) окраску, тонко горизонтально- и косослоистые. В нижней части разреза пески характеризуются очень низкой степенью зрелости терригенно-минералогической ассоциации (TMA) [О расчленении, 1982]) и на генетической диаграмме располагаются в поле аллювиальных и, в меньшей степени озерных фаций. Пелиты, судя по составу поглощенных комплексов [по Грамбергу, 1973], имеют лагунный генезис [Падерин и др., 1999].

Палинологические спектры описываемых отложений имеют смешанный характер, в них присутствуют мезозойские и кайнозойские формы, в отдельных случаях отмечается много палеозойских микрофоссилий. Аналитик Л. Н. Демченко (ВНИИОкеангеология) предполагает их ранне – или среднекайнозойский возраст. Присутствие в палиноспектрах мел-палеогеновых, олигоцен-эоценовых пыльцы и спор, разнообразие пыльцы широколиственных растений – представителей «тургайской флоры», которая в обеденном варианте существовала на севере Азии до конца первой половины миоцена, участие в спектрах довольно большого количества «молодой» пыльцы голосеменных позволяют отнести описанные отложения к палеоген-неогеновому (скорее всего, палеоген-раннемиоценовому?) возрастному интервалу [Падерин и др., 1999]. Мощность отложений на дневной поверхности достигает 30 м, а оцененная по скважинам – от 75 до 100 м.

## Неогеновая и четвертичная системы

Отложения, пограничные для неогеновой и четвертичной систем, представлены морскими нерасчлененными образованиями плиоцена – нижнего звена неоплейстоцена. Они зафиксированы картировочными скважинами у южного подножия гор Бырранга, в бассейне р. Верх. Таймыра локально вскрываются на дневной поверхности в бас. р. Луктах. Правомочность отнесения осадков нижней части разреза к плиоцену является не решенным вопросом, во-первых, в связи с понижением хронологической границы четвертичной системы до 2,58 млн лет [Постановления, 2012], а во-вторых – в связи с отсутствием в данном районе достоверно выделенных и палеонтологически охарактеризованных эоплейстоценовых образований. Поэтому нельзя исключить отнесения нижней части разреза нерасчлененных образований к эоплейстоцену.

## Неоген, плиоцен – квартер, неоплейстоцен, нижнее звено

Морские отложения (mN<sub>2</sub>-I) вскрываются в основании кайнозойского разреза в скв. ЦТ-1 (р. Неркато) и ЦТ-2 (р. Аятари). Они залегают в этих скважинах на нижнемеловых и нижнекаменноугольных породах, соответственно, в интервалах глубин 36–56,3 м и 50–58,6 м, и представлены глинами с гравием и гальками, реже песками, алевритами и гравийниками.

Глины песчаные известковистые зеленовато-серые и красновато-бурые, состоят (в %) из каолинита (60–70), кальцита и доломита (10–30). Легкая фракция песков представлена кварцем (40–60), калиевыми полевыми шпатами (12–39), карбонатами (8–20). В тяжелой фракции преобладают пироксены (34–63), в ассоциацию входят черные рудные (ильменит и магнетит – 13–24), гранаты (5–14), обыкновенная роговая обманка (3–10), минералы группы эпидота-цоизита (2–8).

В бас. среднего течения р. Луктах и на ее притоках морские (с участием аллювиально-морских фаций) образования, отнесенные к данному возрастному диапазону, наблюдались в единичных обнажениях, в т. ч. в обн. 1–69, которое является опорным для данной площади [Падерин и др., 1999]. Они залегают на палеоген-миоценовых отложениях и, в целом, состоят из двух пачек. Нижняя пачка (1–7 м) сложена глинами темно-коричневыми, переслаивающимися со светло-серыми среднезернистыми, иногда косослоистыми, ожелезненными песками, алевритами с детритом раковин, гравийниками, дресвой бурого угля. Верхняя пачка (10–12 м) представлена желто-серыми песками различной зернистости с прослоями и линзами угольной дресвы, гравием и гальками низкой степени окатанности. В отчете [Падерин и др., 1999] описываемые образования отнесены к нижнему-среднему звену неоплейстоцена.

Комплекс фораминифер в образцах из скважин, по данным Л. М. Седовой, является характерным для открытого морского арктического бассейна нормальной солености [Салманов и др., 1992]. В нижней части разреза показательно наличие раковин *Elphidiella hannai* Cushman, маркирующих, по мнению Л. М. Седовой и О. Ф. Барановской, позднеплиоценовое похолодание в ряде разрезов Западной Европы. Выше по разрезу эти раковины исчезают. В скв. ЦТ–2 в нижней части разреза найден плиоценовый вид *Cassidulina teretis* T аррап и остракоды вида *Caspiocyrpis candida* Livental, известные из плиоцена Кавказа, Нижнего Поволжья и Западной Туркмении (заключение С. М. Вицких, Уральская ГСЭ).

В бас. р. Луктах минеральный состав отложений идентичен таковому в скважинах. Палиноспектры являются смешанными и близки к таковым из нижележащих пелеоген-миоценовых пород. Вблизи основания разреза выявлен комплекс фораминифер с *Protelphidium ustulatum* (Todd.), *Elphidiella hannai* Cushman, *Islandiella norcrossi* (Cushman). Он содержит бореальные тихоокеанские, атлантические и собственно северо-океанские элементы, отвечает известным комплексам кочосской серии севера Западной и Центральной Сибири, характерным, по мнению В. Я. Слободина, для верхнего плиоцена – начала эоплейстоцена.

По данным фораминифер и остракод возраст описываемых образований установлен как плиоцен-ранненеоплейстоценовый. Следует учесть, что в связи с понижением хронологической границы четвертичной системы до 2,58 млн л. н. нижняя часть описываемых образований может оказаться принадлежащей эоплейстоцену. Для верхней части толщи, изученной скважинами на смежной с востока площади в среднем течении р. Шренк, из песчаной части разреза по раковинам моллюсков методом ЭПР получена наиболее древняя в регионе дата, равная 545±48 тыс. л. н. [Межубовский и др., 2001]. Верхняя часть предположительно сопоставляется с талагайкинским горизонтом Региональной схемы [Унифицированная, 2010] и параллелизуется с устькотуйской и чистоозерской толщами южного обрамления Северо-Сибирской низменности. Мощность отложений колеблется от 8,6 до 20 м.

## Четвертичная система

Расчленение четвертичных отложений проведено в соответствии с Легендой Таймыро-Североземельской серии листов ГК –1000/3 [Легенда, 2008] и Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) утвержденной МСК РФ в 2009 г. [Унифицированная, 2010]. Следует признать, что последняя для территорий Горного Таймыра является неполной и не учитывает результаты ГСР–200 последних трех десятков лет, поэтому в Легенду внесен ряд дополнений.

Четвертичные отложения суши листа S-46, в соответствии с проведенным районированием, распространены в пределах двух морфолитогенетических зон: Таймыро-Североземельской и Северосибирской [Легенда, 2008]. Им со-

ответствуют крупные структурно-формационные зоны (далее СФЗ): *Северная* (Горный Таймыр, зона I) и *Южная* (Северо-Сибирская низменность, зона II). Четвертичные отложения образуют покровный комплекс, который в Северной СФЗ в виде прерывистого плаща перекрывает складчатые образования Горного Таймыра, а в Южной СФЗ залегает сплошным чехлом мощностью до 150 м. Отложения дна акватории Карского моря, небольшим участком входящие в площадь листа, принадлежат Северокарской мелководной подзоне Акваториально-шельфовой морфолитогенетической зоны, где выделены только морские голоценовые осадки.

В неоплейстоцене изучаемой территории зафиксированы образования всех трех звеньев – нижнего, среднего и верхнего. Нижняя половина нижнего звена (морские осадки) рассмотрена в составе нерасчлененных плиоценчетвертичных отложений. В составе верхней части нижнего звена охарактеризованы ледниковые образования. Среднее звено подразделяется на 6 ступеней, здесь выделены тобольский (1-я÷3-я ступени), самаровский, ширтинский и тазовский горизонты (соответственно 4-я, 5-я, 6-я ступени). Верхнее звено неоплейстоцена представлено четырьмя ступенями и соответствующими им горизонтами – казанцевским, муруктинским, каргинским и сартанские подразделения в серийной легенде не выделены, для корреляции отложений использованы региональные горизонты. Голоцен охарактеризован широким спектром генетических типов осадков.

### Неоплейстоцен, нижнее звено

*Морена* (gI) впервые выявлена в картировочных скважинах ЦТ-1, 2, 3 при проведении ГСР-200 на р. Верх. Таймыра и в бассейне ее правого притока – р. Аятари [Салманов и др., 1992, Государственная, 1997]. Позже аналогичные образования вскрыты рядом поисковых скважин (ТП-38, 39, 42, 45, 46, 55, 56 и др.; ЛП-1, 2, 4) на лево- и правобережье р. Верх. Таймыра, где они образуют выдержанный по простиранию горизонт в основании четвертичного разреза [Кокорин и др., 1998, 2002]. Залегают на палеозойских, триасовых породах, на отложениях мела, палеогена-миоцена и плиоцена-нижнего неоплейстоцена. Ледниковые отложения представлены галечниками с гравием и валунами, глинами и суглинками. В скв ЦТ-3 эти образования в интервале глубин 111.4–79.9 м залегают на породах олигоцена и перекрываются морскими осадками тобольского горизонта среднего звена. Обломки пород имеют 1-й, реже второй-третий класс окатанности (по Хабакову), петрографический состав их разнообразен: известняки, габбро-долериты, базальты, песчаники, аргиллиты, фельзиты, порфириты. Заполнителем служат серые плотные суглинки, сменяющиеся вблизи кровли песчанистыми глинами известковистокаолинитового состава. В целом осадки плохо сортированы и относятся к Палеонтологические остатки группе хлидолитов. В них отсутствуют, ледниковый генезис определен предположительно по особенностям вещественного состава, а ранненеоплейстоценовый возраст отложений установлен по положению в разрезе между морскими образованиями плиоценанижнего звена, приведенными выше, и морскими осадками тобольского горизонта среднего звена. Условно эти образования можно сопоставить с лебедским горизонтом Региональной схемы. Мощность ледниковых отложений нижнего звена колеблется от 5 м до 32 м.

## Среднее звено

В составе среднего звена неоплейстоцена выделены отложения тобольского, самаровского, ширтинского и тазовского горизонтов. В первом и третьем из них установлены отложения морского, а во втором и четвертом – ледникового генезиса. Образования среднего звена, за исключением морских осадков ширтинского и гляциальных тазовского горизонтов, не вскрываются на дневной поверхности и описаны по данным бурения скважин.

## Тобольский горизонт

Мариний (mIItb) выявлен в скважинах ЦТ-2, 3 [Салманов и др., 1992, Государственная, 1997]. Предположительно, по положению в разрезе (палеонтологическая характеристика отсутствует) они зафиксированы в поисковых скважинахТП-38, 39, 42, 45, 56, ЛП-1, 2 [Кокорин и др., 1998, 2002]. Рассматриваемые образования залегают на ледниковых осадках нижнего звена, реже на коренных породах и представлены глинами и алевритами с гравием, гальками и валунами.

В скв. ЦТ–3 в интервале глубин 79.9–63.5 м выше микститов нижнего звена залегают глины известковисто-каолинитовые серые тонкокосослоистые, плотные, с примесью гравия (6.7 м), сменяющиеся кверху серыми полимиктовыми алевритами с гравием (20%), редкими гальками и валунами известняков, габбро-долеритов, песчаников, аргиллитов (9.7 м). В скв. ЦТ–2 эти образования представлены кремово-серыми алевритами (1.7 м) и выше по разрезу серыми плотными глинами, нередко ленточнослоистыми, с остатками раковин моллюсков (20.0 м). В скв. ЦТ–2 и ЦТ–3 из отложений тобольского горизонта определен обедненный комплекс остракод и фораминифер. Комплекс по составу бореально-арктический с незначительным числом бореальных элементов и сходен с туруханским комплексом низовий Енисея, характеризующим первую морскую трансгрессию среднего неоплейстоцена [Салманов и др., 1992; Государственная, 1997].

Для морских отложений тобольского горизонта на смежной с востока территории (бас. р. Шренк) по раковинам моллюсков из глин имеются определения абсолютного возраста методом ЭПР, равные 332±30 и 268±25 тыс. л. н. [Межубовский и др., 2001]. Прибрежные фации, слагающие песчаногалечные террасы высотой 200–215 м над уровнем моря в верховьях р. Ленинградская, охарактеризованы датами 342±26 и 327±25 тыс. л. н. [Застрожнов и др., 2014].

Мощность горизонта варьирует от 5 до 22 м.

### Самаровский горизонт

Морена (gIIsm) выявлена в скв. ЦТ–3 и, с некоторой долей вероятности, в скв. ТП–38, ЛП–1. Она залегает на морских осадках тобольского горизонта и сложена галечниками с гравием и валунами, супесями и песками. В скв. ЦТ–3 эти образования вскрыты в интервале глубин 63.5–54.8 м. Обломочный материал низкой степени окатанности состоит на 80% из габбро-долеритов, 20% приходится на песчаники, известняки, сиениты. В средней части толщи содержится пласт (1.5 м) песков алевритистых полимиктовых коричневатосерых. Ледниковые образования самаровского горизонта не содержат органических остатков, и их возраст определен по положению в разрезе между морскими отложениями тобольского и ширтинского горизонтов. Мощность отложений в скв. ЦТ 3 составляет 8.7 м, в скв. ТП 38 она достигает 46 м.

## Ширтинский горизонт

Мариний (mIIšr) локально распространен в северной части листа, в горной части Таймыра, и более широко развиты вдоль южных предгорий Бырранга. Они залегают на скальных породах складчатого основания, слабо сцементированных меловых породах либо отложениях самаровского горизонта и представлены глинами с гальками и валунами, алевритами, галечниками, песками с гравием, гальками и валунами, реже суглинками и супесями.

В северной СФЗ (горы Бырранга) ширтинские морские образования приурочены к межгорным долинам, склонам и вершинам водоразделов в верховьях рр. Непонятная и Каменная, а также описаны в скв. С-48 в верховьях р. Тарея [Государственная, 1989]. Они залегают в интервале абс. отм. 200–320 м и отражают трансгрессивно-регрессивный цикл развития ширтинского морского бассейна. Базальные трансгрессивные фации представлены галечниками с гравием, связанными суглинками, супесями и реже песками мощностью до 7 м. В прибрежных и регрессивных фациях снизу вверх наблюдается постепенный переход от тонкослоистых глин и алевритов к мелкотонкозернистым полимиктовым пескам, иногда косослоистым, и выше к пескам с гравием, гальками и валунами. В песчано-глинистых осадках содержатся раковины двустворок и небогатый по видовому составу комплекс фораминифер [Государственная, 1989]. На смежной с востока площади прибрежные ширтинские осадки на абс. отм. 190-200 м датированы методом OSL и показали значения 205±16 и 175±13 тыс. л. н. [Застрожнов и др., 2014].

В южной СФЗ, вдоль южных отрогов гор Бырранга и по северной периферии Северо-Сибирской низменности, морские образования ширтинского горизонта развиты в пределах абс. отм. от 0 до 200 м, подошва их нередко располагается ниже уровня моря (до -35 м). В разрезах преобладают фации открытого моря, образованные алевритами, глинами и реже песками. Морские образования изучены в процессе ГСР–200 [Салманов и др., 1992; Падерин и др., 1999] в эрозионных врезах речных долин в бас. р. Верх. Таймыра и на ее притоках рр. Колоу, Мамсере, Дептумала, Аятари (с притоком р. Дямадыля), единичные выходы отмечены на р. Луктах.
Типичный разрез морских образований вскрыт в скв. ЦТ–3, где выше ледниковых образований самаровского горизонта в интервале глубин 54.8– 37.0 м снизу вверх залегают:

1. Алевриты пелитовые полимиктовые коричневато-серые плотные, с гравием и	
мелкими гальками известняков	9.1
2. Глины каолинитовые темно-серые плотные, с остатками двустворок	2.7
3. Пески алевритовые полимиктовые с гравием и гальками	4.3
4. Пески алевритовые полимиктовые с примесью (до 20%) мелких галек, пере-	
слаивающиеся с песчаными алевритами	1.7

Суммарная мощность отложений в скважине 17,8 м.

На междуречье Дептумала и Верх. Таймыра, в долинах рр. Дямадыля и Луктах в эрозионных врезах вскрываются, в основном, алеврито-глинистые породы с примесью галек и валунов и прослоями желтовато-серых и темносерых среднезернистых полевошпатово-кварцевых песков, суглинков с обломками пород и многочисленными остатками двустворок *Hiatella arctica* L.

Минералогический состав легкой фракции песков и алевритов представлен (в %) кварцем (60–73) и калиевыми полевыми шпатами (1–17) с примесью карбонатов (3-6, редко до 55). Тяжелая фракция состоит из пироксенов (40-57), эпидота (5-15), черных рудных (5-15), амфиболов (5-10), граната (до 3). Кроме того, отмечены единичные зерна корунда, шпинели, барита, флюорита, рутила, монацита, ставролита. Из морских ширтинских образований определены споры и пыльца, остракоды и фораминиферы [Салманов и др., 1992; Государственная, 1997]. Палиноспектры характеризуют хвойные ценозы с преобладанием ели и сосны, примесью лиственных пород (берез и ольхи) и единичной пыльцой лиственницы. Среди фораминифер доминантами являются Retrolphidium clavatum (Cushman), Cribroelphidium subarcticum Cushman, C. goesi Stschedr., Haunesina orbiculare (Brady), Cassidulina reniforme Norv., характерно наличие Elphidiella tumida Gud., Protelphidium lenticulare Gud. В комплексе преобладают арктические, реже бореальноарктические и аркто-бореальные формы, характеризующие опресненный арктический бассейн, иногда с застойной обстановкой осадконакопления. По данным Л. М. Седовой, он идентичен «санчуговскому» комплексу фораминифер низовий Енисея и указывает на принадлежность вмещающих отложений к ширтинскому горизонту. Мощность образований меняется от 6 до 60 м.

## Тазовский горизонт

Морена (gII tz) установлена в скв. ЦТ–3 в интервале глубин 37–13 м, где залегают на морских образованиях ширтинского горизонта. Фрагмент ледни-ковых отложений наблюдался в опорном обнажении 1–69 в среднем течении р. Луктах [Падерин и др., 1999]. Они представлены глинами и алевритами с гальками, гравием и валунами, галечниками с валунами, песками.

В скв. ЦТ–3 среди доминирущих в разрезе гравийно-валунно-галечных обломков, связанных серыми плотными алевритовыми песками, отмечен пласт (2 м) темно-серых песчаных алевритов с гальками, переслаивающихся

со светло-серыми полимиктовыми глинами. На р. Луктах, в опорном обн. 1– 69, выше морских пелитов ширтинского горизонта залегает тилл мощностью до 1,5 м, представленный алевритовыми глинами с гальками, гравием и валунами и галечниками с валунами, связанными разнозернистыми песками. На генетической диаграмме пробы алевро-пелитов располагаются в поле ледниковых (моренных) отложений [Падерин и др., 1999]. Органические остатки в описываемых отложениях отсутствуют, и их принадлежность к тазовскому горизонту определена по положению в разрезе между морскими образованиями ширтинского и казанцевского горизонтов. Мощность ледниковых отложений тазовского горизонта до 24 м.

#### Верхнее звено

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

#### Казанцевский горизонт

Мариний (mIIIkz) распространен как в горной части Бырранга (морфоструктурная зона I), так и пределах Северо-Сибирской низменности (зона II). Рассматриваемые образования залегают на докайнозойских породах либо на отложениях среднего звена и представлены песками с гравием и гальками, глинами, алевритами, реже галечниками с валунами.

В северной СФЗ морские отложения слагают комплекс террас с абсолютными отметками 120–200 м. Наиболее полно они представлены в Шренковской и Верхнеленивенской депрессиях. В разрезе выделяются две пачки. Внизу залегают существенно алеврито-глинистые слоистые отложения мощностью до 21м. Выше они сменяются полимиктовыми тонко-, мелко- и среднезернистыми песками, реже крупнозернистыми песками, содержащими гравийно-галечный материал. Мощность этой пачки до 10 м. Отложения насыщены раковинами двустворок, содержат богатую ассоциацию фораминифер, характеризующих морской бассейн глубиной до 50 м, иногда с сильными придонными течениями, с нормальной и реже пониженной соленостью [Государственная, 1998]. Общая мощность отложений составляет 10–30 м.

В южной СФЗ казанцевские морские образования вскрывается во врезах речных долин в цоколе более молодых террас в диапазоне абсолютных высот от 15 до 100 м. Наиболее полные разрезы представлены в среднем течении р. Дептумала (обн. 6634–6636) и в среднем течении р. Луктах (обн. 1–69), предлагаемые в качестве опорных разрезов казанцевского горизонта в данном районе.

Разрез прибрежно-морских фаций изучен на участке среднего течения р. Дептумала в 8 км выше (обн. 7236) и в 4.6 км ниже устья р. Дирингкян (опорное обн. 6634–6636). В сводном разрезе на этом участке на морских образованиях ширтинского горизонта снизу вверх залегают:

2. Пески полимиктовые мелкозернистые серые обохренные, со скоплениями двустворок и гастропод (ЭПР по раковинам —116±11 тыс. л. н., RLQG 138–051)..... 0.6 м

3. Пески полимиктовые среднезернистые рыжевато-серые и серые, с прослоями и примесью угольной крошки. 3.3 м

5. Алевриты черные с гальками и гравием, раковинами моллюсков ...... 0.7 м

Мощность отложений в приведенном разрезе 16.1 м.

Фации открытого моря вдоль предгорий гряды Бырранга представлены темно-серыми глинами либо песчанистыми коричневато-серыми алевритами, содержащими примесь гравия и раковины двустворок. Мощность отложений 5–20 м.

В среднем течении р. Луктах (опорное обн. 1–69) выше ледниковых образований тазовского горизонта снизу вверх залегают:

 Галечники с валунами, связанные внизу алевритовыми пелитами, а в верхней – разнозернистыми гравийными песками, со скоплениями раковин пелеципод ...... 0.8 м

2. Глины алевритовые темно-серые, содержащие гальку, валуны и скопления раковин пелеципод. В кровле отмечается прослой мелких валунов ...... 1.8 м

Мощность морских образований в приведенном разрезе 21–22 м. Здесь представлены глубоководные фации, отражающие начальные этапы трансгрессии. Прибрежные регрессивные фации в бас. рр. Луктах и Тэнкэн образованы песками различной зернистости, от мелкозернистых до гравийных, горизонтально – и косослоистыми, с дресвой бурых углей, растительным детритом и раковинами пелеципод. Мощность 8–10 м.

Легкая фракция песков состоит (в %) из карбонатов (30–60), кварца (19– 40), калиевых полевых шпатов (3–8). В тяжелой фракции отмечены пироксены (30–42), черные рудные минералы (20–37), лимонит (до 14) эпидот (5–7), амфиболы (3–4), альмандин (3–6), пирит, лейкоксен, циркон и сфен (по 2–4).

В морских осадках казанцевского горизонта собран обильный комплекс органических остатков: спор и пыльцы, диатомовых водорослей, раковин

моллюсков, остракод и фораминифер. Палеонтологическое насыщение подробно охарактеризовано в отчетах по ГГС-200 [Салманов и др., 1992; Падерин и др., 1999]. Палиноспектры характеризуют обстановку темнохвойной тайги с участием в подлеске мелколиственных пород и, видимо, отражают оптимум межледниковья, когда, по мнению В.С. Волковой, растительные группировки смещались на 4-5° к северу от нынешнего положения [Волкова, 1981]. Комплекс морских моллюсков отражает условия неглубокого (верхняя-средняя сублитораль) морского бассейна со слегка пониженной соленостью. Остракоды представлены бореальными и аркто-бореальными видами, среди фораминифер преобладают арктические и бореально-арктические формы. Определения абсолютного возраста из обн. 6636, указывающие на хронологический интервал 91 – 116 тыс. л. н., дополняются датировками в среднем течении р. Луктах: в нижней части разреза возраст методом OSL определен в 126±24 (RLQG 2154-053), а в верхней части (метод ЭПР) - 103,0±8,6 тыс. л. н. (RLQG 464-043). Материалы предоставлены Д. Ю. Большияновым (полевые данные экспедиции QUEEN, 2012 г.). Органические остатки и абсолютный возраст указывают на казанцевский возраст вмещающих образований. Мощность казанцевского горизонта меняется от 5 до 40 м.

Казанцевский-муруктинский горизонты

*Мариний* (mIIIkz-mr) в северной СФЗ максимально распространен в верховьях рр. Ленивая, Шренк, Мамонта, где слагают комплекс аккумулятивных террас с абсолютными отметками поверхности от 50 до 100 – 120 м. Они залегают на коренных дочетвертичных породах либо на средненеоплейстоценовых отложениях. В разрезах доминируют регрессивные прибрежные и пляжевые фации бассейна, в которых преобладает грубообломочный материал: галечники, гравийники, пески с гравием и гальками. В меньшей степени распространены глубоководные фации, сложенные песчаными алевритами, глинистыми алевритами и глинами. Те и другие содержат обильную фауну моллюсков и комплексы фораминифер, сформировавшихся в условиях мелководного бореально-арктического моря с пониженной соленостью [Межубовский и др., 2001]. Формирование осадков происходило как при регрессии казанцевского бассейна, так и в раннемуруктинское время, в морском бассейне отчасти синхронно с развитием муруктинского оледенения. В пользу этого утверждения свидетельствуют многочисленные датировки абсолютного возраста методами ЭПР и OSL, охватывающие хронологический интервал 70–90 тыс. л. н., на смежной с востока площади [Межубовский и др., 2001; Per Moller и др., 2015].

В южной СФЗ морские осадки казанцевские-муруктинского горизонтов наблюдались только в нижнем течении р. Дептумала против устья р. Десуа на абс. отм. 13 м (опорное обн. 7048). Они образованы морскими грубослоистыми галечниками с гравийно-песчаным заполнителем мощностью до 5 м. Галечники насыщены створками моллюсков *Tridonta borealis* (Schum.), *Hiatella arctica* L., *Macoma calcarea* (Gmelin), *Neptunea ventricosa* (Gmelin), *Colus hirsitus* (Jeffreys), характерных для казанцевского горизонта. Спорово-пыльцевой комплекс из описываемых отложений указывает на завершающие этапы казанцевского межледниковья [Государственная, 1997]. По раковинам моллюсков методом ЭПР получен абсолютный возраст, равный 76–80 ±6 тыс. лет (RLQG 145–051,146–051). Вдоль южного подножия гор Быранга (бас. нижнего течения р. Верх. Таймыра) методами ЭПР и OSL в аналогичных по составу и геологическому положению осадках получен ряд абсолютных дат в интервале 70- 90 тыс. л. н. [Межубовский и др., 2001; Per Moller и др., 2015]. Судя по приведенным данным, казанцевский морской бассейн продолжал существовать и в первой половине муруктинского времени. На этом основании возраст приведенных выше образований определен как казанцевский-муруктинский. Их мощность составляет 10–30 м.

Муруктинский горизонт

Представлен озерными и аллювиальными образованиями начального этапа оледенения; основными и краевыми моренами; флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками заключительных стадий оледенения. Они являются рельефообразующими, выделяются по наличию характерных гряд, представленных конечными моренами и обрамляющими их флювиогляциальными шлейфами и озерно-ледниковыми образованиями. Пространственные границы развития муруктинского оледенения и возраст упомянутых выше гряд трактуются неоднозначно: в ряде работ эти образования относятся к более молодому сартанскому оледенению [Скундин, 1976; Антропоген Таймыра, 1982; Салманов и др., 1992, Государственная, 1997]. Пересмотр и анализ всех имеющихся геологических и геохронологических данных позволяет считать грядообразные возвышенности северного фаса Северо-Сибирской низменности образованными в муруктинское время, а пределы развития сартанского оледенения ограничить горными возвышенностями Бырранга. По конфигурации гряд видно, что в муруктинское время Горный Таймыр пережил покровное (либо полупокровное) оледенение с основным направлением движения ледников с севера на юг.

Лимний и аллювий (1,а IIImr) обнажается в основании моренных гряд в междуречье Верх. Таймыра-Тэнкэн-Горбита, кровля их располагается на абс. отм. от 35 до 80 м. В верхах толщи отмечены гляциодислокации. Отложения залегают на морских казанцевских пелитах, представлены тонкослоистыми песками и алевритами, вмещающими прослойки растительного детрита или плохо разложившегося торфа, обломки древесины, ветки кустарников. В верхней части толщи отмечены песчано-глинисто-карбонатные конкрециевидные стяжения неправильной формы оранжево-коричневого цвета. Палиноспектры в осадках отражают более «холодные» условия, чем выделенные из казанцевских отложений. Радиоуглеродные даты по растительному детриту и древесине показывают запредельные значения (≥44÷54 тыс. л. н.). По всей видимости, они отражают время, переходное от межледниковых условий казанцевского времени к оледенению [Падерин и др., 1999]. Мощность озерных и аллювиальных отложений до 20 м.

Ледниковые отложения (gIIImr) представлены конечными и основными моренами.

В северной СФЗ распределение морен прерывисто-пятнистое, максимально они развиты севернее верховий рр. Непонятная и Мамонта, где трассируют Северотаймырскую гряду («гряда Исаевой») [Антропоген Таймыра, 1982], и вдоль северного подножия гряд Геологической и Бегичева, в диапазоне абсолютных отметок 200–300 м. В пределах второй (южной) СФЗ морены слагают аккумулятивные и напорно-аккумулятивные пояса на абс. высотах 120–240 м: вдоль южных предгорий Бырранга сформирована Верхнетаймырская моренная гряда, продолженная на запад, за пределы листа, серией Моккоритских гряд. В южной трети листа, в междуречье Пясина-Янгода-Верх. Таймыра, образованы мощные массивы краевых конечно-моренных гряд с внутренними лопастями и срединными массивами, входящими в состав регионально развитой Сынтабульской гряды.

В целом основные морены сложены плохо сортированными суглинками, содержащими различно окатанный обломочный материал (от гравия и дресвы до валунов и глыб размером более метра в поперечнике), а также глыбниками, валунниками щебнисто-дресвяными и реже линзами льда. Краевые морены слагают гряды сложного напорно-насыпного, трещино-камового происхождения и состоят из песоксодержащих глинистых алевритов (по сути, микститов, суглинков). Суглинки плотно сцементированные серые и коричневато-серые, в обводненном состоянии пластичные липкие мелкокомковатые. Они включают несортированный плохо окатанный обломочный материал пород, слагающих горное сооружение Бырранга. По составу это песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, долериты, базальты, туфы, реже конгломераты, кварц, гранитоиды, среди последних отмечаются породы с побережья Карского моря. Алеврито-глинистая составляющая морен, по анализу поглощенных катионов, отвечает континентальной обстановке седиментации [Падерин и др., 1999]. Мощность ледниковых образований до 100 м.

Гляциофлювиал (flllmr) ограниченно развит в северной и более широко – в южной СФЗ. В первой из них он приурочен к межгрядовым ложбинам стока ледниковых вод. Здесь он формирует зандры, реже флювиогляциальные террасы с отдельными конусовидными камовыми холмами и озами высотой от 10 до 30 м. В южной СФЗ он наблюдается как с внутренней, так и с внешней стороны моренных гряд. Вблизи ледниковых сооружений он представлен галечниками с валунами и гравием, прослоями песка и алеврита. По мере удаления от ледниковых гряд флювиогляциальный материал становится мельче: галечники сменяются песками и слоистыми алевритами. Мощность меняется от 5до 30 м.

Морена и гляциофлювиал нерасчлененные (g,flllmr) приурочены к привершинным частям массивов конечно-моренных гряд и участкам развития волнисто-грядовых основных морен. Они показаны на карте в местах, где выходы флювиогляциальных образований чередуются с участками основной или конечной морены и раздельно не отражаются в масштабе карты. Данные образования представлены суглинками валунными, валунниками, галечниками, реже алевритистыми песками. Общая мощность до 50 м.

Гляциолимний (lglllmr) широко развит с дистальной и проксимальной стороны краевых моренных сооружений в Верхнетаймырско- Аятаринской, Луктахско-Тенгкэнской, Горбитско-Джангодской гляциодепрессиях, где образует плоские пологонаклонные террасы с тыловым швом на абс. отм. около 120 м, прислоненные к склонам моренных массивов. Реже он располагается внутри конечно-моренных гряд, слагая камовые террасы. Озерно-ледниковые отложения образованы тонкослоистыми, нередко ленточнослоистыми глинами, алевритами и реже песками с рассеянным галечно-гравийным материалом. Последние вблизи тыловых швов террас слагают прислоненные пляжи. Спорово-пыльцевые спектры из ленточных глин указывают на холодный период плейстоцена, преобладание лесотундровых ландшафтов [Государственная, 1997]. Мощность отложений от 20 до 45 м.

Возраст гляциальных образований муруктинского горизонта определялся по геолого-геоморфологическим взаимоотношениям по причине отсутствия в них палеонтологических остатков «in situ». С одной стороны, они залегают на морских отложениях казанцевского горизонта. С другой стороны, верхний возрастной предел определяется по взаимоотношению с морскими каргинскими образованиями, которые прислонены к ледниковым отложениям, и в последних выработаны абразионные уступы. Кроме того, геохронологические данные, свидетельствующие о муруктинском возрасте флювиогляциальных отложений, заимствованы из публикаций. Так, на смежном с востока листе S-47 из отложений флювиогляциальной дельты на западном склоне моренной гряды озер Барометрических (фрагмент «гряды Исаевой»), получены значения 69±6 И  $62\pm 5$ тыс. л. н., а в аналогичной геологогеоморфологической ситуации в районе оз. Белое – 65±7 тыс. л. н. [Alexanderson et al., 2001; Moller et al, 2015]. На основании приведенных данных возраст описанных отложений принимается муруктинским.

## Каргинский горизонт

В соответствии с Унифицированной региональной стратиграфической схемой [Унифицированная, 2010], каргинский горизонт сопоставляется со стадией МИС–3 и рассматривается как интерстадиал.

Горизонт представлен морскими, озерными и озерно-аллювиальными фациями. Последние две фациальных разновидности на площади листа включены в состав озерных и аллювиальных каргинско-сартанских образований и рассмотрены ниже.

*Мариний* (mIIIkr) описан большинством исследователей территории листа S–46 и сопредельных территорий. Существуют лишь различные трактовки границ проникновения каргинского моря вглубь территории Горного Таймыра и современное гипсометрическое положение кровли этих осадков – от 50 до 100–120 м над современным уровнем моря [Скундин, 1976; Антропоген Таймыра, 1982; Салманов и др., 1992; Падерин и др., 1999; Государственная, 1989,1997, 1998<sup>1</sup>, 1998<sup>2</sup>; Гуськов, 2008; Лаухин, 2012]. Однако на основании удревнения каргинских осадков в стратотипе на мысе Каргинский до казанцевского времени и ревизии существующих радиоуглеродных дат некоторыми российскими и зарубежными исследователями Таймыра подвергается сомнению сам факт существования каргинских морских отложений на севере Сибири [Астахов, Мангеруд, 2005].

На территории листа S-46 высотные отметки кровли каргинских морских осадков варьируют от 50 (60) м в прибрежной зоне Карского моря (северная СФЗ) до 100 (120) м – вдоль южных отрогов Бырранга (южная СФЗ). В соста-

ве морских осадков преобладают пески различной зернистости, в меньшей степени присутствуют галечники, гравийники, алевриты, глины.

В северной СФЗ прибрежные морские отложения узкой полосой прослеживаются вдоль побережья Карского моря и на островах арх. Норденшельда, где слагают комплекс абразионно-аккумулятивных террас на абс. высотах до 50-60 м. Пляжевые фации образованы галечниками, гравийниками, песками, переслаивающимися между собой. В прибрежных фациях доминируют пески, реже встречаются алевриты и глины. Палеонтологические и геохнологические данные на площади северной части листа отсутствуют. На смежной с востока территории в дельте р. Ниж. Таймыра собраны раковины моллюсков Hiatella arctica L., Portlandia arctica (Gray), Bathiarca glacialis (Gray), Yoldiella lenticula (Moll.). По древесине из песков прибрежной зоны получен ( $C^{14}$ ) возраст 49250 ± 2500 лет (ЛУ–2196), а по раковинам Portlandia arctiса – 42 тыс. лет назад (287RA–129) [Большиянов, 1999]. Из алевритов в долине р. Ниж. Таймыра по фораминиферам Astrononion gallowayi Loeb. et Тарр. и Retroelphidium atlanticum (Gud). методом C<sup>14</sup> (AMS) получена дата 31310±410 л. н., а северо-восточнее, в долине р. Каменная – 39000 ± 1110 л. н. [Гуськов и др., 2008]. На смежной с севера площади, на островах арх. Норденшельда, в шести пунктах распространения каргинских осадков получены определения абсолютного возраста в хронологическом интервале 24 – 40 тыс. л. н. [Качурина, Макарьев, 2013].

В южной  $C\Phi3$  морские отложения широко распространены, по данным В. Д. Николаева и др., на правобережье р. Пясина, где играют рельефообразующую роль [Николаев, 1976]. Наиболее детально они изучены в Верхнелуктахской и Тэнкэнской гляциодепрессиях [Падерин и др., 1999], в бас. нижнего течения р. Тарея [Государственная, 1998<sup>2</sup>], где залегают на морских казанцевских, гляциальных муруктинских образованиях на высоте 80-100 (120) м над у. м. либо вскрываются в цоколе более поздних озерных и аллювиальных террас. В пляжевых и прибрежных фациях преобладают пески с примесью растительного детрита, обломками древесины и раковинами моллюсков. В комплексе фауны из этих осадков определены: Macoma baltica (L.), M. calcarea (Gmelin), Acribia islandica (Gmelin), Hiatella arctica (L.), Mya truncata truncata L., M. pseudoarenaria Schlesh., Serripes groenlandicus (Bruq.), Astarte borealis placenta Morch. A. borealis borealis (Schum.), A. montaqui striata (Leach.), Buccinum groenlandicum Chemn., Clinocardium ciliatum (Fabr.). Mytilus edulis Linne, Natica clausa Brod. et Sow., Cyrtodaria kurriana Dunker. В более глубоководных глинистых осадках (бас. р. Тарея) присутствуют фораминиферы родов Retroelphidium, Cribroelphidium, Islandiella, Haynesina, единичные морские и пресновато-солоновато-водные остракоды Cyprideis littoralis (Brady). Спорово-пыльцевые данные указывают на развитие смешанных лесов, сменяющихся кверху условиями лесотундры и тундры [Государственная, 1998<sup>2</sup>].

В бас. pp. Тэнкэн и Горбита из прибрежных морских осадков по древесине, захороненной совместно с раковинами моллюсков, и растительному детриту получены радиоуглеродные даты, равные 42390+890 л. н. (ЛУ–3157) и 32 190 ± 800 л. н. (ЛУ–3223) [Падерин и др., 1999]. Ранее в бас. pp. Горбита и Логата по раковинам морских моллюсков получены значения ( $C^{14}$ ) около 30 тыс. л. н. [Скундин, 1976], валидность которых сомнительна. С одной стороны, даты могут указывать на двукратное проникновение морских вод в гляциодепрессии. Об этом свидетельствует реконструкция палеоклимата по данным споро-пыльцевого анализа совместно с полученными хронологическими рубежами [Падерин и др., 1999]. С другой стороны, по данным В. М. Калямкина [Государственная, 1998<sup>2</sup>], однократная трансгрессия произошла в начале каргинского времени, и далее уровень моря последовательно понижался с последовательным формированием сначала лагунных, а затем озерных и аллювиальных фаций. Возраст морских отложений коррелируется с каргинским горизонтом по совокупности палеонтологических и геохронологических данных. Мощность отложений 10–20 м.

### Муруктинский-каргинский горизонты

Лимний и сляциолимний (озерные и водноледниковые отложения) нерасчленённые (l,lgIIImr-kr) имеют ограниченное развитие в Южной СФЗ, на левобережье р. Пясина, правобережье р. Горбита и на участке озер Яристых. Они выполняют крупные котловины и межгрядовые понижения в зонах развития массивов конечно-моренных гряд. 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 каргинскимисартанскими озёрными и аллювиальными отложениями, что определяет их возраст [Государственная, 2014]. Мощность отложений до 25 м.

## Сартанский горизонт

Представлен ледниковыми и флювиогляциальными образованиями, распространенными вдоль южных предгорий Бырранга (на удалении от них не более 5–10 км), весьма ограниченно развит в горной части Бырранга. Пределы развития сартанского оледенения горно-долинного типа ограничены истоками р. Верх. Таймыра – с северной стороны, предгорными возвышенностями Бырранга (верховья рр. Дептумала, Дирингкян, Худая) – с юга и озером Аятурку – с запада.

Морена (ледниковые отложения) (gIII sr) образует прерывистый чехол в долинах рек, на склонах и вершинах водоразделов (основная морена), слагает гряды конечных морен высотой от 10 до 70 м в междуречье Верх. Таймыра и Дептумала на абсолютных высотах от 150 до 300 м. Она представлена валунниками глыбовыми суглинистыми, галечниками валунными, суглинками щебнисто-дресвяными и глинами песчанистыми. В составе обломков доминируют терригенные и вулканические породы, встречающиеся на ближайших возвышенностях. Мощность ледниковых отложений от 10 до 70 м.

*Гляцифлювиал* (fIII sr) залегает обычно на основной морене либо на коренных породах, он образует конусовидные холмы и гряды, флювиогляциальные террасы высотой до 40 м, а также зандровые поля. В составе преобладают галечники гравийные, валунники, заполнителем служат разнозернистые пес-

ки с примесью алеврито-глинистого материала. На отдельных участках галечники и гравийники флювиогляциальных террас пригодны для дорожного строительства. Мощность 10–40 м.

Морена и гляциофлювиал нерасчлененные (g,flllsr) приурочены к межгорному понижению в междуречье Кыйда-Буотанкага, где выходы флювиогляциальных образований чередуются с участками основной морены и раздельно не отражаются в масштабе карты. Данные образования представлены суглинками валунными, песками гравийно-галечными. Мощность до 10 м.

Каргинский и сартанский горизонты нерасчлененные

*Лимний и аллювий* (l,aIIIkr-sr) образуют третью озерно-аллювиальную террасу относительной высотой от 15–17 до 30 м, устойчиво прослеженную вдоль долин основных крупных рек района. Тыловые швы этой террасы в предгорной части Бырранга и в гляциодепрессиях фиксируются на высоте 70–80 м, а на удалении от них снижаются до 30–50 м над уровнем моря.

Озерные фации этой террасы образованы тонкослоистыми алевритами, сильно льдистыми, с прослойками торфа, гнездообразными скопления веток кустарников. В низовьях р. Аятари отмечаются ледяные жилы и клинья мощностью до 4 м. Речные фации сложены средне-мелкозернистыми алевритовыми песками с линзами и прослоями гравийников и мелких галечников, пропластками растительного детрита. С ареалом развития третьей террасы связаны многочисленные костные остатки крупных позвоночных (мамонтов, овцебыков, большерогих оленей, лошадей).

Каргинский возраст осадков нижней части террасы определяется слагающими ее озерными осадками, завершающими регрессию каргинского морского бассейна [Государственная, 1998<sup>2</sup>]. На р. Луктах для них получены даты, равные 38 030  $\pm$  700 л. н. (ЛУ–3238) и 37890 + 1790 л. н. (ЛУ–2921) [Падерин и др., 1999]. Спорово-пыльцевые спектры из верхней части разреза террасы отражают условия холодного сухого климата с тундростепными и лесотундровыми растительными сообществами. Для этой части разреза получен ряд радиоуглеродных дат 22, 20, 17, 14 тыс. л. н., указывающих на сартанский возраст [Шнейдер, 2002]. Мощность озерных и аллювиальных отложений до 20 м.

#### Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен

Представлены аллювиальными отложениями второй надпойменной террасы, а также нерасчлененными озерно-аллювиальными и озерными образованиями.

Аллювий второй надпойменной террасы (а<sup>2</sup>Ш-Н) высотой 10–15 м развит в долинах наиболее крупных рек территории: Верх. Таймыра, Шренк, Мамонта, Ленивая, Тарея Посадочная, Пясина, Янгода и других. Он залегает на сартанских или более древних образованиях, к нему, в свою очередь, прислонены отложения первой надпойменной террасы нижней части голоцена. Вторая терраса в горной части и предгорьях цокольная и реже аккумулятивная, образована галечниками гравийными с валунами, на равнинных реках сложена песками и алевритами, включающими в себя прослои корневых остатков, растительного детрита и торфа с обломками древесины. На р. Верх. Таймыра датировки по торфу из второй террасы указывают на хронологический интервал 9,5–11 тыс. л. н., соответствующий позднему дриасу – пребореальному времени голоцена [Шнейдер, 2002]. В северной части листа начало формирования второй террасы, с учетом абсолютных датировок 12–15 тыс. л. н. в низовьях рр. Шренк и Ниж. Таймыра, относится ко концу сартанского горизонта [Большиянов, 1999]. Мощность аллювия второй террасы до 10 м.

Лимноаллювий (laIII-H) формирует озёрно-аллювиальную террасу на крайнем юго-востоке территории листа в бас. р. Дудыпта. Терраса высотой до 20 м над днищем долины располагается на абс. отм. 50–60 м. Она вложена в озерные и озерно-ледниковые образования муруктинского-каргинского горизонтов. К склонам этой террасы прислонена I надпойменная терраса высотой около 6–8 м.. В разрезе отмечается чередование песков гравийно-галечных с песчанистыми алевритами и торфом. Возраст террасы определяется второй половиной верхнего звена неоплейстоцена– началом голоцена. Мощность отложений – до 12 м.

*Лимний* (IIII-H) образует многоступенчатые пологонаклонные поверхности в котловинах крупных озер на моренах муруктинского горизонта. Лимний представлен песками мелкозернистыми хорошо сортированными с прослоями и линзами алевритов, супесей, илов, торфов, намывной органики, обломками древесины. Возраст отложений предположительно охватывает сартанское время и начало голоцена [Государственная, 2014 S–47]. Мощность – до 10 м.

#### Голоцен

В составе голоцена выделяются аллювиальные, озерные, озёрные и болотные (палюстринные) и морские образования.

Аллювиальные образования на крупных реках района расчленены на отложения первой надпойменной террасы нижней части голоцена, а также русловые и пойменные (низкая и высокая поймы) отложения верхней его части. В большинстве случаев из-за мелкого масштаба карты аллювиальные, так же как и озерные, болотные и морские образования показаны на КЧО нерасчлененными.

Аллювий первой надпойменной террасы  $(a^1H_1)$  высотой 5–10 м распространен в долинах большинства рек как в горной, так и в равнинной частях территории. Отложения первой террасы прислонены к осадкам второй террасы или более древним четвертичным осадкам и сложены галечниками гравийными с валунами, реже песками и алевритами, содержащими линзы и прослои растительного детрита и торфа, остатки веток и стволов кустарниковой и древовидной ивы до 10 см в поперечнике. Грубообломочные разновидности аллювия развиты на участках выходов коренных пород в горах и предгорье, а песчано-алевритовые осадки – в местах распространения мощной толщи рыхлых четвертичных отложений. Радиоуглеродные датировки из отложений первой террасы в бас. р. Верх. Таймыра показывают значения от 6 до 8,8 тыс. л. н., что свидетельствует о формировании этой террасы в течение бореального и атлантического времени голоцена [Шнейдер, 2002]. Мощность аллювия первой террасы до 10 м.

Аллювий пойменно-русловой ( $aH_2$ ) образует русловую часть, низкую и высокую пойму в долинах большинства рек территории. Русловой аллювий относится к горно-равнинному и равнинному типам и представлен галечниками гравийными с валунами, песками, алевритами, торфом. На участках выходов скальных пород существенна примесь щебнистых дресвяников. Пойма и высокая пойма высотой соответственно 1 –2 м и 3–4,5 м чаще всего сложены песками, алевритами, торфом с включением древесных остатков. Радиоуглеродные датировки из разрезов низкой и высокой поймы показывают значения от 1,6 до 3,7 тыс. л. н. [Шнейдер, 2002]. На отдельных участках, показанных на КЧО, русловые и пойменные галечники, гравийники пригодны для строительных целей. Мощность аллювиальных отложений колеблется от 3 до 10 м.

Аллювиальные нерасчлененный (aH) формирует в днищах речных долин пойменно-русловую часть совместно с фрагментарно развитой первой террасой, состоят из широкого спектра литологических разностей: галечники, гравийники, валунники, пески, супеси, алевриты, глины, торф. Мощность более 10 м, на переуглубленных участках долин она может достигать десятков метров.

*Лимний (IH)* встречается по периферии современных озерных котловин, на днищах спущенных озер и площадках речных террас. Он сложен алевритами, песками с примесью гравия, глинами, торфом с включением веток кустарника. Крупные озерные котловины террасированы (отмечается до 2–3 ступеней террас) и, судя по радиоуглеродным датировкам в хронологическом диапазоне от 9 тыс. л.н до настоящего времени, формировались в течение всего голоцена [Шнейдер, 2002]. Мощность 3–10 м.

Лимний и палюстрий (l,plH) в северной  $C\Phi 3$  приурочен к площадкам абразионно-аккумулятивных морских террас и межморенным впадинам, а в южной СФЗ – к поверхностям поздне- и послеледниковых озерно-ледниковых, озерно-аллювиальных и речных террас. Их образование тесно связано с повсеместным формированием и заполнением термокарстовых западин и аласов. Большинство последних развито на поверхности первой и второй террасы в широких днищах крупных рек района (Пясина, Янгода, Горбита, Верх. Таймыра). В разрезах озерно-болотных котловин наблюдаются алевриты глинистые, илы, пески, супеси, содержащие примесь растительного детрита, а также залежи торфяников, мощность которых достигает 3-5 м. Отложения включают маломощные эпигенетические ледяные жилы, вытаивание которых приводит к формированию характерного полигонально-валикового микрорельефа. Радиоуглеродные датировки по торфу указывают на его накопление в течение всего голоцена, причем наиболее интенсивно торфонакопление происходило в наиболее теплые периоды голоцена (6-9 и 1,6-4,5 тыс. л. н.). Мощность озерных и палюстринных отложений обычно составляет 3-5 м, в крупных котловинах она может достигать 20 м.

Морские отложения голоцена развиты в прибрежной зоне и на акватории Карского моря, в зависимости от условий залегания они разделены на два генетических типа.

Морской ундалювий (mvH) приурочен к береговой зоне мелководного залива Миддендорфа Карского моря на крайнем северо-западе территории листа. Здесь он слагает лайды, косы, пляжи, валы и другие береговые и подводные формы, которые развиваются на глубинах от первые метров до 10–12 м. В приустьевых частях рек и кутовых участках заливов отмечаются фрагменты морской аккумулятивной террасы высотой до 10 м (чаще всего она не выражена в масштабе карты). Для пляжей и кос характерны пески гравийногалечные, а в местах волнового размыва скальных пород (клифов) – отломники и валунники. Донные отложения представлены песками и песками алевритовыми с растительным детритом и раковинами моллюсков. Мощность отложений до 5–10 м.

*Морской нефелоид* (mH) выполняет плоское субгоризонтальное дно в прибрежной части акватории на глубинах 20-50 м. По данным опробования дночерпателем и грунтовыми трубками на глубину до 1,0–2,5 м, морской нефелоид сложен, главным образом, пластичными зеленовато-серыми песчанистыми алевритовыми глинами, редко мелко-среднезернистыми песками с гравием и гальками (8–10%). Породы содержат единичные включения дресвы и мелкого щебня, изредка кристаллы икаита и железо-марганцевые конкреции размером от 1,5-2 до 10-12 см в поперечнике, а также ракушечный детрит и целые створки моллюсков, трубки червей и полихет. Алевропелиты содержат (по данным двух грунтовых трубок) более 55 видов известковистых и песчаных фораминифер, до 11 видов остракод в количестве от 37 до 130 раковин на 40 гр. навески (определения Н. В. Куприяновой, ВНИИОкеангеология). Фораминиферы группируются в 4 комплекса, последовательно характеризующие бореальную, атлантическую, суббореальную и субатлантическую климатические фазы голоцена. В разрезе станции №00–21 глубже 2-х метров вскрыты подстилающие пелиты, относящиеся (по комплексу фораминифер) к поздненедниковью (бёллинг-аллерёд). Таким образом, мощность голоценовых морских осадков можно оценить в 2-10 м.

**Гравитационный ряд**. Данный тип отложений образуется непрерывно на всех склонах горных сооружений с момента их формирования (роста). С учётом того, что заложение современных гор Таймыра берёт своё начало с неогена, логично определить возраст склоновых образований как N-H (неогенголоценовые нерасчленённые). 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 муруктинского оледенения до наших дней.

Делювий и солифлюксий (d,s) 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,s) 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 суглинистыми заполнителем – у подножий склонов. Мощность чехла не превышает первых метров (до 5 м).

Коллювий и десерпций (c,dr) 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 мало подвижных покровов на участках, где обломки связаны небольшим количеством суглинков. Мощность отложений – до 10 м.

Элювий и десерпций (e,dr) 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 (е) распространен на выположенных водоразделах горных сооружений и плоских поверхностях выходов коренных пород. В зависимости от материнских пород эти отложения представляют собой отломники валуннощебнистые, 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).

## 2. ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В основу литологической карты по листу S-46 положены материалы по 40 грунтовым станциям с количественными гранулометрическими анализами. По этим же станциям были проведены минералогический анализ тяжелой фракции, полуколичественный спектральный анализ, а также анализ на определение содержания органического углерода в осадках. Образцы обрабатывались в лабораториях ВНИИОкеангеология. Для отдельных участков, не обеспеченных аналитическим материалом, были приняты во внимание картографические обобщения [Государственная, 1999, 2000; Кошелева, Яшин, 1999].

## ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Определяющими факторами осадконакопления в пределах акватории являются параметры среды гидрогенного седиментогенеза и климат. В качестве дополнительных факторов выступают активность речного стока, характер побережья и рельефа дна. Основными источниками формирования донных отложений изученного бассейна являются твердый сток рек и продукты береговой абразии. Небольшое количество осадочного материала поставляется в море припайными льдами, донной абразией и другими агентами. Из-за специфики развития ландшафтов на материковой суше и многомесячного присутствия льдов эоловый снос с суши не может иметь существенного значения в поставке осадочного материала.

Рассматриваемая часть акватории Карского моря расположена в пределах материковой отмели. Дно моря представляет собой прибрежную мелководную равнину, пологоволнистую, слабо расчлененную, местами почти плоскую, слабо наклоненную к северу. Глубины варьируют незначительно, оставаясь, в общем, сравнительно постоянными на небольшом удалении от приглубого берега, и не превышают 52 м. Рельеф дна Притаймырской равнины осложнен неглубокими котловинами, низкими холмами и подводными возвышенностями, которые местами выступают из воды, образуя невысокие острова и косы.

Гидродинамический режим акватории складывается из постоянных и приливно-отливных течений, волнения и сгонно-нагонных течений. Из постоянных поверхностных течений главную роль играет один из потоков енисейских вод, который в форме Западно-Таймырского холодного течения направляется на восток вдоль берега Харитона Лаптева. Волнения сказываются слабо из-за наличия большую часть года ледового покрова. Приливы в Карском море правильные полусуточные, величина прилива у рассматриваемого побережья составляет около 0,7 м [Атлас, 1980]. Скорости приливно-отливных течений достигают 20–30 см/с [Куликов, 1961], и воздействие их на донные отложения при отсутствии льдов на мелководье может быть весьма заметно.

Общее движение вод с незначительными локальными вариациями показывает направление транспортировки взвешенного вещества. Схема постоянных течений на литологической карте приводится по литературным данным [Атлас, 1980; Лоция, 1998; Павлов, 1999; Советская Арктика, 1970]. Скорости до 25 см/с в самой юго-западной части акватории и до 10 см/с – на остальных участках.

Оценивая вероятность широко развитой гидродинамической абразии дна, надо признать, что она маловероятна. Региональная изменчивость климата обусловила малую повторяемость штормов (не более 5%) и незначительные высоты (редко более 2 м) подходящих к берегам волн [Дунаев и др., 2009]. Поскольку предел волнового воздействия оценивается в 50–70 м, большая часть площади листа может при определенных условиях считаться зоной волновой абразии дна, однако разумно предположить, что энергичному воздействию волн подвергаются поверхности приподнятых участков дна в пределах 20 – 25-метровой глубины. А они занимают весьма незначительную площадь акватории.

В зимний период Карское море практически полностью покрыто льдом, а у берегов п-ова Таймыр появляется широкая полоса припая [Сакс, 1952]. Нет сомнения, что на мелководных участках движение и торошение льдов сопровождается выпахиванием дна, особенно на подводных банках и у островов. Речные льды в открытое море почти не выносятся, поскольку в период вскрытия рек вблизи от устьевой зоны все еще стоит морской лед. Ледовый разнос материала с берегов и мелководий вряд ли может заметно влиять на ход седиментации из-за того, что район таяния карских льдов находится за пределами изученного района – значительная их часть через пролив Вилькицкого перемещается в море Лаптевых, несколько меньшая подхватывается и уносится на север, в Ледовитый океан.

Особенностью таймырского побережья в пределах листа является широкое развитие абразионно-бухтовых берегов шхерного типа [Атлас, 1980]. К шхерным районам зачастую приурочены выходы скальных пород. На участках размыва дна, на подводных банках и склонах возможны выходы четвертичных отложений [Государственная, 2000]. Побережья Таймырского полуострова и особенно островов значительную часть года защищены ледяным припаем и подвергаются механической работе волн и отепляющему воздействию вод только в течение недлинного летне-осеннего периода. Однако, в остальное время года проявляется морозное выветривание, способствующее разрушению береговых обрывов и, следовательно, дальнейшей их абразии в течение теплого сезона. И все же размыв берегов, сложенных преимущественно твердыми породами [Геология, 1970], происходит медленно, и количество осадочного материала, поступающего в море при их разрушении, сравнительно мало. С речными водами Енисея и Пясины поступает значительное количество взвешенного и растворенного материала. Преимущественная равнинность и слабая расчлененность территории бассейнов этих рек, а также климатические и гидрологические особенности определяют преобладание химической денудации над механической, что приводит к доминированию в речном стоке растворенных веществ. Значение их в седиментогенезе весьма невелико: в силу особенностей обстановок химического осаждения растворенных веществ почти не происходит, и их основная часть выносится за пределы шельфа [Геология, 1970]. В то же время большая часть взвешенного материала ввиду относительно крупных размеров частиц осаждается в прибрежной зоне, условно ограниченной 50-метровой изобатой.

По сравнению с речным стоком, роль береговой и донной абразии для акватории менее значима и зависит от степени устойчивости пород, слагающих берега и дно моря, однако дать количественную оценку этим процессам в настоящее время не представляется возможным.

Таким образом, питание акватории осадочным материалом идет за счет, главным образом, твердого вещества, поступающего с речным стоком, кроме того, за счет разрушения берегов материка и островов и вероятного гидродинамического размыва отдельных участков дна. Поступающий в море материал разносится под действием волнений, сезонных и постоянных течений, и в малой степени – плавучими льдами. Особенно существенно влияние приливо-отливных течений сказывается в прибрежной зоне, приводя не только к разносу продуктов размыва берегов, но и к перемыву осадков мелководий, не исключающему и донную абразию. И мы снова возвращаемся к тому, что определяющим фактором седиментогенеза в бассейне является гидродинамическая обстановка.

Характер распределения гранулометрических типов на акватории листа показывает, что основная масса глинистых частиц, формирующих донные отложения, выносится реками, в то время как песчано-алевритовый материал в основном поступает за счет береговой абразии и локального перемыва или размыва донных отложений.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Области полярного седиментогенеза в целом свойственна замедленность химических и биологических процессов. Это приводит к тому, что основным компонентом донных отложений всех арктических морей является терригенный материал, поступающий в бассейн с континентальной и островной суши. И на акватории листа S-46 повсеместно развиты современные осадки, отличающиеся сугубо терригенным вещественно-генетическим составом. Поэтому основной характеристикой, отражающей условия осадконакопления, является гранулометрический состав. Следует отметить, что донные отложения в пределах листа не отличаются особым разнообразием: преобладают глинистые разности, в основном закономерно сменяющиеся более грубозернистым осадком в материковом и островном прибрежье. Во фракционной структуре поверхностного слоя выделяются следующие группы: моногранулярные, переходные и смешанные осадки (классификация ВНИИОкеангеология) [Методические..., 1986].

Моногранулярные осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены песками и пелитами. Моногранулярные осадки с добавлением термина «чистые» содержат 85% и более доминирующей фракции.

Пески чистые (П-ч) обнаружены на крайней северо-западной станции, расположенной на небольшой подводной возвышенности. Осадок отлично отсортирован, песчаная фракция составляет его на 97,4%, с преобладанием среднезернистой песчаной фракции.

Участок с песками (П) приурочен к выходу из пролива Григорьева, предположительно эти осадки развиваются под влиянием активной гидродинамики либо образуются при размыве коренных пород южной оконечности п-ова Палласа или о. Рыкачева. Пески хорошо сортированы, в них преобладает мелкопесчаная фракция. Гравийная примесь составляет почти 10%.

Пелиты чистые (Пл-ч) отмечены в пробе одной станции и вписываются в общий контур преимущественно пелитовых осадков. Незначительно преобладает крупнозернистый пелит – 54,4% против 31,7% мелкозернистого. Количество частиц алевритовой размерности – 12,5%.

Пелиты (Пл) занимают значительную часть площади акватории листа, образуя единое поле в ее центре. Содержание пелитовой компоненты достигает 75-82%. Осадки хорошо сортированы, мономодальны с преобладанием крупнозернистого пелита. Алевритовая примесь в среднем составляет около 18%, песчаная – 3%. Их формирование на небольших глубинах, в зонах неспокойной гидродинамики проще всего объяснить привносом тонкозернистого вещества водами Западно-Таймырского течения. Однако то, насколько близко пелиты подходят к берегу, вынуждает искать иного объяснения, хотя бы в дополнение к имеющемуся. Возможно, развитие пелитов обусловлено гравитационным осаждением взвеси в стабильных условиях подо льдом, в условиях защищенности от волновых процессов. Хотя, не исключено, что дело не в подледной седиментации, а в том, что как раз в этом районе образуется круговое течение, создающее зоны с малой подвижностью вод, где и отлагаются тонкие осадки - это объяснило бы и «мозаичность» грунтов по восточной периферии поля пелитов. К сожалению, данных о гидродинамике прибрежных участков акваторий всегда недостаточно.

Бигранулярные осадки (осадки переходного типа), сложенные 50– 75% одной фракции и 10–25% второй, занимают существенную часть акватории.

Небольшое пятно песчаного гравия (ПГр) отмечено у северной границы листа. Осадок неплохо сортирован с преобладанием гравия (57%) и заметной примесью песка (34%), в основном крупно- и среднезернистого.

Пелитовые пески (ПлП) развиты ограниченно. Содержание песчаной фракции в них от 51 до 56%, а пелитовой – от 25 до 36%. Несмотря на то, что закартированы пелитовые пески близко друг от друга, кривые распределения свидетельствует о разном их генезисе. Осадок из полосы, окаймляющей чи-

стые пески, сортирован гораздо лучше, в его песчаной фракции резко преобладают мелкозернистые пески, а алевритовая примесь составляет 16%. Осадок из отдельного контура в поле алевропелитов бимодален, в песчаной фракции слабо преобладают среднезернистые пески, примеси алеврита и гравия количественно равны.

Пелитовые алевриты (ПлА), развитые в непосредственном прибрежье, неплохо сортированы с преобладанием мелкозернистых алевритов. Их развитие контролируется поступлением в придонные воды продуктов абразионного воздействия на сушу и активной гидродинамикой прибрежья. Содержание пелитов изменяется от 33 до 43%, алевритов – от 51 до 60%. Содержание песчаной примеси не превышает 5%.

Гравийные пелиты (ГрПл) обнаружены только на одной станции в западной части акватории. Не исключено, что вкупе с песчано-гравийными осадками соседней станции они маркируют положение древней береговой линии. Осадок хорошо сортирован, кривая распределения двухвершинная: 28,5% гравийной фракции и 40,3% крупнопелитовой (суммарное содержание пелита составляет 53%).

Алевритовые пелиты (АПл) картируются крупным сплошным контуром в непосредственном контакте с пелитами и, предположительно, присутствуют в узких спокойных заливах Миддендорфа [Государственная, 1999] и Вальтера [Государственная, 2013]. Привнос материала в алевропелитовое поле осуществляется, в первую очередь, с терригенным речным стоком. Сортированность хорошая (за исключением ст.00–016). Среднее содержание алевритовых частиц 27%, пелитовых – 68%. В пелитовой фракции с незначительным перевесом преобладает крупнозернистый пелит, в алевритовой – мелкозернистый алеврит. Среднее содержание песчаной примеси в редких пробах превышает 4%.

К осадкам смешанного типа относятся тригранулярные (микститы), сложенные тремя группами фракций, каждая из которых составляет от 10 до 50% осадка без явного преобладания любой из них. В пределах листа встречены миктиты четырех типов: гравийно-алеврито-песчаные (ГрАП), алевритисто-пелито-песчаные (аПлП), песчано-пелито-алевритовые (ППлА) и алевритисто-песчано-пелитовые (аППл). Как правило, площади их развития невелики. Сортированность плохая. Гравийные примеси могут давать до 10% состава. Наличие микститов указывает на то, что осадок формируется в особо неблагоприятных условиях сильной горизонтальной и вертикальной циркуляции воды, переменчивых течений, так что на данном участке дна откладываются частицы самой разной гидравлической крупности.

В целом по акватории среднее содержание мелких фракций (крупностью зерна менее 0,063 мм) составляет 79,7%, с максимальным значением 98,5, а минимальным – 0,2%. Это свидетельствует в пользу того, что на большей части площади листа преобладают режимы преимущественной и устойчивой аккумуляции со сходным уровнем поступления материала.

При изучении величины влажности донных осадков (минимальная 9,2, максимальная – 56,7%) наблюдается общая тенденция прямой зависимости влажности от содержания суммарной пелитовой фракции. При этом среднее

значение влажности в 38% косвенно указывает на невысокие скорости седиментации.

На изученной акватории распространены исключительно терригенные осадки. Отдельные находки железомарганцевых конкреций, которые с известной долей условности можно отнести к хемогенным образованиям, а также скопления раковинного детрита, в силу своей невысокой частоты встречаемости, не дают основания для выделения осадков хемогенного и биогенного типа.

Несмотря на то, что на карте не выделены такие разновидности как палимпсестово-терригенные и эдафогенно-терригенные осадки, теоретически присутствие их весьма вероятно, особенно на участке развития чистых песков (на северо-западе листа) и в зоне обогащенных гравием осадков близ овов Крузенштерна. Однако песчаные и гравийные осадки на мелководных участках дна могут являться результатом только перемыва и переотложения вещества поверхностного, современного, слоя с выносом наиболее мелких частиц (перемыв и переотложение могут и не сопровождаться размывом подстилающих более литифицированных отложений [Верзилин, 1979]). Против этого говорит отсутствие одного из доступных нам индикаторов «перемытости» породы – преобладания в осадке крупноалевритовой фракции, максимальное содержание которой в указанных районах составляет всего лишь 1,4%. В таком случае, чисто песчаные, насыщенные гравием осадки могут быть следствием местного размыва. Для уточнения того, к какой именно разновидности терригенных отложений они относятся, необходимы дополнительные исслелования.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Породообразующими минералами осадков акватории листа S-46 являются минералы легкой фракции, главным образом кварц, щелочные полевые шпаты и кислые плагиоклазы. Кварц четко преобладает (до 50-80%). В меньшем количестве содержатся выветрелые слюдистые минералы, хлоритоиды, кальцит и другие [Геология, 1970; Кошелева, Яшин, 1999].

#### Минеральный состав тяжелой фракции донных отложений

Выход минералов тяжелой фракции в осадках варьирует от 17,26 до 0,33%, в основном не превышая 3–4%. Самые высокие значения характерны для моногранулярных песков, самые низкие – для моногранулярных пелитов. Аллотигенный комплекс минералов тяжелой фракции отложений характеризуется олигомиктовостью ассоциаций. В среднем в пробе насчитывается всего 14 минералов (максимум 18, минимум 11). Среди аутигенных минералов отмечены гидроокислы железа и железо-карбонатные агрегаты (максимальное содержание 2,8 и 4,1% соответственно). Доминирующими являются группы черных рудных (5,6–50,2%), моноклинных пироксенов (0,1–41,1%), амфиболов (1,4–27,0%), граната (1,4–27,0%), а также биотита (0,2–71,9%).

Средние содержания циркона – 5%, минералов группы эпидота-цоизита – 3%, апатита – 2%. Средние содержания остальных минералов не превышают 1%. Преобладающие минералы образуют ассоциацию переменного состава, преимущественно биотитовую или амфиболовую вблизи побережья и преимущественно пироксеновую или – в основном – чернорудную мористее. Можно допустить, что первый тип ассоциации складывается в зоне поступления материала береговой абразии и, не исключено, локального берегового стока, а второй – в зоне влияния речного стока Пясины и, скорее всего, Западно-Таймырского течения, основу которого составляют енисейские воды.

Моноклинные пироксены (главным образом, авгит) присутствует повсеместно, во всех пробах в виде угловатых и угловато-окатанных зерен. Среднее содержание – 16,2% от выхода тяжелой фракции.

Черные рудные минералы присутствуют в виде угловатых, угловатоокатанных зерен черного цвета, часть из которых лейкоксенизирована. Относятся к группе магнетита, ильменита, возможно титаномагнетита. Среднее содержание – 25,6%.

Амфиболы представлены преимущественно обыкновенной роговой обманкой. Она присутствует во всех пробах в виде удлиненных, призматических, угловатых и угловато-окатанных зерен, окрашенных в зеленые тона разной интенсивности. Среднее содержание – 16,0%.

Гранаты в осадках Карского моря представлены в основном группой альмандина [Геология, 1970]. Они присутствуют во всех пробах в виде угловатых, угловато-окатанных зерен, бесцветных, нередко со скульптурной поверхностью, в виде мелких бороздок. Среднее содержание – 12,4%.

Коричневый и буро-зеленый биотит присутствует в виде чешуек с угловатыми, реже сглаженными краями, что доказывает близость к источнику его сноса. Обращает на себя внимание высокое содержание биотита на прибрежных станциях западной и центральной части листа. Среднее его содержание в этой группе составляет 35,9 % (максимальное 71,9%), в то время как на остальных 25 станциях среднее 2,1, максимальное 9,2%.

В некоторых пробах присутствует пирит в виде единичных зерен, но на ст.00–07, что расположена у о. Гаврилова, его содержание неожиданно высоко – 13%, видимо, там он обломочного происхождения.

В целом верхний горизонт донных отложений характеризуется невысоким выходом тяжелой фракции и однородным составом главных минералов, отражающим естественный для Притаймырского мелководья источник сноса: развитые как на побережье, так и на дне бассейна протерозойские метаморфические породы, прорванные многочисленными гранитоидными интрузиями [Кошелева, Яшин, 1999].

#### Литогеохимическая характеристика донных отложений

В распределении органического углерода в донных осадках важное значение имеют речной сток и гидродинамический режим моря. Речной сток является основным агентом выноса органических соединений, а активность водной среды обусловливает концентрацию Сорг. в глинистых и алевритоглинистых грунтах за счет частичного выноса его вместе с тонкодисперсным материалом из осадков зоны активной гидродинамики. Определенную роль играет и биологический фактор, но его мы не имеем возможности рассматривать. Содержание органического углерода в пределах листа колеблется в узких границах от 0,06 до 1,77%. Относительно повышенные значения отмечаются в зоне влияния енисейских вод и аккумуляции пелитовых и алевропелитовых осадков.

Осаждение химических элементов в Карском море происходит преимущественно в результате сорбционного процесса, связанного с коагуляцией силикатных соединений и гидроокислов железа [Геология, 1970]. Органогенный путь осаждения здесь имеет небольшое значение из-за низкой биопродуктивности региона.

Исследование донных отложений на 35 элементов методом полуколичественного спектрального анализа показало, что по химическому составу осадки бедны ведущими компонентами, являясь безжелезистыми (среднее содержание 2,4%, максимальное – 4,6%) и безмарганцовистыми (максимальное содержание 0,077%). Концентрации Bi, Li, Nb, Sb, Tl и W во всех пробах оказались ниже порога чувствительности анализа, а концентрации Ag, Cd и Sn – в подавляющем большинстве проб. Содержания остальных элементов приведены в таблице 2.1

Таблица 2.1

элемент	min	max	среднее	кларк
Al	0	9,7	4,6	8,2
As	0,0003	0,0012	0,0007	0,00021
Ba	0,0094	0,1	0,060	0,034
Be	0,0001	0,0002	0,0002	0,00019
Ca	0,13	2,1	1,13	5,0
Со	0,0007	0,0028	0,0015	0,0030
Cr	0,0032	0,019	0,0085	0,014
Cu	0,0005	0,006	0,0021	0,0068
Fe	0,91	4,6	2,42	6,03
Ga	0,0005	0,0018	0,0010	0,0019
Ge	<	0,0013		0,00014
Mn	0,011	0,77	0,032	0,11
Мо	0,0002	0,0023	0,00064	0,00011
Na	3,0	3,9	3,53	2,3
Ni	0,0006	0,0052	0,0028	0,0090
Pb	0,0003	0,0096	0,0033	0,0010
Sc	<	0,0031	0,0006	0,0026
Si	10,6	50,5	27,89	27,0
Sr	0,01	0,034	0,019	0,036
Ti	0,13	0,54	0,33	0,66
V	0,0021	0,015	0,0081	0,019
Y	0,0021	0,0061	0,0038	0,0029
Yb	<	0,0003	0,0002	0,00028
Zn	0,0013	0,020	0,0093	0,0079

# Содержания химических элементов в современных донных отложениях (горизонт 5–20 см)

Zr	0,0056	0,048	0,0225	0,013

Примечание: средние содержания элементов в верхней части земной коры (кларки) приняты по [Turekian, 1970].

Рассмотрение поведения изученных элементов выявило, что для бария и стронция характерна тесная взаимосвязь. Высока корреляция между никелем, кобальтом и ванадием, до определенной степени к этой группе близок и скандий. Несколько более слабая корреляция наблюдается между молибденом и цинком, а также мышьяком и хромом. Несмотря на ожидаемое обогащение существенно пелитовых осадков (как обладающих высокой сорбционной способностью) микропримесями и особенно тяжелыми металлами, анализ геохимических аномалий не показал заметного контроля литологического фактора над распределением большинства макро- и микроэлементов, что, очевидно, связано с близостью области питания. Если аномалообразующими объектами являются абрадируемые берега или участки дна, то повышенное содержание элементов отмечается и в более крупнозернистых осадочных разностях [Гуревич, 2002].

Приведенные материалы по вещественному составу донных осадков свидетельствуют об их однородности на большей части акватории, вызванной ограниченным количеством агентов транспортировки и вероятных источников поступления терригенного материала.

## 3. МАГМАТИЗМ (НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ)

Интрузивные образования занимают значительную площадь на севере листа S-46. Они представлены интрузивными и эруптивными телами разнообразного состава – от ультраосновных пород до кислых, от низкощелочных рядов – до щелочных. На рассматриваемой территории выделяются интрузивные комплексы раннепротерозойского, позднепротерозойского и среднекаменноугольно-триасового тектоно-магматических циклов. Интрузии первого цикла развиты в пределах раннепротерозойского Шренковского геологического района, второго позднепротерозойского Шренк-Фаддеевского геологического района; третьего – в Карском и Южно-Быррангском геологических районах.

## 3.1. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шренк-мамонтовский комплекс (γδPR<sub>1</sub>šm) развит в пределах Шренковского выступа. Изучением его занимались О. А. Новиков, А. М. Даминова, Г. А. Ковалева, Л. В. Махлаев, В. В. Беззубцев, И. И. Курбатов, Г. А. Русаков, С. А. Гулин, Т. Г. Говердовская и др. Комплекс выделен как позднеархейский в серийной легенде ГГК–200 [1997г.] по материалам В. В. Беззубцева и др. [1979, 1985] в объеме магматических пород «первой фазы архейского магматизма», картируемых среди пород шренковского метаморфического комплекса. Н. Н. Нагайцевой и В. Ф. Проскурниным [Государственная..., 2000] рассматривался как раннепротерозойский.

Гранитоиды комплекса занимают около 40 % площади Шренковского выступа, слагают довольно крупные комфорные вмещающим гнейсам тела, имеющие северо-восточное простирание, ширину 2,5 – 4 км и протяженность более 20 км. Сравнительно крупные (до 1,4х30 км в северо-восточной части выступа и 2,5х0,7 км – в юго-западной) массивы сопровождаются серией пластообразных субсогласных и согласных залежей мощностью до 15–20 м, длиной до 50 м, а также зонами мигматизации.

Основная часть пород шренк-мамонтовского комплекса представлена сравнительно однородными серыми и розовато – серыми крупно – среднезернистыми, часто гнейсовидными двуполевошпатовыми гранатсодержащими гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами биотитроговообманковыми катаклазированными, цоизитизированными, хлоритизированными, мусковитизированными. Нередки пегматоидные шлиры, прожилки. Гнейсоватость проявлена повсеместно, присутствует как первичная, так и наиболее широко развитая вторичная, связанная с повсеместным проявлением катаклаза, милонитизации. Для пород характерно постоянное наличие хорошо выраженной порфиробластовой и очковой текстур.

Граниты являются наиболее распространенными породами комплекса. Гранодиориты обнажены на правобережье рек Мамонта и Правая Мамонта вдоль северо-западной оконечности Шренковского выступа. Биотитроговообманковые кварцевые диориты картируются в краевых частях гранитных массивов, а в нижнем течении р. Тихая они слагают крупный массив [Беззубцев, 1998].

В сложении тел преобладают граниты следующего состава (%): кварц – 30–45 (иногда 50) олигоклаз (An<sub>25–27</sub>) – 30–45, микроклин – 10–25, мусковит – 5. Иногда в небольшом количестве (2–3 %) встречается измененный биотит. Акцессории: гранат, циркон, сфен, апатит. Вторичные минералы: эпидот, цо-изит, серицит. Преобладающая структура гранитная. Кроме гранитов, в строении тел местами участвуют лейкократовые мусковитизнрованные плагиограниты и интенсивно мусковитизированные и микроклинизированные граниты. В зонах эндоконтактов массивов спорадически встречаются биотитамфиболовые, амфиболовые гранодиориты.

Для гранодиоритов характерна светло-серая окраска и массивная очковая или сланцеватая текстура. Породы крупнозернистые, с порфировидной структурой. Минеральный состав представлен плагиоклазом (50–70%), микроклином (5–30%), кварцем (5–25%), биотитом (10–15%). Вторичные минералы составляют до 30% объёма породы и представлены соссюритом, серицитом, эпидот-цоизитом, альбитом, мусковитом и хлоритом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, и рудными.

Биотит-роговообманковые кварцевые диориты [Беззубцев и др., 1985] представляют собой средне- и крупнозернистые породы тёмно-серого цвета с массивной, реже очковатой текстурой с элементами сланцеватой текстуры в зонах катаклаза. Структура кварцевых диоритов порфировидная, порфиробластическая, гипидиоморфнозернистая, катакластическая. Минеральный состав: плагиоклаз (50–60%), кварц (10–25%), роговая обманка (3–15%), биотит (до 10%). Роговая обманка зеленая, замещается либо бесцветной роговой обманкой, либо агрегатом актинолита, хлорита и эпидота. Весьма часто она прорастает чешуйками биотита и слагает порфиробласты. Иногда отмечается гастингситовая роговая обманка с сильным плеохроизмом от темно-зеленого до желтого цвета. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, сфеном и рудными.

По петрохимическому составу (Прил. 13, табл. 1) выделяется несколько групп пород умеренно- и нормально-щелочных лейкогранитов, гранитов и кварцевых диоритов.



Рис..3.1.1. Диаграмма AFM [(Na2O+K2O) – FeO – MgO]. Граница толеитовой и известково-щелочной серий по Х. Куно [Kuno H., 1968]

На диаграмме AFM (рис. 3.1.1) гранитоиды шренк-мамонтовского комплекса относятся к высокоглиноземистым разновидностям известковощелочной серии.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса для разделения гранитоидов различных геодинамических обстановок (рис. 3.1.2) породы шренкмамонтовского комплекса располагаются в поле гранитов вулканических дуг (VAG) (рис. 3.1.3 б, в, г), а на диаграмме Nb-Y (рис. 3.3 а) попадают в объединенное поле (VAG+syn-COLG).

Распределения редкоземельных элементов в гранитоидах (см. Приложение 9) показывает характерный тренд, убывающий в сторону тяжелых элементов, и с отрицательной европиевой аномалией.

Микроэлементный состав характеризуется обедненностью высокозарядными элементами – Nb, Ta, а также выделяется отрицательная аномалия по Y.

Микроэлементный состав гранитоидов отличается высокими концентрациями литофильных элементов: Sr (Kk = 1,84–3,61), La (Kk = 2,5), Ce (Kk = 2,57); сидерофильных: Cr (Kк = 2,05–4,9), Ni (Kk = 4,15), Mo (Kk = 2,44), а также характерны повышенные содержания V, Pb, Co, Th, U (Kк>1) и P3Э. В пробах 204033 (гранодиорит) и 204011 (гранит двуслюдяной) обнаружено повышенное содержание золота (Кк = 2,25–2,85) – 0, 0057 г/т и 0,0045 г/т, соответственно.



Рис. 3.1.2. Дискриминационные диаграммы Nb-Y (a), Ta-Yb (б), Rb-(Y+Nb) (в), Rb-(Yb+Ta) (г) для гранитоидов Дж. Пирса (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta-Yb – граница ORG для аномальных рифтов). Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – коллизионные граниты.

Геохронологические данные дают широкий возрастной интервал гранитоилов шренк-мамонтовского комплекса. Возраста цирконов гранитоилов шренк-мамонтовского комплекса, полученные В. Пиис и др., 2002] с использованием ионного микроанализатора Cameca IMS 1270 из 6 проб дали конкордантные возраста кристаллизации гранитоидов в интервале 880-940 млн лет. В большинстве проб также обнаружены цирконы с возрастом 1.2–1.4 млн лет и 1.7–1.8 млн лет. При датировании цирконов из шренкмамонтовских гранитоидов (пять проб из разных массивов) классическим U-Рь изохронным методом нами ранее [Ю. И. Захаров, А. П. Чухонин, В. Ф. Проскурнин, 1993] получен возраст в 1869±56 млн лет, соответствующий позднему карелию. Таким образом, раннепротерозойский возраст гранитоидов шренк-мамонтовского комплекса можно связать со вторым этапом регионального метаморфизма амфиболитовой фации в пределах Шренковского выступа (по [Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др., 1983 ф; Демина Л. И., 1984; В. В. Беззубцев и др., 1998], а полученные более молодые возраста с их активизацией и региональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации третьего этапа (1,2–1,4 млн лет), региональной гранитизацией четвертого этапа (880–940 млн лет). В. В. Беззубцевым и др. [Беззубцев, 1998] предполагалось, что формирование гранитоидов шренк-мамонтовского комплекса происходило за счет плагиогнейсов и эндербитов в результате ультраметаморфизма. Возраст шренк-мамонтовского гранитоидного комплекса без наложенных метаморфических процессов принят раннепротерозойским.

## 3.2. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднепротерозойские интрузивные образования на рассматриваемой территории сформированы в позднем рифее в три этапа – дальсландский- исседонский (?) (860–846 млн лет), луфилианский (740–690) – и раннебайкальский (680–630 млн лет), которые развиты в Шренк-Фаддеевском геологическом районе на двух геологических площадях: Колосовско-Дорожнинской и Мамонтовско-Лаптевской. В Мининско-Большевистском геологическом районе на Мининско-Коломейцевской площади выделяются аттинский ортоамфиболитовый и харитоновский мигматит-плагиогранитовый комплексы условно вендского возраста, с которыми связываются позднебайкальские коллизионные события (535–560 млн лет) и основной этап формирования метаморфических комплексов.

## 3.2.1. Шренк-Фаддеевский геологический район

### Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

В пределах рассматриваемой площади выделяются два позднерифейских комплекса: ледяной гранит-лекогранитовый мезоабиссальный и светлинский умереннощелочнодолеритовый эруптивный.

**Ледяной комплекс гранит-лейкогранитовый** (γ**RF**<sub>3</sub>*l*) выделен в серийной легенде ГГК–200 (1997 г.) с петротипом в бассейне р. Ледяной листа S– 46. Ранее [В. В. Беззубцев и др.,1979, 1985] комплекс рассматривался в составе катаклазированных мусковитизированных гранитоидов позднего рифея, развитых в пределах метаморфических сланцев каньонской свиты. Позднее [В. В. Беззубцев и др.,1998], рассматриваемые гранитоиды вошли в состав второй фазы позднеархейского комплекса Шренковского выступа, а каньонская свита – в состав позднеархейской толщи шренковской серии.

Линейно вытянутые конкордантные тела гранитоидов ледяного комплекса пересекают метаморфиты ранне-среднерифейской (?) сланцевой толщи и раннепротерозойского (?) шренковского метаморфического комплекса. Породы представлены гранитами, умереннощелочными гранитами, лейкогранитами, аплитовидными и пегматоидными гранитами интенсивно катаклазированными и мусковитизированными.

Внешне граниты светло-серые, иногда розоватые, средне- и крупнозернистые до грубозернистых. Текстура их массивная, структура бластокатакластическая с реликтами гипидиоморфнозернистой и порфировидной.

Вмещающими массивы породами являются диафториты сланцевой толщи, контакты с ними секущие. 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. Сами массивы сложены гранитами светло-серыми и грязнобелыми 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 (в %): кварц (25–35), плагиоклаз (40–70), микроклин (0–20), мусковит и биотит (5–10). Кварц присутствует в виде мелких (0,1–2 мм) ксеноморфных зерен в интерстициях и в виде вростков в плагиоклазе. Плагиоклаз образует ксеноморфные и субидиоморфные таблитчатые зерна (до 4 мм) интенсивно серицитизированные и катаклазированные. Микроклин "свежего" облика распределен в породе неравномерно в виде ксеноморфных и субидиоморфных зерен. Наблюдаются пертитовые и антипертитовые агрегаты, а также прорастания микроклина кварцем, образующие подобие письменной структуры. Темноцветные минералы практически все замещены. 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 Прил. 13, табл. 2 Выделяются умереннокалиевые граниты и лейкограниты. По сумме окисей щелочей они относятся к нормально- и умереннощелочным, по их соотношению – к калиево-натриевой серии.

Спектры редкоземельных элементов имеют крутой склон распределения (рис. 3.2.1), с уменьшением содержаний в сторону тяжелых РЗЭ и небольшую европиевую аномалию, что характерно для гранитов, за исключением пробы 204120/4 (жильный умереннощелочной гранит с сульфидами), которая имеет пологий спектр и не имеет каких-либо аномалий.



Рис. 3.2.1. Распределение редкоземельных элементов для пород ледяного гранитного комплекса. Нормировано на хондрит С1 [Boynton,1984]

Спектры микроэлементого распределения (рис. 3.2.2, рис. 3.2.3) отличают пробу 204020 (лейкогранит катаклазированный мусковитизированный) отрицательной аномалией по стронцию, а пробы 204031(плагиогранит) и 204120/4 – отрицательными аномалиями для тория, в остальном породы схожи повышенными содержаниями Сг, Мо, Ni. Так же микроэлементный состав гранитов отличается высокими концентрациями (Кк) молибдена (4,6), хрома (4,1), свинца (2,07), в пробе 204119 (лейкогранит мусковитовый) так же повышено содержание серебра (7,5), в пробах 204020 и 204120/4 содержания золота 0,0037 г/т и 0,0029 г/т.



Рис. 3.2.2. Спайдер-диаграмма гранитоидов ледяного комплекса, нормировано на NMORB [McDonough, Sun, 1995, с дополнениями].



Рис. 3.2.3. Кларк концентрации рудных элементов в гранитоидах ледяного комплекса, нормированных на кларк кислых пород [Гусев и др., 1999].

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса для характеристики геодинамических режимов (рис. 3.2.4), пробы ледяного комплекса попадают в поле гранитов вулканических дуг (VAG) (рис. 3.2.6 б, в, г), а на диаграмме Nb-Y (рис. 3.2.4) в объединенное поле (VAG+syn-COLG).



Рис. 3.2.4. Дискриминационные диаграммы Nb-Y (a), Ta-Yb (б), Rb-(Y+Nb) (в), Rb-(Yb+Ta) (г) для гранитоидов Дж. Пирса (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta-Yb – граница ORG для аномальных рифтов)

Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – коллизионные граниты [Pearce J. A., 1984].

Для определения возраста формирования гранитоидов ледяного комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов (Приложение 11) из двух образцов: руч. Пыжиковый, правого притока р. Тихой (обр. 204031) и р. Мамонта (обр. 204020). Первый – отобран из комфорного тела гранитоидов, залегающего среди амфиболитов нижнего подкомплека шренковского раннепротерозойского (?) комплекса; второй образец – из гранитоидов, залегающих среди образований сланцевой толщи раннего-среднего рифея. В пробе 204031 (описание Ю. С. Балашовой, ЦИИ ВСЕГЕИ) цирконы коричневого и желтого цвета, прозрачные и полупрозрачные, представлены субидиоморфными зернами и их обломками, длина цирконов составляет от 75 до 150 мкм, коэффициент удлинения (Ку) от 1 до 1.5. В пробе 204020 (описание О. В. Вакуленко, ЦИИ ВСЕГЕИ) присутствуют розоватые, прозрачные, полупрозрачные и мутные, идиоморфные призматические кристаллы и их обломки, большинство трещиноватые, длина кристаллов составляет 134 – 395 мкм, Ку = 1,1–2,7. В катодной люминесценции цирконы из двух рассматриваемых образцов представлены зернами и обломками слабого свечения с секториальной зональностью.

В гранитоидах (обр. 204031) из разреза тревожнинского раннепротерозойского метаморфического комплекса в субидиоморфных зернах циркона (выполнено 10 замеров) получены конкордантные возраста : 1244 ±5 млн лет в цирконах с Th/U>0.2 и 846 ±4 млн лет – с Th/U<0.1. В единичных зернах получен возраст 960.8 ±5 (Th/U = 0.06) и 1078±5.8 (Th/U = 0.43) млн лет.

В гранитоидах (обр. 204020) из сланцевой толщи условно раннесреднерифейского возраста по 23 замерам получен конкордантный возраст цирконов 919  $\pm$ 3 млн лет, Th/U = 0,59 –1,49. В двух зернах возраст цирконов – 796 $\pm$ 12 (Th/U = 1,31) и 833 $\pm$  8.9 (Th/U = 3,2) млн лет.

Ранее [Пиис и др., 2002] был получен близкий возраст гранитоидов со Шренковского выступа 880–940 млн лет при их датировании U-Th-Pb методом, с использованием ионного микроанализатора Cameca IMS 1270.

Учитывая результаты датирования рассматриваемых гранитоидов, а также перекрытие гранитоидов ледяного комплекса и метаморфитов шренковского комплекса в районе руч. Пыжиковый терригенными отложениями краснореченской толщи (в последних наиболее молодой возраст детритовых цирконов 828–848 млн лет), возраст ледяного комплекса принимается как позднерифейский. Тем не менее, полученные устойчивые конкордантные возраста в 1244 ±5, 919 ±3 и 846 ±4 млн лет, свидетельствуют, видимо, о не достаточной изученности гранитоидов и возможности существования трех этапов гранитоидного магматизма, объединямых в настоящий момент в один. Два из них 919 ±3 и 846 ±4 млн лет уверенно коррелируются с Восточным Таймыром, где установлены вдоль северного края Фаддеевского террейна вулкано- плутонические ассоциации с возрастом цирконов 961 –969 млн лет (островодужная) [Верников ский и др., 2011] и 869–823 млн лет (андского типа) [Проскурнин и др., 2014]. Для Шренк-Мамонтовского

выступа, видимо, в соответствии с этапами метаморфизма (по [Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др., 1983 ф; Демина Л. И., 1984; В. В. Беззубцев и др., 1998]) и полученными конкордантными датировками по амфиболитам, можно говорить о проявлении готского (1244 – 1305 млн лет) и гренвильского (единчные зерна в гранитах – 960, 1078 и конкордантный возраст в амфиболитах 963 млн лет) этапов регионального метаморфизма, цирконы которых захвачены умереннощелочными гранитоидами ледяного комплекса с конкордантным возрастом 846 ±4 млн лет. Плагиограниты ледяного комплекса, развитые севернее Шренковского выступа в пределах сланцевой толщи, и уверенно датируемые (919 ±3 млн лет), возможно, в дальнейшем надо выделять в самостоятельный комплекс. По времени они близки четвертому этапу региональной гранитизации и образованию гранитоидов мигматитплагиогранитной формации (по [Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др., 1983 ф; Демина Л. И., 1984; В. В. Беззубцев и др., 1998]) в пределах Шренковского выступа.

Возраст гранитоидов ледяного комплекса оценивается в целом как позднерифеский.

Светлинский комплекс умереннощелочнобазальтовый эруптивный (тβRF<sub>3</sub>sv) выделен В. В. Межубовским [Межубовский В. В., 2002] на Центральном Таймыре из состава светлинской трахибазальтовой свиты В. В. Беззубцева и др. [Беззубцев В. В., 1986] и устышренковского умереннощелочнодолеритового комплекса В. Ф. Проскурнина [Хапилин и др., 1986ф, Проскурнин, 1989].

На рассматриваемом листе впервые трубки взрыва позднего рифея описаны В. В. Беззубцевым и др. [В. В. Беззубцев и др.,1979ф, 1985 ф] южнее Шренковского выступа. В верховьях рек Ледяная и Тихая среди карбонатов колосовской свиты встречено 11 тел изометричной и слабовытянутой формы, диаметром от 20—30 до 180—200 м, представляющих собой реликты вулканических аппаратов. Они группируются вдоль тектонической зоны северовосточного простирания. Аппараты сложены грубообломочными туфами основного состава с обломками известняков и доломитов. Центральная часть более крупных построек выполнена миндалекаменными лавами трахибазальтов, а периферия – туфо – и лавобрекчиями с многочисленными обломками вмещающих пород.

Макроскопически трахибазальты 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 (% от объема породы) пылевидного магнетита (20–50%), кальцита (10–40%), сфена, хлорита, серицита (10%). Миндалины размером 0,5 мм сложены хлорит-серпентиновым агрегатом. Трахибазальты зеленовато-серого цвета, массивные и миндалекаменные, такситовые (за счет скоплений клинопироксена). Структура порфировая, идиоморфнозернистая, интерсертальная. Фенокристаллы титанавгита (2V = 55°) 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 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 кальцитмагнетитовом цементе. Приведенный петрографический состав пород близок к составу аргиллизитизированных разностей вулканитов светлинской свиты.

По химическому составу базальты трубок взрыва относятся к высокотитанистым низко- и умеренноглиноземистым пикробазальтам и базальтам умереннощелочной серии с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности [Хапилин и др.,1986ф, Проскурнин, 1989]. Содержания микроэлементов в трубках взрыва близки к кларковым для основных пород.

Близость петрографического и петрохимического составов позволяют предполагать комагматичность образований светлинского комплекса, одноименной свите. Формирование единой вулканоплутонической 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. Восточнее, на листе S-47 (зап. часть оз. Таймыр), U-Pb датированием цирконов (SIMS SHRIMP) получен интервал от 722 до 540 млн лет. Из туфобрекчии трахибазальта (проба 42023) были получены определения возраста в 20 зернах циркона, сформировавшие три группы возрастов: 1735–1789 млн лет (3 зерна), 868–963 млн лет (10 зерен) и 776–812 млн лет (8 зерен). Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст магматического эруптивного тела не древнее 776 млн.

**Москвичевский комплекс (ΣRF<sub>3</sub>m).** На территории Горного Таймыра гипербазиты впервые были обнаружены А. С. Потебней на р. Становая. Затем они были выявлены на п-ове Челюскин и гряде Геологическая [Залялеев Р. Ш., Беззубцев В. В., 1975; Беззубцев В. В. и др. 1979; Беззубцев В. В. и др., 1985]. На северном склоне гряды Геологическая, от истоков р. Ленивая до р. Москвичка, прослеживается фрагмент гипербазитового «пояса» протяженностью около 30 км. Он имеет северо-восточное простирание и состоит из пяти тел, четыре из которых закартированы ранее [Беззубцев В. В. и др. 1979; Беззубцев В. В. и др., 1985]. Размеры их от 50х80 м до 0,2х2,0 км (гора Кабачковая); форма удлиненно-вытянутая, линзовидная, овальная. Все тела размещены в поле развития мамонтовской толщи. Они приурочены к трем дугообразным разломам надвигового характера, располагающимся кулисообразно относительно друг друга. Ширина зон разломов на современной поверхности 180-200 м. Коренные выходы гипербазитов отсутствуют, они картируются по элювиально-делювиальным развалам. Непосредственные контакты с вмещающими породами не наблюдались.

Гипербазиты нацело серпентинизированы. Выделено три текстурноминеральных разновидности: массивные серпентиниты, брекчированные и листвениты. Последние встречаются ограниченно и обычно вместе с брекчированными. Массивные серпентиниты фисташково- и темно-зеленой окраски, с тонкой бурой корочкой выветривания. Текстура их массивная однородная. Структура скрытокристаллическая, афанитовая. Иногда заметны порфиробласты бастита размером до 4–5 мм. По составу серпентиниты антигоритчисто хризотиловые хризотиловые. реже с петельчатой. спутанноволокнистой микропластинчатой структурой. Характерно наличие жилок 0,5-2,5 мм тонковолокнистого хризотил-асбеста. Встречаются редкие игольчатые и шестоватые зерна брусита, мелкочешуйчатого хлорита и тонкозернистый карбонат, изредка тальк. Равномерно в породе до 1-3 % и участками до 5 % встречаются неправильной формы зерна хромита и, реже, кристаллы размером от 0,1 до 1,5-2,0 мм.

Брекчированные серпентиниты сложены тесно соприкасающимися обломками серпентинитов угловатой, линзовидной и округлой формы, размерами от первых сантиметров до 0,5-0,8 м. Обломки покрыты корочкой плотного эмалевидного серпентина с мелкими зеркалами скольжения. Цементирующая масса – тонко перетертый серпентиновый карбонатизированный материал. Отдельные участки серпентиновых брекчий из-за обилия округлых обломков имеют вид конгломератов с размерами обломков (6-7) х(3-5) см (р. Москвичка). Обломки в серпентинитовых брекчиях представлены массивными серпентинитами с несколько более высоким содержанием талька и карбоната (5-8 %). На правобережье р. Москвичка в серпентинитовой брекчии обнаружено несколько обломков с гнездовой вкрапленностью хромита до 10-12 % объема породы. Листвениты – кварц-карбонатные метасоматиты светлосерые с желтоватым оттенком плотные, тонкозернистые. Часто сохраняются реликтовые участки не полностью лиственитизированных серпентинитов. В них присутствуют зерна хромита и магнетита. Кроме карбоната и кварца, в небольшом количестве содержатся тальк, хлорит, иногда магнезит, гидроокислы железа.

Расчет (Прил. 13, табл. 3) петрохимических характеристик для пород москвичевского комплекса [Беззубцев В. В. и др., 1998] свидетельствует о дунит-гарцбургитовом, в отдельных случаях лерцолитовом, составе первичных пород. Об этом же свидетельствует высокое содержание MgO (в среднем 35–36 %). Отношение MgO/(MgO+FeO) составляет в среднем 0,85, что соответствует типичным гарцбургитам офиолитовых комплексов [Колман Р. Г., 1979.]. По величине М/F, превышающей 8, серпентиниты относятся к альпинотипным гипербазитам [Залипухин М. И. и др., 1962, Ф]. Содержания микроэлементов (%): Сг–0,14; Ni–0,24; Со–0,07; V–0,0032; Mn–0,59; Ti–0,0053; Cu–0,001; Se–0,0002. Характерно пониженное содержание титана.

В рудных пробах москвичевского комплекса прослеживаются повышенные содержания Сг – 142 г/т (144123/1) и 376 г/т (144129/1); Со 97,1 г/т (144123/1); Ni – 1860 г/т (144123/1) и 1550 г/т (144129/1), а так же Рд до 0,0084 г/т и Рt до 0,0048 г/т.

Из серпентинита с гряды Геологической (проба 204126/3, 4 км к югозападу от выс. отм. 442) были сделаны определения возраста на SIMS SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ в 6 зернах циркона (см. Приложение 11). По результатам U-Pb датирования цирконы разделены на три возрастные группы: позднелопийскую позднего архея ( $2780 \pm 23$  млн лет, для трех зерен получен конкордантный возраст 2687±16), позднекарельскую (1768 ±36 млн лет) и позднерифейскую (748 ±6.2 млн лет).

Большинство рассматриваемых цирконов, видимо, было захвачено при формировании серпентинитового меланжа, и, как и для детритовых цирконов, можно говорить о возрасте серпентинитов не древнее 748 млн лет или о возрасте серпентинитового меланжа – не древнее 748 млн лет.

### Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь

Ожиданьинский комплекс дунит-пироксенит-габбровый (ηRF<sub>3</sub>0). К ожиданьинскому комплексу, выделенному при составлении Легенды к Госгеолкарте–1000/3 [Легенда .. 1000/3, 2006], отнесены серпентиниты, пироксениты, родингиты, выявленные в 1978 г. сотрудниками ВНИИОкеангеология в верховьях р. Шренк (вблизи устья р. Ожидания) среди протерозойских вулканогенных образований (празинитов) мамонтовской толщи, а также мелкие тела габброидов, отнесенных при ГС–200 [В. В. Беззубцев и др., 1979ф., 1985ф., 1998] к позднерифейскому комплексу габброидов.

Наиболее крупным (0,8 км<sup>2</sup>) является овальный в плане массив горы Габбровая (Серпентинитовая по [Русаков, Фокин и др., 1979]) на левобережье р. Ожидания, в 4 км от устья. Он имеет зональное строение и, вероятно, воронкообразную форму. Контакты с вмещающими отложениями не обнажены. Вблизи его северного края встречены выходы неизмененных гравелитов посадочной свиты (правомамонтовской толщи?), в которых обнаружены обломки родингитов. В сложении массива участвуют, главным образом, оталькованные, актинолитизированные, соссюритизированные массивные лейкократовые породы по оливиновым габброноритам и серпентин-актинолит-талькхлорит-клиноцоизитовые меланократовые породы по пироксенитам. Отмечаются также серпентиниты, родингиты, листвениты.

Второй массив размером 0,5 км<sup>2</sup> закартирован на междуречье Ожидания и Шренка. Основные разновидности пород представлены бластокатаклазитами и бластомилонитами карбонат-серпентин-хлорит-тальк-антофиллитактинолит клиноцоизитового состава по оливиновым габброноритам, габбро, норитам, пироксенитам, вебстеритам, перидотитам. Отмечаются везувиановые родингиты, листвениты. Из первичных минералов иногда присутствуют моноклинный (до 30–40 %) и ромбический (до 5 %) пироксен. На юговостоке массив перекрывается меденосными конгломератами и гравелитами правомамонтовской толщи (посадочной свиты?) позднего рифея-раннего венда. Габброиды присутствуют в них в виде гальки. На севро-западном окончании массив ограничен разломом, через перерыв в контакте отмечаются слюдистые известняки правомамонтовской толщи (прозрачнинской свиты венда по [В. В. Беззубцеву и др., 1998])

Кроме рассматриваемых выходов, интрузивные тела габброидов установлены в разрезе мамонтовской толщи р. Лев. Мамонта, в риолитах р. Шренк
угрюминской толщи, а также ряд выходов размером до 50–80 м<sup>2</sup> в тесной пространственной ассоциации с гипербазитами москвичевкого комплекса на гряде Геологической. По составу среди них выделяются метагаббро, метагаббро-долериты, метагаббронориты и метапироксениты. Есть титанистый ряд тел, резко отличный от рассматриваемых габброидов.

Петрохимический состав пород приведен в Прил. 13, табл. 4. Они относятстся к основным и ультрамафитовым разностям пород нормальнощелочного подотряда высокоглиноземистого типа. Согласно AFM диаграмме (рис. 3.2.5) относятся к известково-щелочной серии.



Рис. 3.2.5 Диаграмма AFM [(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) – FeO – MgO]. Граница толеитовой и известковощелочной серий по Х. Куно [Kuno H., 1968]

Геохимическая характеристика горных пород ожиданьинского комплекса (см. Приложение 9) выявляет крайнюю истощенность этих габброидов редкими и рассеянными элементами. Это свидетельствует о выплавлении исходного расплава из сильно истощенной мантии и связывается с бонинитовым магматизмом энсиматических островных дуг [Ремизов и др. 2014]. Скоррелированные положительные аномалии европия и стронция свидетельствуют о фракционировании основного (по соотношению Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и Na<sub>2</sub>O некоторые пробы приближаются к анортозитам) плагиоклаза в ходе становления массивов и о вероятной расслоенности последних. Возможно, весь комплекс в целом представляет собой кумулаты бонинитовой магматической камеры. Совместно с серпентинитовым меланжем москвичевского комплекса и, вероятно, базальтоидами мамонтовской толщи они составляют офиолитовую ассоциацию позднерифейской энсиматической островодужной системы. Породы комплекса отличаются повышенными содержаниями, по отношению к кларку основных пород [Гусев, 1999], Сг (Кк = 6,21, достигает 1430 г/т, в пробе 204089/5а), Ni (Кк = 6,32, достигает 473 г/т, проба 204089/5а), Мо (Кк = 2,11), Си (Кк = 1,88, до 169 г/т, проба 204090), Сd (Кк = 3,5), Sc (Кк = 2,42), Au (Кк = 13). Содержание золота 204089/11 – 0,0046 г/т, 204089/6 – 0,0029 г/т. (см. Приложение 9)

С метагаббро-норитами горы на левобережье р. Ожидания связаны проявления сульфидной минерализации медно-никелевого типа, а также проявления актинолита и актинолит-асбеста [Госгеолкарт 1000/2, 2000]. В сульфидоносных породах (серпентиниты с вкрапленностью пирротина, халькопирита и пентландита, родингиты с вкрапленностью халькопирита и бравоита) установлены повышенные содержания Au – до 0,3 г/т, Pt – до 0,33 г/т и Pd (до (пр. 204086/3. 0.33 г/т). B актинолитите содержания Au атомноабсорбционный анализ) достигает 0,6 г/т. В метавебстеритах содержания Ni – 0,13%, Co -0,011%, Cu - 0,025%.

В ультрамафит-мафитовом массиве междуречья Ожидания и Шренка повсеместно развита пирротин-халькопиритовая минерализация с азуритмалахитовыми ярко выраженными вторичными минеральными новообразованиями. В сульфидизированных металейкогабброноритах (204090/1) присутствуют самородная медь, куприт и ковеллин. Содержания Cu устойчиво варьируют в пределах от 0,01% (метавебстериты, пр. 204089/15) до 0,42% (бластомилониты по габброиду), Ni – 0,058%, Au – 0,054 г/т, Pd–0,004 г/т. В перекрывающих габброиды метагравелитах и конгломератах посадочной свиты широко развиты малахитовая зелень и азуритовая синь. Содержания Cu до 0,2%, Au – 0,02 г/т.

Позднерифейский возраст габброидов определяется на основании их перекрытия (массив на междуречье Ожидания и Шренка) конгломератами посадочной свиты верхнего рифея и присутствия габброидов в гальке конгломератов.

Верхнешренковский комплекс умереннощелочногранодиоритлейкогранитовый (εγ-γRF<sub>3</sub>vš). Комплекс впервые выделен в качестве позднерифейского при производстве ГДП-200 А. П. Романовым, И. И. Курбатовым, В. В. Беззубцевым [В. В. Беззубцев и др., 1985ф.; А. П. Романов и др., 1989] в верховьях р. р. Шренк и Мамонта. Ранее данного типа гранитоиды считались позднепалеозойскими [Погребицкий, 1971; Мальцев и др., 1979; Беззубцев и др., 1986].

В качестве петротипического рассматривается массив в верховьях р. Шренк к югу от зоны сочленения Главного Таймырского и Диабазового разломов. Два массива закартированы в бассейне р. Каменистая, правого притока р. Мамонта. Интрузии комплекса слагаются умереннощелочными гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами, сиенитами, граносиенитами.

Верхнешренковский массив состоит из двух тел – северного и южного – площадью 80 и 75 км<sup>2</sup> овально-удлиненной формы. Они ориентированы в северо-восточном направлении, располагаются кулисообразно друг к другу и разделяются полосой вмещающих пород. Форма тел лакколитоподобная с субгоризонтальной подошвой и, вероятно, единым вертикальным подводящим каналом. По периферии массив имеет ряд мелких изометричных штокообразных тел-апофиз размером от первых сотен квадратных метров до 2 км<sup>2</sup>. Интрузивы прорывают породы угрюминской вулканогенной толщи и перекрываются отложениями гусиноозерской и продольнинской толщ позднерифейско-ранневендского возраста. В конгломератах гусиноозерской толщи содержатся обломки пород ожиданьинского комплекса. Южный контакт северного интрузивного тела осложнен малоамплитудным сбросом, что связывалось с аллохтонным залеганием массива [Мальцев, Беззубцев, 1979].

В нижнем течении р. Каменистая наблюдаются два сближенных интрузивных тела штокообразной формы размерами 8 и 12 км<sup>2</sup>, которые залегают среди вулканитов мамонтовской толщи, а на северо-западе перекрываются терригенными отложениями продольнинской толщи.

Умереннощелочные граниты и лейкограниты, кварцевые сиениты различаются вариациями содержаний калиево-натриевого полевого шпата и кварца. Породы светло-серые с розоватым или желтоватым оттенком. Текстуры массивные, гнейсовидные, пятнистые, изредка отмечаются миароловые пустоты со щетками кварца. Структуры пород средне- и мелкозернистые, реже крупнозернистые бластокатакластические и нечетко выраженные порфировидные. В апикальной части интрузии наблюдались постепенные переходы от равномерно-среднезернистых разностей, через порфировидные к гранитпорфирам. Наряду с гипидиоморфной структурой характерны разнообразные структуры эвтектоидного срастания калиевого полевого шпата и кварца, микрографические, микропегматитовые; изредка встречается радиальная псевдосферолитовая. Довольно часты срастания типа пальметт.

Породы практически биминеральные: ортоклаз-пертит (55–70 %) и кварц (25–30 %); в резко подчиненном количестве имеется альбит (до 0,5 %) и мелкочешуйчатый биотит (до 1 %). Акцессорные минералы в единичных зернах – апатит, сфен, циркон, ортит. Постоянно присутствуют (до 1–2 %) рудные минералы – магнетит, ильменит с игольчатым рутилом, гематит и лимонит. Незначительно развиты вторичные минералы — серицит, эпидот и хлорит. Граниты северного интрузивного тела отличаются от южного наличием до 15–25 % плагиоклаза. В целом для описываемой группы пород характерны: резкая лейкократовость, отсутствие щелочных темноцветных минералов при повышенной общей щелочности пород. Широкое развитие микрографических, микропегматитовых и порфировидных структур, миаролитовых пустот и опацитизация биотита свидетельствуют о близповерхностных условиях становления интрузий.

Сиениты встречены в краевой части верхнешренковского массива, где слагают участки 0,2–1 км<sup>2</sup> неправильной или изометричной в плане формы. Непосредственные контакты сиенитов с умереннощелочными гранитами не наблюдались. По развалам граница между ними резкая. Породы серые и темно-серые. Текстуры в целом однородные. Характерно отчетливое порфировидное строение. Порфировые включения представлены ортоклаз-пертитом, размер их 0,5–1,5 см. Основная масса мелко-среднезернистая гипидиоморфная, участками микрографическая, микропегматитовая. Состав сиенитов: калиево-натриевый полевой шпат – ортоклаз-пертит (80–85 %), кварц (8–12 %), альбит (3–5 %), биотит и роговая обманка (1–3 %). Роговая обманка развита

по моноклинному пироксену. В мелких единичных зернах присутствуют сфен, апатит, циркон. Незначительно развиты вторичные минералы – серицит, эпидот, лейкоксен.

Гранодиориты и граносиениты слагают краевую зону северной части массива и два тела в низовьях р. Каменистая. Окраска пород зеленовато-светлосерая, структура мелко- и среднезернистая, гипидиоморфная с наложенной катакластической. Состав: олигоклаз-андезин (40–45 %), кварц (20–25 %), роговая обманка (10–15 %), биотит (до 5 %); акцессорные – апатит, циркон, сфен, ортит. Плагиоклаз интенсивно замещается серицитом. По роговой обманке развивается хлорит, альбит, эпидот. Биотит часто замещается хлоритом, гидроокислами железа, рутилом. Кроме того, в гранодиоритах наблюдаются мусковит и игольчатая роговая обманка.

Петрохимический состав верхнерифейских гранитоидов приведен в Прил. 13, табл. 5,6. Среди них наблюдаются монцониты, сиениты, граносиениты, монцограниты и монцолейкограниты. Породы умереннощелочные, калиевонатриевой серии, высокоглиноземистые. По AFM диаграмме Х. Куно породы относятся к известково-щелочной серии (рис.3.2.6).

Содержание малых элементов в описанных гранитоидах [А. П. Романов и др., 1989] и во вмещающих их кислых вулканитах угрюминской толщи практически идентичны. Это позволяет их считать комагматичными образованиями. Расчет термодинамических условий формирования гранитов Верхнешренковского массива по методу В. А. Рудника, Г. М. Беляева [1978.] дает небольшую глубину их формирования 0,3–0,5 км.



Рис. 3.2.6. Диаграмма AFM [(Na2O+K2O) – FeO – MgO]. Граница толеитовой и известково-щелочной серий по Х. Куно [Kuno H. 1968]

Спектры редкоземельных элементов отражают существенную дифференциацию легких и тяжелых РЗЭ с уменьшением содержаний тяжелых. Во всех пробах присутствует отчетливая отрицательная европиевая аномалия, что характерно для гранитоидов – дифференциатов более основного расплава (рис. 3.2.7). Кроме того, в ходе дифференциации концентрации средних и тяжелых РЗЭ выравниваются, главным образом, за счет некоторого роста последних.



Рис. 3.2.7. Распределение редкоземельных элементов для горных пород верхнешренковского комплекса (нормировано на хондрит С1 [Boynton, 1984]). В скобках – содержания SiO<sub>2</sub>.

На мультиэлементных графиках отчетливо видна отрицательная аномалия тантала и ниобия (рис. 3.2.8), что отражает, в частности, надсубдукционное происхождение данного комплекса. В сочетании с повышенной щелочностью и калиевостью ряда дифференциатов, это указывает на существенную зрелость островодужного процесса и вероятное положение данной ассоциации в тыловой части островной дуги.



Рис. 3.2.8 Спайдер-диаграмма для горных пород верхнешренковского комплекса, нормировано на NMORB [McDonough, Sun, 1995, с дополнениями].

Для типизации гранитов по геодинамическим обстановкам была использованы дискриминационные диаграммы Дж. Пирса (рис. 3.2.9), в соответствии с которыми, граниты попадают в поля VAG, то есть в группу гранитов вулканических дуг.

Микроэлементный состав пород, относительно среднего состава кислых пород (по [Гусеву, 1999]), характеризуется повышенными содержаниями Мо (Kk = 3,53–4,36), Cr (Kk = 2,69), Zr (Kk = 1,39), Ag (Kk = 1,45), а также редкоземельных элементов. Так же повышенные содержания Au обнаружено в пробах 204093/12 (Kк = 4,25) 0,0085 г/т, 2040093/13 (Kк = 3,7) 0,0074 г/т, 204095 (Kк = 2,4) 0,0048 г/т.

С гранитоидами Верхнешренковского массива связаны маломощные кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом и малахитом, иногда с повышенными содержаниями вольфрама и золота (до 20 г/т) [Государственная..., 1998; Романов, 1989].



Рис. 3.2.9. Дискриминационные диаграммы Nb-Y (a), Ta-Yb (б), Rb-(Y+Nb) (в), Rb-(Yb+Ta) (г) для гранитоидов Дж. Пирса (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta-Yb – граница ORG для аномальных рифтов). Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – коллизионные граниты [Pearce J. A., 1984]

Возраст гранитоидов верхнешренковского комплекса по геологическим данным определяется их положением – они прорывают вулканиты позднего рифея; в свою очередь, перекрываются грубообломочными отложениями гусиноозерской и правомамонтовской толщ. В гальках конгломератов гусиноозерской толщи позднего рифея, которые трансгрессивно перекрывают вулканиты борзовской толщи, а также в гальках конгломератов посадочной свиты присутствуют гранитоиды, петрографически сходные с породами верхнешренковского комплекса и вмещающие их вулканиты [Государственная..., 1998].

Для определения абсолютного возраста формирования гранитоидов верхнешренковского комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из трех образцов (Приложение 11): два из каньона верховьев р. Шренк – монцогранита центральной части северного тела Верхнешренковского массива (обр. 204095) и монцолейкогранита из его южного энддоконтакта (обр. 204093/12); третий – из монцонитов массива междуречья Каменистой и Мамонта (обр. 204033).

По результатам U-Pb датирования для цирконов получен конкордантные возрасты 667 ±4 (пр. 204095), 663 ±4 (пр. 204093/12) и 639 ±4 (обр. 204033) млн лет.

Полученные возраста для умереннощелочных надсубдукционных гранитоидов вполне определенно свидетельствуют о временном их интервале формирования 667–639 млн лет и комагматичности их вулканитам угрюминской толщи с возрастом 679 – 661 млн лет

### 3.2.2. Мининско-Большевистский геологический район

#### Мининско-Коломейцевская геологическая площадь

Аттинский комплекс ортоамфиболитовый (voV?a) выделен Н. Н. Нагайцевой и Т. Г. Говердовской с петротипом на р. Атта [Госгеолкарта 1000/2, 2000]. Впервые рассматриваемый комплекс описан Н. П. Аникеевым, В. П. Виттенбургом и В. Г. Тестом как друзитовая формация [Аникеев и др., 1941]. М. Г. Равич охарактеризовал его как древнейшую на Таймыре интрузивную формацию метаморфизованных базитов [Равич, 1954]. Позднее эти образования изучались А. М. Даминовой, Л. В. Махлаевым, Ю. И. Захаровым, В. В. Беззубцевым. Перидотиты в составе комплекса обнаружены впервые Р. Ш. Залялеевым в 1976 г. в бассейне р. Ленивая [Беззубцев и др., 1979ф].

Аттинский комплекс представлен группой интрузивных тел, развитых на побережье Карского моря, а также в бассейнах р. р. Слюдяной, Каменной, Толевой и сложенных ортоамфиболитами, гранатовыми ортоамфиболитами с реликтами габбро, габбро-норитов, метаперидотитов, метапироксенитов. По размерам тела невелики, они не превышают обычно 10 км. Они залегают в виде согласных пластовых и линзообразных тел в тревожнинском метаморфическом комплексе, интенсивно деформированы, смяты в складки, раздроблены и содержатся в обломках агматитовых гранитных мигматитов.

Судя по аналитическим данным, интрузии представлены (Прил. 13, табл. 7,8;): пироксенитами типа вебстеритов – низкоглиноземистыми, низкожелезистыми ( $K_{\phi}$  – 33) кальциево-магниевыми, низкотитанистыми калиевого типа; меланогабброидами, подразделяющимися на троктолиты (кальциевомагниевые, умеренноглиноземистые, натриевого типа) и оливиновые габбро (натриевого типа); габбро-анортозитами (натриевого типа); габброноритами (натриевыми); субщелочными диоритами (глиноземистыми, мезократовыми, калиево-натриевыми).

По петрохимическим показателям породы данного комплекса (Прил. 13, табл. 7,8) расположены в полях основных и средних пород – от габбро и монцогаббродиоритов (пробы 204054) до кварцевых диоритов и диоритов (пробы 203002 и 203002/4). Спектры распределения РЗЭ пород аттинского комплекса (рис. 3.2.10) характеризуются хорошей выдержанностью и наличием небольшой отрицательной аномалии Еu. Рост европиевой аномалии коррелируется с ростом кремнеземистости пород, что свидетельствует о дифференциации исходного базальтоидного расплава. Для спектров распределения характерны повышенные, относительно тяжёлых РЗЭ, концентрации лёгких РЗЭ.

Спайдер-диаграмма (рис. 3.2.11), демонстрирует отчетливое влияние субдукционной компоненты (аномалии по танталу, ниобию и титану). Высокая калиевость горных пород комплекса и геологическая позиция указывает на формирование их в задуговом бассейне в непосретственной близости к тыловой части достаточно зрелой островной дуги, возможно – на сиалическом фундаменте.

При построении мультиэлементных спектров (рис. 3.2.12), в породах аттинского комплекса были отмечены крупные положительные аномалии по Pb, в меньшей мере Zn, Cd, Ag, Sc.



Рис.3.2.10. Спектры редкоземельных элементов горных прод аттинского комплекса (нормировано по хондриту [Boynton, 1984]). 203002, 203002/4, 204054 – ортоамфиболиты.



Рис. 3.2.11. Спайдер-диаграмма горных пород аттинского комплекса (здесь и далее нормировано по NMORB [McDonough & Sun, 1995, с дополнениями].



Рис. 3.2.12. Мультиэлементные спектры распределения рудных элементов в породах аттинского комплекса (нормировано на кларк средних пород по [Гусев и др., 1999]).

Для определения возраста формирования ортоамфиболитов аттинского комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из трех образцов ортоамфиболитов (Приложение 11). Два образца ортоамфибо-

литов (203002 и 203002/4) отобраны с мыса Скалистого, один – в среднем течении р. Мал. Толева.

В ортоамфиболитах наблюдаются цирконы желтого цвета, прозрачные и полупрозрачные, представленные субидиоморфными кристаллами призматического облика и их обломками. В катодной люминисценции – цирконы двухфазного строения: темное ядро с грубой магматической зональностью и светлая оболочка со следами зональности.

По результатам U-Pb датирования для ядерной части цирконов ортоамфиболитов с мыса Скалистого (203002 и 203002/4) получен конкордантный возраст 318 ±2 млн лет, а для оболочек – 306 ±2 млн лет. В пробе ортоамфиболитов с р. Мал. Толевая (204054) для ядерной части цирконов получен конкордантный возраст 307 ±2 млн лет, для оболочек – 294 ±2 млн лет. Общий возрастной интервал формирования ортоамфиболитов, как метаморфических пород, составляет 318 – 294 млн лет.

Гафний – неодимовая изотопная систематика показывает (табл. 3.4.1, рис. 3.2.13), что цирконы для магматического протолита ортоамфиболита 204054 являются захваченными – фигуративные точки лежат ниже полосы корреляции для магматических пород. Возраст метаморфической перекристаллизации пород моложе ядерной части цирконов 307+/-2 млн лет, но древнее возраста оболочек 294+/-2 млн лет, что Величина єNd(T) на возможный возраст кристаллизации порядка 300 млн лет составляет єNd(300) = +4, модельный возраст отделения вещества от деплетированной мантии (возраст основного протолита) около 700 млн лет.

По особенностям состава ассоциация рассматриваемых пород наиболее близка к меланогабброидам, пространственно связанным с интрузивами перидотит-пироксенит-габброноритового состава, в которых цирконы магматического происхождения даже в неизмененных породах достаточно редки. Залегание в плагиогнейсово-амфиболитовом тревожнинском комплексе, согласная деформированность и один уровень метаморфизма, близкие геохимические параметры пород могут свидетельствовать об одновременном их формировании в тыловом бассейне островной дуги, отложения которого впоследствие были собраны в аккреционной (коллизионной) призме.

Возраст аттинского комплекса на основании этого принят условно вендским. Требуется дальнейшее изучение рассматриваемых образований совместно с метаморфитами тревожнинского комплекса.

Таблица З.2.1.

#### Результаты Sm-Nd анализа образца 204054 (ортоамфиболит аттинского комплекса)

N₂	Образец	Sm(ppm)	Nd(ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd
1	204054, ортоамфиболит	11,294	60,707	0,1125	0,512680±6



Рис. 3.2.13. Фигуративные точки ортоамфиболитов аттинского комплекса (обр. 204054) на гафний –неодимовой изотопной диграмме с полосой корреляции для магматических пород (TA).

Харитоновский комплекс мигматит-плагиогранитовый (уV?h) выделен Ю. И. Захаровым [1985]. В серийной легенде ГК-200 [Легенда-200, 1997] он рассматривался как палассовский (харитоновский). Его изучением занимались А. М. Даминова, М. Г. Равич, Л. А. Чайка, Л. В. Махласв, В. В. Бсззубцев, В. А. Верниковский и др. В составе комплекса выделяется непрерывный эволюционный ряд автохтонных и параавтохтонных гранитоидных помигматиты-теневые биотитовые. роговообманковые род: гранитыгнейсовидные мусковитизированные граниты (реоморфические) – метаморфогенные пегматиты. Пространственное распределение их контролируется ядрами гранито-гнейсовых купольных структур и приуроченностью к тревожнинскому и медвежевскому метаморфическим комплексам. Морфология этих структур подчеркивается соответствующим расположением и формой гранитоидных тел, слагающих их внутренний каркас [Ю.И. Захаров, Б.С. Васильев, 1965ф].

Гранитоиды слагают многочисленные мелкие согласные пласто- и линзообразные тела площадью в десятки-сотни квадратных метров. Контакты с вмещающими породами постепенные. Внутреннее строение тел неоднородно, что обусловлено обилием неравномерно переработанных скиалитов. Состав мусковитизированных гранитоидов меняется от плагиогранитов и гранитов до гранодиоритов и кварцевых диоритов. Типичны гнейсовидные текстуры, катакластические и бластические структуры с реликтами гипидиоморфнозернистой. Большая часть разновидностей подвержена вторичной микроклинизации.

Становление мигматит-плагиогранитового комплекса сопровождалось образованием многочисленных жил метаморфогенных керамических пегматитов.

Основной минеральный состав гранитоидов определяется наличием плагиоклаза, кварца, биотита, реже роговой обманки и порфиробласт микроклина, мусковита. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, реже сфеном, титаномагнетитом, рутилом.

Петрохимические показатели гранитоидов харитоновского комплекса свидетельствуют о принадлежности их к нормальному низкощелочному ряду гранитов – лейкоплагиогранитов – лейкотрондъемитов натриевой серии с преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O (Прил. 13, табл. 9).

Спектры распределения РЗЭ (рис.3.2.14) пород харитоновского комплекса характеризуются относительной выдержанностью, пониженными содержаниями тяжёлых РЗЭ и наличием положительных аномалий по Еu, свидетельствующих об анатектическом происхождении гранитоидов, причем, видимо, островодужных апобазальтовых или андезитоидных амфиболитов.



# Рис.3.2.14. Спектры редкоземельных элементов гранитоидов харитоновского комплекса (нормировано по хондриту C1 [McDonough & Sun, 1995, с дополнениями]).

13102/2- гранит в медвежевской толще, верховья р. Шренк, 203001/5 (центральная часть), 203001/6 (эндоконтакт) – двуслюдяной лейкоплагиогранит пегматоидный из лейкосомы мигматитов (м 10 см), 203021- лейкоплагиогранит р. Толевая (при переезде), 204060/9- лейкотрондьемит биотитовый, лев. борт р. Мал. Толевая, 203002/3 – пегматит письменный калиевый, мыс Скалистый, 204055/7 пегматит калиевый редкометалльный, р. Мал. Толевая.

Ближе всего (рис. 3.2.14) к исходному расплаву – 203001/6, возможно – 13102/2. Расплав был эвтектоидный. Некоторая дифференциация до эвтектики выразилась в формировании аляскитов (пр. 203021) и сопровождалась резким истощением всеми элементами с одновременным ростом аномалий Sr, Eu и U (возможно последнее – просто более резкое относительно урана истощение торием, что более вероятно). Обогащение Sr и рост аномалии Eu в образцах с повышенной кремнеземистостью, а так же другие геохимические особенности этих образцов, связаны с недостаточным усреднением состава проб (малым их объемом). Наиболее это проявлено в пр. 204055/7 (пегматит).



Рис. 3.2.15. Спайдер-диаграмма горных пород харитоновского комплекса (нормировано по NMORB [McDonough & Sun, 1995, с дополнениями]).

Характерной геохимической особенностью всех разновидностей петрогенетического ряда является их сидерофильный и халькофильный уклон. Относительно кларка кислых пород [Гусев и др., 1999] гранитоиды ленивенскотолевского комплекса характеризуются пониженными содержаниями всех элементов, только в отдельных случаях – в сульфидизированных гранитах, прорывающих сульфидизированные гнейсы и кристаллические сланцы медвежевского метаморфического комплекса (13102/2, 204060/9) отмечаются повышенные содержаниями Ni, Cr, Mo, Zn, Cd, V (рис. 3.2.16).



Рис. 3.2.16. Спектры распределения рудных элементов в гранитоидах ленивенскотолевского комплекса, нормированных на кларк кислых пород [Гусев и др., 1999].

О возрасте рассматриваемых гранитоидов нет единого мнения. Многие исследователи (А. М. Даминова, Ю. Е. Погребицкий, С. А. Гулин, В. В. Беззубцев, В. А. Верниковский и др.) относят их к активизационно-коллизионным образованиям позднего палеозоя. Значения многочисленных определений возраста гранитоидов харитоновского комплекса К – Аг методом, колеблющиеся в пределах 180—290 млн лет, не противоречат такой точке зрения. Комплексные геохронологические исследования цирконов и монацита в параавтохтонных и автохтонных гранитах мыса Каминского на побережье Карского моря, выполненные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar методами [Верниковский, 1996], дают возрастной диапазон от 2240 до 868 (по цирконам) и 306 (по ортиту) млн лет.

Для определения возраста гранитоидов харитоновского комплекса и верхнего предела метаморфизма U-Pb (SIMS SHRIMP) метотом в ЦИИ ВСЕГЕИ были датированы цирконы из трех образцов (Приложение 11): гнейсевидных катаклазированных мусковитизированных гранитов, отобранных из поля развития пород медвежевского метаморфического комплекса в верховьях р. Сиреневой (обр. 13102/2); двуслюдяных пегматоидных лейкоплагиогранитов р. Слюдяной в кристаллосланцево-гнейсовом подкомплексе тревожнинского комплекса (пр. 203001/5); мусковитизированных лейкотрондьемитов с лев. борта р. Мал. Толевая в медвежевском метаморфическом комплексе (204060/9).

В обр. 13102/2 был изучен возраст 16 зерен цирконов, в которых 12 замеров выполнено из оболочек зерен, 11 – из ядер. По результатам U-Pb датирования этих двух групп они разбились отчетливо на позднепалеозойскую оболочек) с конкордантным группу (замеры из темных возрастом 378±2 млн лет (поздний девон, не имеющий геологического смысла для Таймыра) и докембрийскую группу с возрастными пиками главными 559, единичными второстепенными 655 млн лет 912±13,  $1050 \pm$ 7.2. И 1609±16 млн лет. Вендский возраст цирконов 559 млн лет, наиболее широко развитый во вмещающих метаморфических комплексах и детритовых цирконах осадочных пород ленивенской серии, мининской, нижнесреднехутудинской толщ отражает, видимо, возраст последнего докембрийского события – гранитизации и регионального метаморфизма.

Цирконы пегматоидного лейкоплагиогранита (обр. 203001/5) представлены кристаллами и обломками двухфазного строения: светлая центральная часть с нарушенной магматической зональностью и темная краевая с нарушенной грубой магматической зональностью. Возраст ядер составляет 571.6 ±4.3 и 584.6 ±3.4 млн лет, для оболочек получен конкорднатный возраст 310 ±2 млн лет и для одного зерна возраст 281.8 ±3.7 млн лет.

Цирконы из мусковитизированных лейкотрондьемитов с лев. борта р. Мал. Толевая (обр. 204060/9), также представлены кристаллами и обломками слабого свечения с магматической зональностью и светлыми ядрами. По результатам U-Pb датирования в ядрах получены возрасты 521.8 ±5.3 млн лет и 378.6 ±2.4 млн лет. Для основной группы цирконов получен конкордантный возраст 341 ±2 млн лет

Цирконы с возрастом 378 и группа с возрастом 341 млн лет, согласно изотопной Hf-Nd систематике (рис. 3.2.17), являются постмагматическими (лежат выше TA), ядро в цирконе с возрастом 521 (лежит ниже TA) может являтся древней затравкой, или реликтовым свидетельством более древнего происхождения гранитов.



Рис. 3.2.17. Фигуративные точки лейкоплагиогранита харитоновского комплекса (обр. 204060/9) на гафний –неодимовой изотопной диграмме с полосой корреляции для магматических пород (ТА).

Величина єNd (341) = - 0,7, модельный возраст по неодиму порядка 1100 млн лет (табл. 3.2.2).

Таблица З.2.2.

#### Результаты Sm-Nd анализа образца 204060/9 (плагиолейкогранит харитоновского комплекса)

N⁰	Образец	Sm(ppm)	Nd(ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	
1	204060/9, лейкоплагиогран-	0,36	2,0088	0,1084	0,512404±9	
	ТИ					

В связи с полученными датировками и геологическими взаимоотношениями, тесной связью с процессами метаморфизма в тревожнинском и медвежевском комплексах возраст гранитоидов харитоновского комплекса принимается условно вендским.

## 3.3. СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования этого уровня выделяются только в Северо-Быррангском районе в пределах Псяинско-Фаддеевской (черносланцевой) площади.

Дивнинский комплекс габбро-долеритовый (vβD<sub>3</sub>dv) выделяется впервые по предложению А. П. Романова. Название дано по руч. Дивный, одному из притоков р. Угрюмой. Ранее породы комплекса были включены в состав угрюминского габбродолеритового комплекса(vβT<sub>1</sub>u) выделенного В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГГК–200 Таймырской серии в 1997 г.

Состав, геологическое положение, степень изменения пород и взаимоотношения пород дивнинского комплекса с оливиновыми долеритами собственно угрюминского комплекса, позволяют выделить их в самостоятельный таксон.

Интрузии дивнинского комплекса развиты преимущественно в западной части Пясино-Траутфеттерского прогиба на водоразделе рек Угрюмой и Извилистой, где они представлены многочисленными силлами мощностью до 50 м, реже – дайками, прорывающими карбонатно-сланцевые отложения ордовик-силурийского возраста и усть-пясинской свиты. Отдельные тела пород предположительно дивнинского комплекса встречаются на западном окончании гряды Геологической и на востоке Таймыра.

Интрузии дивнинского комплекса отчетливо дешифрируются на всех видах аэрофотоматериалов в виде полос с темным фототоном более рельефных, чем вмещающие их отложения «черносланцевого» состава.

В магнитных полях интрузии дивнинского комплекса имеющие относительно слабую намагниченность характеризуются интенсивностью до 60–80 гамм, что отличает их от раннетриасовых базитов угрюминского и быррангского комплексов. Интрузии дивнинского комплекса в пределах листа S-46 сложены амфиболизированными кварцевыми габбро и кварцевыми габбродолеритами, которые отличаются между собою только структурно. Породы темно-зеленого цвета имеют характерный «палеотипный» облик – амфиболитизированы, соссюритизированы. Структуры офитовая, пойкилитовая и диабазовая, часты элементы микрогранофировой структуры. Они сложены (в %): плагиоклазом (30-40) нацело замещенным серицитом и соссюритом, авгитом (20-35) уралитизированным и хлоритизированным, кварцем (до 10) в срастании с калиево-натриевым полевым шпатом; в небольших количествах присутствуют ярко коричневый биотит, апатит, ильменит, лейкоксен. Характерной особенностью пород является их зеленокаменное изменение, обилие уралитового амфибола.

Плагиоклаз в породах присутствует в форме призматических или лейстовидных кристаллов. Он почти всегда нацело замещен серицитом и соссюритом. Повсеместно в породах отмечается деанортизация плагиоклаза, сопровождающаяся появлением небольшого количества кварц, который самостоятельно либо в микрографическом срастании с калиево-натриевым полевым шпатом располагается в интерстициях между лейстами плагиоклаза или образует оторочку вокруг последних. При этом узкие интерстиции выполняются только кварцем, в случае широких интерстиций отмечаются участки микрографического срастания с калиево-натриевым полевым шпатом. Последний пелитизирован и имеет правильную таблитчатую форму. Эти участки микрографического срастания обычно обогащены мелкими чешуйками ярко коричневого биотита и акцессорного апатита.

Клинопироксен (авгит) располагается между лейстами плагиоклаза. Часто по краям зерен пироксен обрастает бурой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается актинолитом. Повсеместно пироксен замещается актинолитом, иногда до полных псевдоморфоз. Возможно, в породах присутствует в незначительном количестве первичная бурая роговая обманка, так как кроме гомоосевых псевдоморфоз имеется скопления её самостоятельных кристаллов.

В породах отмечаются единичные зерна оливина, почти полностью замещенные хлоритом.

По составу и характеру изменений породы дивнинского комплекса отличаются от их гомологов триасового возраста и сходны с конго-диабазами Сибирской платформы. Они характеризуются высокими, среди остальных фанерозойских базитов развитых в пределах листа S-46, содержаниями SiO<sub>2</sub> (49–53 мас.%), повышенной железистостью (10–14 мас.%), низкой магнезиальностью (6–9 мас.%) и субщелочным характером при резком преобладании натрия (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 5,5–8,5).

Экзоконтактовые изменения отмечаются в виде незначительного ороговикования вмещающих пород.

Возраст интрузий дивнинского комплекса принимается по геологическим данным и определяется их приуроченностью к отложениям не моложе устьпясинской свиты. Пересечения силла амфиболизированных кварцевых габбродолеритов дивнинского комплекса оливиновыми «кайнотипными» долеритами быррангского комплекса раннетриасового возраста отмечены В. Д.Пономаревым (1982) в районе высоты с отм. 315 м, расположенной в истоках руч. Заячий (левый приток р. Угрюмой, лист S–46-VII, VIII).

### 3.4. СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВ-НЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах листа S-46 интрузивные образования среднекаменноугольнопозднетриасового возраста представлены магматическими комплексами, характеризующимися широким спектром составов (от основных до кислых) и щёлочности. Большинство интрузивных комплексов гранитоидного состава локализованы в пределах Карского геологического района, основного состава – в пределах Южно-Быррангского геологического района, причем значительная часть их параллелизуется с трапповыми образованиями Сибирской платформы.

3.4.1. Карский геологический район

В пределах Карского геологического района выделяются позднепалеозойские ленивенско-толлевский гранитовый, еремеевско-бирулинский гранитлейкогранитовый, коломейцевский гранодиоритовый, оленьинский умереннощелочногранитовый и раннемезозойские угрюминский габбродолеритовый, беспамятнинский монцонит-граносиенитовый и северотаймырский лампрофировый комплексы.

**Ленивенско-Толлевский комплекс гранитовый** ( $\gamma C_{2-3} t$ ) впервые выделен Ю. И. Захаровым [Захаров, Васильев, 1974ф, Захаров, 1983]. Интрузии этого комплекса образуют автохтонные (ультраметагенные) массивы, развитые преимущественно в породах ленивенской серии венда и тревожнинском метаморфическом комплексе. В свою очередь они рассекаются гранитоидами еремеевско-бирулинского и гранодиоритами коломейцевского комплексов.

К этому же комплексу отнесены дайки лампрофиров – керсантитов, выявленные в каньоне р. Коломейцева при проведении прогнозноминерагенических исследований в 2013 г., среди флишоидных отложений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации и характеризующихся тем же возрастом по цирконам, что и гранитоиды ленивенско-толевского комплекса.

Наиболее крупные массивы гранитоидов закартированы в районах на междуречье Коломейцева и Толевой, на правобережье Ленивой севернее Главного Таймырского разлома. На правобережье р. Каменистая, вдоль долины р. Толевая и северо-западном побережье залива Вальтера в связи с ним отмечается зональный региональный метаморфизм андалузитсиллиманитового типа.

Гранитоидные тела характеризуются неправильной формой, конкордантным и конформным залеганием и вытянутостью в целом в северо-восточном направлении. Характер контактовых поверхностей массивов зазубренноапофизный, послойно-инъекционный с широким ореолом мигматитов. Для гранитоидов типичны гнейсовидные текстуры, порфиробластические структуры с реликтами гипидиоморфнозернистой. Основной разновидностью являются серые меланократовые мусковитизированные биотитовые (двуслюдяные) граниты, реже гранодиориты. Ю. И. Захаровым выделяются два типа гранитоидов по последовательности образования: метасоматические и реоморфические перемещенные (или две фазы – по В. Ф. Проскурнину [Хапилин и др., 1989]). Первые слагаются крупнозернистыми порфировидными и порфиробластическими разновидностями, вторые – среднемелкозернистыми, с гипидиоморфнозернистой структурой.

В составе жильно-дайковой фации выделяются дайки и жилы неполнодифференцированных биотит-мусковитовых пегматитов, пегматоидных и аплитовидных гранитов, биотитовых аплитов нескольких генераций. Большая часть пегматитов рассматриваемого типа может быть отнесена к магматогенно-метаморфогенному классу, отвечающему по своим особенностям перемещенным магматогенным пегматитам. С этими образованиями связан Толевско-Каменский мусковит-пегматитовый потенциальный рудный узел.

Основной минеральный состав гранитоидов определяется наличием плагиоклаза, кварца, биотита и порфиробласт микроклина, мусковита. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, реже сфеном, титаномагнетитом, рутилом.

Дайки лампрофиров в каньоне р. Коломейцева образуют согласные тела мощностью первые метры, макроскопически похожие на диабазы. Петрографически и геохимически выделяются три тип: первый (203022/5,6,7) представлен интенсивно измененными кремнисто-септехлоритово – глиноземисто-кремнистыми и карбонат-кремнисто-септехлоритовыми (монтмориллонитовыми) породами; второй – биотит (5%) – клинопироксеновым (15%) керсантитом с гломеропорфировой лампрофировой и панидиоморфнозернистой структурой; третий – биотитовой (35–40%) минеттой с призматическизернистым ортоклазом (30–35%) и андезин-олигоклазом (10–15%) в основной массе.

Петрохимические показатели гранитов, гранодиоритов, лейкогранитов свидетельствуют о принадлежности их к нормальному и умереннощелочному щелочноземельному ряду калиево-натриевой серии с равным относительно количеством Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O (Прил. 13, табл. 10). Лампрофиры близки по химическому составу умеренноглиноземистым монцодиоритам, кварцевым сиенитам, керсантитам калинатрового типа щелочности.

Спектры распределения РЗЭ (рис.3.4.1) пород ленивенско-толлевского комплекса характеризуются относительной выдержанностью и пологим наклоном без ярко выраженных пиков по Еu. Горные породы комплекса демонстрируют значительное геохимическое сходство при в целом более высоком уровне РЗЭ в лампрофирах. Вероятный субстрат формирования метаморфогенно-анатектического комплекса представлял собой вулканогенноосадочную толщу основного-среднего состава и главным механизмом было метаморфогеннное перераспределение вещества, доходившее до частичного плавления.

Пробы 203005/1 – двуслюдяной гранитогнейс и 203002/3 – пегматит демонстрируют генетическое единство, выраженной как в общем характере распределений редких и рассеянных элементов, так и в специфических особенностях – наличии положительных аномалий Y и Eu. Последнее свидетельствует об их анатектическом происхождении. Отрицательные аномалии Еи в спектрах РЗЭ практически всех остальных проб вероятно унаследованы от андезитоидного вулканогенного субстрата. Повышенные содержания когерентных элементов – ванадия, никеля и хрома в «лампрофирах» вероятно свидетельствуют о формировании их по базальтоидам.



# Рис.3.4.1. Распределение редкоземельных элементов гранитоидов ленивенско-толевского комплекса, нормированных на хондрит С1 [Boynton, 1984]. Пробы расставлены в порядке возрастания SiO<sub>2</sub>, черное – лампрофиры, красное – гранитогнейсы и гранитоиды, синее – пегматит.

13103- биотитовый гранодиорит, верховья р. Коломейцева, 203002/1- двуслюдяной гранодиорит из лейкосомы, мыс. Скалистый, 203002/3 – пегматит, мыс. Скалистый; 203002/66 – порфиробластический двуслюдяной гранитогнейс, мыс. Скалистый, 203003- мыс Дубинского, двуслюдяной гранитогнейс, 203005/1- мусковитизированный умереннощелочной гранит существенно калиевый, мыс Дубинского, 204064 – р. Малая Толевая, двуслюдяной гранодиорит. 203022/5,6,7,11– р. Коломейцева (устье р. Куропаточьей), лампрофиры; 203027/2 – р. Коломейцева (устье р. Спокойной), лампрофир.



Рис.3.4.2. Спайдер-диаграмма горных пород ленивенско-толевского комплекса (нормировано по NMORB [McDonough & Sun, 1995, с дополнениями].

Относительно кларка кислых пород [Гусев и др., 1999] гранитоиды ленивенско-толевского комплекса выделяются только повышенными содержаниями Cr и Zn, пегматиты и гранитогнейсы –Мо, для лампрофиров более 10 гранитных кларков содержания Cr и Ni, большинство остальных рудных элементов выше кларка (рис.3.4.3).



Рис. 3.4.3. Кларк концентрации рудных элементов в гранитоидах ленивенско-толевского комплекса, нормированных на кларк кислых пород [Гусев и др., 1999]. Красным показаны гранитоиды, синим – лампрофиры.

Для определения возраста ленивенско-толевского комплекса были датированы цирконы U-Pb (SIMS SHRIMP) метотом из порфиробластических двуслюдяных гранитогнейсов мыса Скалистый (пр. 203002/6б) и двуслюдяного гранитогнейса мыса Дубинского (пр. 203003), образующих лейкосомы в амфиболитах тревожнинского метаморфического и аттинского интрузивного комплексов, из биотитовых гранодиоритов р. Мал. Толевая (пр. 204064), из биотитовых гнейсевидных гранодиоритов (проба 13103) левобережья верховьев р. Коломейцева (Приложение 11).

По результатам U-Pb датирования (см. Приложение 11) цирконов из гранито-гнейсов мыса Скалистый (пр. 2030002/6б) получен конкорднатный возраст 318 ±1 млн лет с разбросом датировок от 322 до 298 млн лет.

Цирконы из гранито-гнейсов мыса Дубинского (пр. 203003), из биотитового гранодиорита (пр. 204064), из биотитовых гнейсевидных гранодиоритов (проба 13103) в катодной люминисценции представлены кристаллами и обломками двухфазного строения, в которых как центральные, так краевые части характеризуются нарушенной магматической зональностью. По результатам U-Pb датирования центральных и краевых частей циркона пр. 203003 получен конкорднатный возраст 310  $\pm 2$  млн лет, возраст одного зерна циркона составил 212.8  $\pm 1.8$  млн лет. По цирконам в биотитовом гранодиорите (пр. 204064) получен конкордантный возраст по 10 точкам 303  $\pm 2$  млн лет. Для основной группы цирконов пробы 13103 сосчитан конкорднатный возраст 309  $\pm 2$  млн лет (все, кроме 3.1). Одно зерно имеет возраст 288.8  $\pm 2$  млн лет.

Для определения возраста формирования лампрофиров с каньона р. Коломейцева было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из двух образцов лампрофиров (Приложение 11), отобранных в устье р. Куропаточьей (203022/11) и устье р. Спокойной (203027/2). По результатам U-Pb датирования для ядерной части цирконов лампрофиров получены конкордантные возраста 311 ±2 и 301 ±2 млн лет соответственно.

Общий возрастной интервал формирования цирконов гранитоидов и лампрофиров ленивенско-толевского комплекса составляет 322 – 298 млн лет, в оторочках – 281, 288 (ранняя пермь) и 212 (позний триас) млн лет. Последние датировки отвечают возрасту внедрения гранитоидов коломейцевского и сиенитов беспамятнинского комплексов. Возраст ленивенско-толевского комплекса на основании конкордантных датировок в 301, 303, 311, 309, 310 и 318 млн лет принимается условно как средне-позднекаменноугольный (в среднем 308 млн лет), соответствующий возрасту становления мининского гранодиоритового комплекса (306 млн лет) на Западном Таймыре [Проскурнин и др., 2008].

Еремеевско-бирулинский комплекс гранит-лейкогранитовый (у C<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>eb).

Мусковитизированные граниты берега Харитона Лаптева п-ва Таймыр впервые описаны О. О. Баклундом в 1929 г. [1929], который обработал коллекцию Э. В. Толля 1900–1903 г. и предположившим существование огромного каледонского Таймырского гранитного батолита. Впоследствие изучением двуслюдяных гранитов и пегматитов занимались Н. П. Херасков (1933), В. Н. Кузнецов (1935–1936), Н. П. Виттенбург (1936–1938), А. М. Даминова (1947–1949), А. И. Судеркин и др. (1950). В 1950–1952 гг исследования по слюдоносности и бериллиености пегматитов продолжены Горнопромышленным управлением №21 МВД СССР. С 1958 г. интрузии данного комплекса наиболее детально изучались Л. А. Чайкой, руководившим Бирулинской экспедицией [Равич, Чайка, 1959]. Л. А. Чайкой из числа мусковитизированных гранитов выделены более ранние массивные граниты (еремеевские) и более поздние порфировидные трахитоидные (бирулинские), и те и другие рассматривались как наиболее древние протерозойские интрузивные образования. Ю. Е. Погребицким при изучении арх. Норденшельда [Государственная..., 1962, Погребицкий, 1972] двуслюдяные гранитоиды связывались с герцинским тектоногенезом.

Впервые в самостоятельный комплекс позднепротерозойского возраста мусковитизированные граниты с мусковит-бериллиеносными пегматитами выделены Ю. И. Захаровым с петротипом на п-ве Еремеева и побережье зал. Бирули [Захаров, 1974ф, 1985]. В его составе им выделялось четыре фазы: 1 – разнозернистые плагиограниты с жильной фацией аплитов; 2 – крупнозернистые трахитоидные граниты (бирулинские) с жильной фацией мелкозернистых гранитов, аплитов и мусковитовых пегматитов; 3 – среднезернистые полосчатые граниты (еремеевские) с жильно-дайковой фацией мелкозернистых гранитов, аплитов и редкометалльных пегматитов; 4 – мелкозернистые и аплитовидные граниты, аляскиты (негринские). Пегматиты по своим особенностям относены к перемещенным магматогенно-метаморфогенного класса специализированным на мусковит. В. Ф. Проскурниным [Хапилин и 1989] на п-ве Еремеева первые две фазы отнесены к раннедр., среднерифейскому ленивенско-толевскому комплексу, в составе собственно еремеевско-бирулинского комплекса позднего рифея были выделены интрузии трех фаз: 1) главной (крупнозернистые граниты); 2) дополнительной (средне-мелкозернистые); 3) жильно-дайковой.

Основными разновидностями пород являются светло-серые мезо- и лейкократовые мусковитизированные граниты, реже лейкограниты и аляскиты. Заключительная фаза представлена дайками, жилами и мелкими штоками бериллиевоносных пегматитов, пегматоидных и мелкозернистых лейкогранитов, аляскитов, аплитов, а также полевошпат-кварцевыми и турмалинкварцевыми жилами. Из акцессорных минералов в мусковитизированных гранитах наиболее типичны апатит, циркон, монацит, турмалин, флюорит, берилл, касситерит и др.

Основные петрохимические показатели пород свидетельствуют об их принадлежности к нормальному (плюмазитовому) ряду кислых и ультракислых пород с субщелочным уклоном за счет вторичных процессов калишпатизации и мусковитизации. Гранитоиды относятся к калиево-натриевой серии с преобладанием K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O. Средние содержания петрогенных окислов близки химическому составу гранит-лейкогранитового формационного типа. Коэффициенты альбитизации типичны для двуслюдяных аляскитовых пегматитовых гранитов, значения коэффициентов грейзенизации и агпаитности несколько ниже таковых, установленных для того же типа рудоносных гранитов [Хапилин, 1991].

При проведении среднемасштабных геологосъемочных работ [Беззубцев и др., 1985ф, 1998] и мелкомасштабных [Госгеолкарта –1000/2, Марковский и

др., 2002; Гогеолкарта – 1000/3, Макарьев и др., 2015] по сути все разновидности двуслюдяных гранитов объеденены в единый комплекс позднепалеозойского возраста. Гранитоиды рассматриваются в рамках единого многофазного Таймырского батолита с многочисленными ксенолитами роговиков.

На рассматриваемой площади гранитоиды комплекса распространены в районах побережья Харитона Лаптева, залива Миддендорфа, на полуострове Заря и междуречье Толевой и Коломейцева в их нижнем течении.

При мелкомасштабных работах [Гогеолкарта – 1000/3, Макарьев и др.,2015] двуслюдяные гранитоиды датированы ранним-средним карбоном на основании изотопных исследований аргон-аргоновым (22 пробы) и урансвинцовым (12 проб) методами. Датировки первым методом лежат в раннесреднепермском интервале, вторым в вендском И раннесреднекаменноугольным (табл.). Учитывая, что в данный комплекс включены образования как харитоновского комплекса условно вендского возраста, ленивенско-толевского и собственно еремеевско-бирулинского, а также для сбивки листов S-46 и T-46 [Гогеолкарта – 1000/3, Макарьев и др., 2015] предлагается под названием еремеевско-бирулинский выделить нерасчлененный комплекс условно раннекаменноугольно-среднепермского возраста.

## Таблица З.4.1.

## Изотопные датировки (млн. лет) цирконов из мусковитизированных гранитоидов (по данным ГДП-1000, 2008-2009, 2013 гг.)

			Семейство (текстурно-структурные осо- бенности и соотношение слюд)		Возр	аст цирконов	
Комплекс	№№ обр	Географическая привязка		Ряд щелоч- ности	Изотопный ( <sup>206</sup> Р	<sup>238</sup> U)	Гоологичати
					интервал	Модельный	1 сологический
новский	13102/2	Верховья р. Коломей- цева	гранит	норм	319–379–12 шт. 551–579–4 шт. 654–681–4 шт. 912–1050–2 шт. 1609	378±2	v
Харито	203001/5	р.Слюдяная	слюдяной гранит	ум/щ	281 305–311–8 шт. 571–584–2 шт.	310±2	V
	204060/9	левый борт реки Мал. Толевая	гранит	норм	338–341–9 шт. 378, 521	341±2	V
ий	13103	верховья р. Коломей- цева	гранодиорит	норм	288, 306–310–9 шт.	309±2	V
JIEBCK	203002/3	мыс Дубинского	пегматит письменный	ум/щ	268–275–11 шт. 1390,9 – 1 шт.	271±1,4	V
пот-о	203002/66	мыс Дубинского	гранит	норм	298 316–322–13 шт.	318±2	V
нивенск	203003	мыс Дубинского	гранит	норм	212, 307–309–7 шт. 314–317–2 шт.	310±2	V
Ле	204064	правый борт реки Мал. Толевая	гранодиорит	норм	300–304–10 шт. 2061	303±2	V
	139–1	о. Гейберга	Гранит (кр/з трахи-тоидный порфировид- ный двуслюдяной)	нормум/щ	314–316	315±2	C <sub>2</sub>
	38	о. Фирнлея	Гранит (кр/з биотитовый)	норм	325–326	330±2	C1
нский	140–3	о. Тыртов	Гранит (ср-м/з двуслюдяной)	нормум/щ	302, 306, 547, 553, 596,	C <sub>2</sub> , V <sub>1-2</sub>	
игли	144–1	о. Бианки	Лейкогранит (кр/з биотит-мусковитовый)	ум/щ	328–350–5шт 544–579–4 шт	337,5±4 556,8±8,8	C <sub>1</sub> V <sub>1-2</sub>
жо-бі	108	о. Сорокина	Гранит (кр/з порфи-ровидный мусковит- биотитовый)	ум/щ	299–307	303±4	C <sub>2</sub> /C <sub>3</sub>
MeeBo	128–1	м. Гелленори	Гранит (ср/з гнейсовидный биотит- мусковитовый)	нормум/щ	338–349(3 шт), 520, 567, 575	343,2±4	C <sub>1</sub> , C <sub>1</sub> , C <sub>1</sub> ,
Epe	121–2	о. Правды	Гранит (кр/з трахи-тоидный порфировид- ный двуслюдяной)	норм.	324–335–6 шт 572–1 шт	331,4±2	
	403–7	о. Нансена	Гранит (м-ср/з биотит-мусковитовый)	норм	298–321	311,4±5	C <sub>2</sub>
	614–1p.	р. Жилина	Гранодиорит (ср/з гнейсовидный биотито-	норм	303–319	311,9±3,2	C <sub>2</sub>

		вый)				
604	п-ов Зари	Лейкогранит (ср/з гнейсовидный биотит- мусковитовый)	норм	338–354–3 шт 563–1 шт	344,5±4,2	$egin{array}{c} C_1 \ V_2 \end{array}$
114–9	п-ов Еремеева	Гранит (кр/з двуслюдяной)	ум/щ	325–340–5 шт 565–592–3 шт	средн.332	$\begin{array}{c} C_1 \\ V_1 \end{array}$
IV-4-1	зал. Бирули	Лейкогранит (м/з биотит-мусковитовый)	норм	310–334	321,5±3,2	C <sub>1-2</sub>

Коломейцевский	203004	мыс Дубин- ского	мусковитизированный гранит	норм	279–288–8 шт. 296, 304	287±2	<b>P</b> <sub>1</sub>
	203009	р. Ориентир- ная	мусковитизированный лейко- гранит	норм	275–285	283±1	<b>P</b> <sub>1</sub>
	203014	р. Каменная, правый при- ток	мусковитизированный гранит	ум/щ	238–240–6 шт. 137–199–4 шт.	240±2	$T_2$
	203025	р. Коломей- цева	метариолит-порфир	норм	280,3 - 285,9	282±2	<b>P</b> <sub>1</sub>
	203032	р. Коломей- цева	метариолит-порфир	норм	271–4 шт. 130–196–3 шт.	272±2	<b>P</b> <sub>2</sub>
	204052/ 1	левый борт руч. Кочияк	мусковитизированный биоти- товый гранит	ум/щ	283–288	286±1	<b>P</b> <sub>1</sub>

Коломейцевский комплекс гранодиоритовый ( $q\delta P_{1-2}k$ ) выделен В. Ф. Проскурниным на Нижне-Таймырской площади листа S-47 с петротипом в каньоне р.Мутная, где в каньоне вкрест простирания вскрыта центральная часть Коломецевского батолита [Хапилин и др., 1986а, Проскурнин, 1987]. Ранее коломейцевские гранитоиды в пределах рассматриваемой территории изучались О. Т. Преображенской, А. М. Даминовой, А. Я. Лайковой [Преображенская и др., 1954 ф, Даминова, 1958], в районе р. Зееберга О. С. Грум-Гржимайло, отдельные региональные пересечения совершены Л. В. Махлаевым и др. в 1968.

Комплекс на листе S-46 представлен юго-западной частью Коломейцевского батолита (1500 км<sup>2</sup>) линейно-вытянутого в северо-восточном направлении на расстояние более 60 км и шириной до 20 км. К кварцевым диоритам и гранодиоритам коломейцевского комплекса относится также ряд более мелких тел округлой, овальной и неправильной формы, обнажающихся к северу от Главного Таймырского разлома в верховьях р. Шренк и на правобережье р. Непонятная. По изотопно-геохронологическим и геохимическим данным, кроме этого к комплексу отнесены биотитовые граниты изредко мусковитизированные, развитые к северу от массивов биотит-роговообманковых гранодиритов в бассейнах р. Каменная, Ориентирная, верховьях р. р. Толлевая, Сиреневая, а также в виде мелких тел на побережье Харитона Лаптева. По возрасту с этим же комплексом связывается формирование даек (мощностью до 20–30 м) риолит-порфиров в каньоне р. Коломейцева. Последние ранее [Шулятин, 1974ф,1985] считались лавами и рассматривались в составе разреза ленивенской флишоидной серии (таймырской по [Шулятин, 1974ф,1985]).

Гранитоиды коломейцевского комплекса секутся позднепермскими субщелочными гранитами оленьинского комплекса, раннетриасовыми габбродолеритами угрюминского комплекса и позднетриас-раннеюрскими штоками беспамятнинского комплекса (интрузия г.Высокой и др.) монцонит-сиенитграносиенитового состава.

Внутренние части собственно коломейцевских массивов сложены роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, а эндоконтактовые (до 50 м) – кварцевыми диоритами. При приближении к зоне Главного Таймырского разлома в гранодиоритах широко развиты процессы наложенного калиево-натрового порфиробластеза. На водоразделе рек Шренк и Ориентирной, рек Мамонта и Мал. Толевая происходит резкая смена роговообмаковобиоититовых коломейцевских гранодиоритов на поля мигматитов и биотитовых гранитов, которые по возрасту сопоставляются с коломейцевскими гранодиоритами. Взаимоотношение требует дальнейшего изучения.

Контакты массивов с вмещающими толщами рвущие, волнистые, в апикальной части апофизообразные, мигматитоподобные. В экзоконтактовых зонах массивов (до 200 – 600 м) развиты роговики амфибол-роговиковой фации (биотит-кварцевые, биотит-полевошпат-кварцевые, амфибол-биотиткварцевые, гранат-биотит-кварцевые, кордиерит-биотит-кварцевые, андалузитовые и др.). Вмещающими являются главным образом флишоидные отложения ленивенской серии (RF) и мининской толши (RF3-V<sub>1</sub>), представленные филлитами и слабо регионально метаморфизованными песчаниками, глинистыми и углеродистыми сланцами. Характерным признаком являеется отсутствие в них деформаций, связанных с внедрением магматических масс. В районе Каменско-Толевского грабена отмечаются мигматиты с биотитовыми гранитами, с которыми связан зональный метаморфизм по карбонатнотерригенным отложениям, отнесенным к нерасчлененным вендраннекембрийским образованиям.

Массивы характеризуются слабоотрицательными магнитными и невысокими радиоактивными аномалиями. На водоразделе рек Шренк и Ориентирной, рек Мамонта и Мал. Толевая характерно наиболее высокое отрицательное магнитное поле, связанное, возможно, с интенсивными процессами калишпатизации и магнетитообразования. Роговики, где широко проявлена пирротинизация вмещающих пород, подчеркиваются линейными аномалиями магнитного поля вдоль контакта.

Породы коломейцевского комплекса характеризуются массивной и, реже, гнейсовидной (кварцевые диориты) текстурой и крупнокристаллической равномернозернистой, реже порфировидной структурой. Иногда в породах проявлены элементы катакластической структуры. Цвет пород меняется от розовато-светло-серого в гранитах до темно-серого в кварцевых диоритах.

Главными породообразующими минералами в кварцевых диоритах и гранодиоритах являются плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз), роговая обманка и биотит железисто-магнезиальный. Акцессорные и рудные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, ильменитом, пиритом, халькопиритом. Из вторичных следует отметить ортоклаз, анортоклаз, кварц, биотит, эпидот, серицит.

Граниты отличаются повышенным содержанием кварца, отсутствием амфибола, биотит – высокожелезистый.

По химическому составу (Прил. 13, табл. 11, 12) гранодиориты, граниты и кварцевые диориты коломейцевского комплекса соответствуют одноименным породам нормального петрохимического ряда калиево-натриевой серии. Для них характерен повышенный уровень (Кк от 2 до 5) концентрации Сг, Ni, Co, Ti, Sr, Be, а также V. По составу и характеру корреляционных связей петрогенных элементов гранитоиды комплекса занимают промежуточное положение между диорит-плагиогранитовыми и гранодиоритовыми формационными типами [А. Ф. Хапилин и др., 1986]. По Л. В. Таусону [Таусон, 1977] гранодиориты относятся к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда.

Петрохимические показатели гранитоидов коломейцевского комплекса свидетельствуют о принадлежности их к нормальному щелочноземельному ряду калиево-натриевой серии с незначительным преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O (Приложение 13, табл. 9).

Геохимические параметры (рис.3.4.4, 3.4.5. Приложение 9) горных пород коломейцевского комплекса демонстрируют его сложную и неоднозначную природу. Имеющиеся данные распадаются как минимум, на три отчетливые группы.

Риолиты (пробы 203025 и 203032) характеризуются резкой отрицательной европиевой аномалией, при отсутствии таковой по стронцию. Видимо, это

связано с отсутствием существенной дифференциации при образовании риолитового расплава.

Проба 204052/1 – отчетливый анатектит, сформированный in situ в ходе магматического замещения, агентом которого, вероятно, был дацитовый расплав, представленный образцами гранодиоритов. Вариации составов гранитогнейсов очевидно связаны с характером субстрата, по которому они развивались.

Формирование комплекса вероятнее всего происходило в обстановке коллизии (аккреции) в глубинной части орогена при еще действующей зоне субдукции.



#### Рис.3.4.4. Распределение редкоземельных элементов гранитоидов коломейцевского комплекса, нормированных на хондрит С1 [Boynton, 1984].

Красным гранодиориты, синим гранодиориты руч. Оленьего (лист S-47), зеленым граниты, в т. ч. метариолит-порфиры (203025, 203032). 204098, 204101 – гранодиориты роговообманковобиотитовые, калия более натрия, 203025, 203032 —риолит-порфиры р. Коломейцева; 203004, 203009-граниты биотитовые в зональном метаморфизме, 203014 – мусковитизированный умереннощелочной крупнозернистый гранит, р. Каменная, 204052/1 – мелко-среднезернистые мусковитизированные ум/щ гранит, р. Кочиак лев. приток р. Сиреневая, 203043/8 – гранит руч. Оленьего в ксенолите гранит-порфиров оленьинского комплекса.



Рис.3.4.5. Спайдер-диаграмма горных пород коломейцевского комплекса (нормировано по NMORB [McDonough & Sun, 1995, с дополнениями]. Красным гранодиориты, синим

# гранодиориты руч. Оленьего (лист S–47), зеленым граниты, в т. ч. метариолит-порфиры (203025, 203032).

Относительно кларка кислых пород гранодиориты коломейцевского комплекса выделяются повышенными содержаниями Zn, Cd, Cr, Mo, иногда Au, граниты характеризуются близко кларковыми содержаниями рудных элементов, в риолит-порфирах отмечаются резко повышенные As, Ag,Sb, Pb, Au (рис.3.4.6).



Рис. 3.4.6. Кларк концентрации рудных элементов в гранитоидах коломейцевского комплекса, нормированных на кларк кислых пород [Гусев и др., 1999]. Красным гранодиориты, синим гранодиориты руч. Оленьего (лист S–47), зеленым граниты, в т. ч. метариолит-порфиры (203025, 203032).

Для определения возраста гранитовой и риолит-порфировой фаций коломейцевского комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из мусковитизированных порфиробластических гранитов мыса Дубинского (пр. 203004), из лейкогранитов р. Ориентирная (пр. 203009), мелкосреднезернистых мусковитизированных гранитов р. Кочиак 204052/1 и риолит-порфиров р. Коломейцева (пр. 203025 и 203032) (Приложение 11).

По результатам U-Pb датирования цирконов из гранитов мыса Дубинского (пр. 203004) получен конкорднатный возраст по 8 зернам из кайм и ядер 287 ±2 млн лет с разбросом датировок от 279 до 305 млн лет, из лейкогранита р. Ориентирной (пр.203009) – 283±1 млн лет. В пробе 204052/1 цирконы, выделенные из гранита р. Кочиак, в катодной люминисценции представлены кристаллами и обломками двухфазного строения: темное ядро с грубой магматической зональностью и светлая оболочка со следами зональности. По результатам U-Pb датирования для ядерной части цирконов получен конкордантный возраст 307 ±2 млн лет, для оболочек –294 ±2 млн лет.

По результатам U-Pb датирования цирконов из риолит-порфиров р. Коломейцева в пр. 203025 по семи точкам получено конкордантное значение возраста 282 ±2 млн лет, в пр. 203032 – по четырём точкам – 272 ±2 млн лет.

Таким образом, в результате датирования цирконов U-Pb методом из пяти пробам получены следующие конкордантные возрасты: 287 ±2 (пр 203004),

283±1 (пр. 203009), 294 ±2 (пр. 204052/) млн лет для мусковитизированных гранитов; 282 ±2 (пр. 203025), 272 ±2 (пр. 203032) млн лет для риолитпорфиров. В каньоне р. Оленьей (лист S–47) из ксенолита коломейцевских биотитовых гранодиоритов (пр. 203043/8) в позднепермских порфировидных гранитах оленьинского комплекса U-Pb датированием цирконов получен возраст 268.3 ±3.2 млн лет (Дополнение №3 к Легенде Госгеолкарты–1000/3, 2014). Интервал формирования рассматриваемых гранитов составил 268– 294 млн лет, отвечающий ранней-средней перми. В соответствие с этим возраст пород коломейцевского комплекса принят ранне-среднепермским.

Обоснование принадлежности и отнесения гранитовой и риолитпорфировой фации к коломейцевскому комплексу требует дальнейшего обоснования.

**Оленьинский комплекс умереннощелочногранитовый** (εγ**P**<sub>3</sub>*o*) выделен В. Ф. Проскурниным при ГГС–200 [Хапилин и др., 1986, Проскурнин В. Ф., 1987] с петротипом на р. Оленья (массив Оленьинский) листа S–47.

На рассматриваемой площади к данному комплексу отнесены западная часть массива Волчий в верховьях руч. Волчий (до 100 км<sup>2</sup>), массив на междуречье Обрывистой и Основного (до 50 км<sup>2</sup>), массив Каменистый (до 150 км<sup>2</sup>) на правобережье руч. Каменистый, мелкие тела в верховьях р. Шренк и правобережье р. Непонятная, располагающиеся к северу от Главного Таймырского разлом и прорывающие докембрийские и нижнекембрийские отложения (ленивенская серия, мининская толща, хутудинская толща), представленные филлитами, метапесчаниками, глинистыми углеродистыми сланцами, а также позднепалеозойские гранитоиды коломейцевского комплекса. Небольшой массив (до 2 км<sup>2</sup>) установлен на левобережье р. Лев. Мамонта, где он сечет и контактовометаморфизует вулканиты мамонтовской толщи.

Для массивов характерны овальные и изометричные очертания в плане, резкие крутые контакты и секущее положение по отношению к вмещающим образованиям. Они выделяются положительными магнитными аномалиями (3–6 мГ) и, по-видимому, имеют форму штоков с куполовидной кровлей. Массивы сложены порфировидными и порфиробластовымим крупнозернистыми биотитовыми умереннощелочными гранитами (преобладают), а также гранит-порфирами, лейкогранитами, гранодиоритами.

В краевых частях тел отмечается резкое уменьшение зернистости пород и появление оторочек гранит – (гранодиорит)-порфиров. Вмещающие терригенные отложения в экзоконтактовой зоне шириной до 200 м ороговикованы в условиях амфибол-роговиковой фации. Контактово-измененныс породы представлены чаше всего биотит-кварцевыми и биотит-амфибол-плагиоклазкварцевыми роговиками. Гранодиориты коломейцевского массива в контакте с гранитоидами оленьинского комплекса калишпатизированы и окварцованы.

Граниты и гранодиориты ранней фазы характеризуются преимущественно крупнозернистой порфировидной и порфиробластовой структурой. Подчиненное значение в центральных частях массивов имеют равномернозернистыс граниты второй фазы с гипидиоморфнозернистой, участками аллотриоморфнозернистой структурой. Для лейкогранитов обычна гипидиоморфнозернистая структура. Цвет пород красновато-розовый, серо-розовый, светлосерый. Минеральный состав их следующий (%): калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин, ортоклаз – пертит) – 30–40; плагиоклаз (альбит – олигоклаз) – 20–25; кварц – 25–35; биотит – 3–15; зеленая роговая обманка – до 3. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, флюоритом, гематитом; рудные и акцессорные – сфеном, апатитом, цирконом, иногда гранатом, ортитом, магнетитом, пирротином, пиритом, халькопиритом, молибденитом. Средний индекс цветности уменьшается от 15 в гранодиоритах до 7–10 в гранитах и 2–7 в лейкогранитах.

Заключительная жильно-дайковая фаза оленьинского комплекса представлена аплитами, пегматитами, пегматоидными гранитами, гранит-порфирами. Их мощность не превышает 0,5 м. Аплиты представляют собой тонкозернистые массивные породы светло-розового цвета с аллотриоморфнозернистой и гранофировой структурой. Пегматиты отличаются крупнозернистой блоковой, реже графической структурой и розово-красным цветом. Аплиты и пегматиты сложены (%): ортоклазом – 40–45; альбитом – 25–30; кварцем – 30– 35; биотитом – 0–1; мусковитом – 0–2. Среди акцессорных и рудных минералов обычны сфен, апатит, магнетит, пирит, реже встречаются гранат, молибденит, галенит.

На завершающем этапе образуются мусковит-кварц-полевошпатовые жилы и гидротермально-метасоматические прожилки флюорит-пирит-мусковиткварцевого состава. Образования поздней фазы несут молибденитовую и халькопирит-пиритовую минерализацию.

Химический состав гранитоидов массива Каменистый оленьинского массива приведен в Прил. 13, табл.13. Гранитоиды комплекса соответствуют умереннощелочным гранитам и лейкогранитам с калиево-натриевым (Na<sub>2</sub>O < K<sub>2</sub>O) типом щелочности. Судя по содержаниям и особенностям корреляционных связей основных петрогенных элементов, они занимают промежуточное положение между лейкогранитовым и щелочно-гранитовым формационными типами [Проскурнин,1987].

Микроэлементный состав оленьинского комплекса приведен в Приложении 9

Спектры распределения РЗЭ (рис. 3.4.7) пород оленьинского комплекса характеризуются хорошей выдержанностью и выраженной вариативностью. В пробе 204025/4а наблюдается слабо выраженная положительная аномалия по Eu. Отрицательные слабовыраженные европиевые аномалии проявлены в пробах 204001, 204004/1 и 204025/9.

На диаграмме мультиэлементных спектров распределения (рис. 3.4.8) наблюдается крупная положительная аномалия по Y и локальная положительная аномалия по Pb (в пробах 204004/1 и 204025/4а). Проявлены отрицательные аномалии по Ba и Yb. Отмечаются повышенные содержания Мо, достигая иногда 0,1% в рудныхпробах (204025/6).



Рис.3.4.7. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондрит С1 [McDonough&Sun, 1995].



Рис. 3.4.8. Мультиэлементные спектры распределения, нормированные на кларк кислых пород [Гусев и др., 1999].

Возраст порфировидных гранитов оленьинского комплекса по калийаргоновым датировкам [Проскурнин, 1987] составляет 256 млн лет (поздняя пермь). Определения возраста цирконов пород комплекса U-Pb (SIMS SHRIMP) методом на листе S-47 дало интервал 240-251 млн лет, соответствующий времени внедрения раннетриасовых даек габбродолеритов, которыми они рассекаются. Для дополнительного обоснования возраста оленьинского комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из образца биотитовых гранит-порфиров (проба 204025/4), отобранного в юго-западной части массива Каменистый (см. Приложение 11).

Монофракция цирконов из пробы 204025/4 представлена прозрачными, мутными и полупрозрачным, желтыми и рыжими, длиннопризматическими идиоморфными кристаллами и их обломками. Размер зёрен 90–400 мкм, Ку

213

2–5. Цирконы в катодной люминисценции с тонкой и грубой зональностью, умеренным свечением. Отдельные зоны с ярким либо с тусклым свечением. Некоторые кристаллы содержат ядра округлой формы с крупными включениями.

U-Pb методом (SIMS SHRIMP) получен конкордантный возраст по 10 точкам 255  $\pm 2$  млн лет, (см. Приложение 11) отвечающий поздней перми, что согласуется с результатами В. А. Верниковского в 256 млн лет, полученных для порфировидных гранитов п-ва Челюскин [Верниковский и др., 1993]. Содержание U, Th, Th/U отношения следующие: U = 134–1257г/т, Th = 79– 573г/т, Th/U = 0,41–1,39.

Угрюминский комплекс габбродолеритовый (vβT<sub>1</sub>u) выделен В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГГК–200 Таймырской серии в 1997 г. Представлен силлами и дайками оливиновых, реже кварцсодержащих долеритов, габбродолеритов. Породы комплекса ограниченно распространены в северной части листа S-46.

Интрузивные тела данного комплекса распространены на территории севернее Пясинско-Фаддеевского разлома: в районе рек Куропаточья, Оленья, Каменистая, руч. Широкий, левобережья р. Непонятной, р. р. Красивая, Угрюмая, Ожидания, Мамонта.

Интрузии севернее Главного Таймырского и Диабазового разломов прорывают вендские (?) метаморфические породы тревожнинского и медвежевского метаморфических комплексов, ленивенской серии, вендскораннекембрийские метаморфизованные терригенные породы мининской толщи, а также гранитоиды ленивенско-толлевского, коломейцевского и оленьинского комплексов. В бассейне р. Угрюмой и верховьях р. Шренк долериты рассекают гранитоиды Верхнешренковского массива позднего рифея и конго-диабазы дивнинского комплекса позднего девона (?)

Мощность тел достигает 5 м, протяженность – 18 км. Контакты с вмещающими породами пологосекущие. Зона экзоконтактовых изменений не более 10 м.

Для габбродолеритов характерны габбровые, офитовые, пойкилоофитовые, долеритовые и порфировидные структуры. Плагиоклаз образует две генерации – основного состава (лабрадор-битовнит) в порфировкрапленниках и кислого (олигоклаз) состава в микролитах. Вкрапленники сложены пироксеном (салитом), оливином, уралитизированным амфиболом.

Химический состав пород (Прил. 13, табл. 14) соответствует оливинсодержащему габбро. Долериты содержат повышенное количество FeO, по соотношению Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O относятся к натриевому типу пород, пересыщенных глиноземом (индекс Шенда >1). По количеству темноцветных минералов породы относятся к мезократовым.

Повышенные содержания малых элементов отмечаются для меди (до 0,2%), никеля (0,1%), золота (до 0,0002%), цинка (до 0,1%) [Беззубцев и др., 1985].

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. Беспамятнинский комплекс монцонит-граносиенитовый (νξ-γξT<sub>2</sub>-3bp) выделен В. Ф. Проскурниным в 2006 г при подготовке Легенды к Госгеолкарте 1000/3 [Легенда...2008] из состава северотаймырского комплекса, выделенного при ГГС–200 [Хапилин и др., 1986; Проскурнин, 1987]. Его петротип представлен массивами в низовьях р. Беспамятная на сопредельной с востока территории. В пределах листа S–46 интрузии беспамятнинского комплекса, впервые закартированные А. М.Даминовой [Даминова, 1958], расположены в бассейнах рек Куропаточья и Каменистая. В последствие изучались

В. В. Беззубцевым и др., [Беззубцев и др., 1979ф, 1985ф, 1998] В. Ф. Проскурниным [Проскурнин, 1987]. В плане интрузии представляют собой овальные, слегка вытянутые тела (штоки) с площадью выходов 4 и 7 км<sup>2</sup>, залегающие на водоразделах, и прорывающие гранитоиды оленьинского и коломейцевского комплексов. Данные тела имеют зональное, трёхфазное строение.

Образования ранней фазы представлены мелко-, среднезернистыми пироксен-биотитовыми, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми монцонитами, габбро-сиенитами, монцонит-порфирами. Наиболее широко развитыми являются образования средней фазы – крупно-, мелкозернистые, неравномернозернистые, амфиболовые, амфибол-биотитовые сиениты, сиенит-порфиры, сиенитовые аплиты, кварцевые монцодиориты. Крупно-, среднезернистые разности пород слагают центральные части штоков, сиенит-порфиры, аплиты – зоны эндоконтактов, жильные и дайковые тела. Поздняя фаза внедрения представлена амфибол-биотитовыми, биотитовыми, средне-, мелкозернистыми, неравномернозернистыми кварцевыми сиенитами, граносиенитами и граносиенит-порфирами.

Монцониты, сиениты, граносиениты обладают гипидиоморфнозернистой, порфировидной, монцонитовой структурами. Порфировидные вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, амфиболом или биотитом. Основная масса – полевыми шпатами при второстепенной роли темноцветных и рудных минералов, апатита.

Минеральный состав пород комплекса (в %): калиево-натриевый полевой шпат (анартоклаз)– 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 (Прил. 13, табл. 15) породы комплекса относятся к умереннощелочному ряду калиево-натриевой, калиевой серий с вариацией составов от габбросиенитов и монцонитов до граносиенитов. По коэффициенту глиноземистости породы высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые.

При геохимическом изученни близких массивов беспамятнинского комплекса на листе S–47 [Государственная..., 2015, в издании] были отмечены 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). Главная особенность горных пород со-
стоит в наличии интенсивных отрицательных Ta-Nb и титановой аномалий. Это отражает присутствие надсубдукционной компоненты в процессе магмообразования.

При датировании пород комплекса U-Pb методом на смежном листе S-47 [Государственная..., 2015, в издании] для монцогаббро ранней фазы (пр. 203045) был получен конкордантный возраст 240,6±2,8 млн лет, для монцодиоритов средней фазы (203045/3) – 235,9±2,8 млн лет, для граносиенитов поздней фазы (203045/4) – 233±1 млн лет [Дополнение №2 к Легенде....2014], соответствующих границе ладинского и карнийского веков. На основании этого возраст образований беспамятнинского комплекса принят среднепозднетриасовым.

Северотаймырский комплекс лампрофировый ( $\chi T_3 st$ ) выделен в самостоятельный комплекс при составлении листа S-47 (2014 г.). Ранее [Хапилин и др., 1986; Проскурнин, 1987, Легенда ..., 2008] он объединял все интрузивные тела пестрого состава, включая кольцевые штоки габбро-монцонитграносиенитового состава беспамятнинского комплекса. Дайки лампрофиров приурочены к разломам северо-западного простирания.

Лампрофиры состоят из основной массы полевошпатового состава и порфировкрапленников биотита, титан-авгита, реже оливина и роговой обманки, в количестве от 20 до 60%. Андезин-лабрадор образует мелкие лейстовидные вкрапленники, соссюритизированные, карбонатизированные. Акцессорные минералы – апатит, титанит, циркон, магнетит, гематит, халькопирит, пирит. По вещественному составу лампрофиры Прил.13, табл. 16.) относятся к группе высокощелочных мелабазальтов и близки породам ряда камптонитмончикита. Их отличает высокая степень меланократовости и наличие в составе субщелочных темноцветных минералов.

Возраст северотаймырского комплекса принят как позднетриасовый на основаниии прорывания дайками лампрофиров позднепермских гранитоидов оленьинского комплекса, их секущим северо-западным положением по отношениию к северо-восточному простиранию складчатости Таймыра и датировками в двух образцах в интервале 223 –231 млн лет на смежном листе S–47 [Государственная..., 2015, в издании; Дополнение №3 к Легенде ..., 2014].

# 3.4.2. Южно-Быррангский геологический район

В пределах Южно-Быррангского геологического района выделяются три стадии проявления интрузивного магматизма: позднепермскораннетриасовая, средне-позднетриасовая и позднетриасовая, развитые на трех геологических площадях: Озеротаймырской, Диксонской и Коротковской. дюмталейский умереннощелочной шрисгеймит-феррогаббро-диоритовый, верхнетаймырский габбродолеритовый, дикарабигайский габбро-монцонитсиенитовый, тарейский умереннощёлочногаббродолеритовый, мооровский альнеитовый, озеротаймырский карбонатитовый, и верхнетарейский гранитпорфировый комплексы.

### Озеротаймырская геологическая площадь

В пределах Озеротаймырской площади выделяется позднепермскораннетриасовые тарисеймитаринский трахидолеритовый, быррангский долеритовый, левлинский пикрогаббродолеритовый, боотанкагский оливинитпикрит-габбродолеритовый; средне-позднетриасовые дюмталейский умереннощелочной шрисгеймит-феррогаббро-диоритовый, верхнетаймырский габбродолеритовый, дикарабигайский габбро-монцонит-сиенитовый и позднетриасовые озеротаймырский карбонатитовый и мооровский альнеитовый комплексы.

### Позднепермско-раннетриасовые интрузивные образования

Тарисеймитаринский комплекс трахидолеритовый ( $\tau\beta P_3 tt$ ) был выделен в 1985 г. Н. Н.Нагайцевой и Е. Н.Ленькиным в ходе поисковых работ на медно-никелевые руды в южной части Таймырской складчатой области [Нагайцева, Ленькин, 1985ф]. На рассматриваемой территории представлен дайками и силлами в восточной и западной частях хребта Бырранга, залегающими в терригенных отложениях среднего карбона – ранней перми, а также в позднедевонских карбонатных отложениях. Породы данного комплекса также встречаются и на Коротковской геологической площади.

В бассейне среднего течения Тареи ассоциация трахидолеритов включает до шести параллельных силлов мощностью 10–20 м, соединенных иногда маломощными дайками. Вмещающими служат девонские и каменноугольные отложения. В восточной части гор Бырранга листа силлы трахидолеритов и плагиопорфировидных трахидолеритов сосредоточены в бассейне рек Малая Кыйда и Буотанкага и размещаются в основном на границе турузовской (С<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>) и быррангской (Р) свит.

Силлы трахидолеритов тарисеймитаринского комплекса секутся другими интрузиями основного состава и не встречаются в разрезе выше байкурской свиты (P<sub>2-3</sub>).

Состав трахидолеритов (%): плагиоклаз (№ 35–65) – 45–55; титан-авгит – 18–30; оливин (Ра 45–55) – 5–12; магнетит, ильменит – 3–5: апатит – до 1; иногда микропегматит – 1–2,

По соотношению основных петрохимических параметров (Прил. 13, табл. 17) трахидолериты относятся к умереннощелочному ряду основных пород, а по соотношению щелочей (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 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.

Рассматриваемые трахидолериты сходны с трахибазальтами сырадасайской свиты не только по составу, но и по характеру намагниченности, что свидетельствует о близком возрасте формирования тех и других. Таким образом, возраст интрузий тарисеймитаринского комплекса определяется как позднепермский. Интрузии трахидолеритов тарисеймитаринского комплекса сопоставляются с подобными интрузиями ергалахского комплекса на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район).

Быррангский комплекс долеритовый  $(\beta T_1 br)$ был вылелен в 1985 г. Н. Н.Нагайцевой и Е. Н.Ленькиным [Нагайцева, Ленькин, 1985ф]. Комплекс объединяет многочисленные интрузии долеритов, являющиеся по возрасту промежуточными между магматическими образованиями тарисеймитаринского и левлинского комплексов. Они наиболее широко распространены среди верхнепалеозойских отложений на площади гор Бырранга, где образуют многоярусные ассоциации параллельных силлов (до 20, в среднем 10–12) мошностью 5–80 м (в среднем 15–20 м), длиной до 40 км и более. Силлы долеритов распространены также в полосе ордовикско-силурийских пород, прослеживающейся от среднего течения р. Тарея до верховьев р. Шренк. Местами они группируются в линейные ареалы, насчитывающие до 8-10 тел мощностью 5-50 м и длиной до 12 км. Вмещающими служат терригенные отложения палеозойского возраста [Государственная..., 2000; Государственная..., 2015]. Кроме того, породы быррангского комплекса распространены и в пределах Коротковской геологической площади.

Преобладают недифференцированные интрузии оливиновых, оливинсодержащих либо безоливиновых долеритов с пойкилоофитовой, долеритовой и микродолеритовой структурами, более редки силлы оливиновых меланодолеритов. Как показали исследования, проведенные в районе оз. Таймыр, формирование интрузий происходило в порядке от безоливиновых к оливиновым меланодолеритам [Нагайцева, Ленькин, 1985ф].

Долериты содержат в переменном количестве плагиоклаз №55–70 (40–65%) и оливин  $Fa_{30-40}$  (0–20%), а также пироксен – энстатит-диопсид (24–28%), магнетит (до 5%), вторичные минералы (1–11%).

По соотношению основных петрохимических параметров все разновидности долеритов быррангского комплекса относятся к группе основных пород нормального ряда (Прил.13, табл. 18).

Долериты относятся к калиево-натриевому типу основных пород нормальной щелочности. Они умеренно насыщены кремнекислотой, мезо-, меланократовые (f = 19–23, в среднем 20), низко-, умеренно глиноземистые (al' = 0,6–0,78; 0,75). Для них характерны умеренно низкие содержания окислов титана (0,5–1,5%) и железа (9–11%). В нормативном составе присутствует гиперстен.

В ряду 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 Приложении 9. Долериты отличаются от трахидолеритов пониженными содержаниями щелочей, титана, железа, фосфора, бария, но повышенными – магния, хрома, никеля, кобальта и ванадия.

#### Таблица З.4.2.

Микроэле-	Безоливиновые	Оливинсо-	Оливиновые	Оливиновые	Средневзвешенный
менты	долериты	держащие	долериты	меланодоле-	состав интрузий быр-
		долериты		риты	рангского типа
Cu	0,0086	0,0098	0,0092	0,0085	0,009 , :
Ni	0,0090	0,0144	0,0177	0,0563	0,0246
Cr	0,0130	0,0370	0,0610	0,13	0,060
Co	0,0053	0,0047	0,0055	0,0085	0,006
V	0,033	0,032	0,037	0,038	0,035
Pb	0,00083	0,0	0,00072	0,00013	0,001
Zn	0,0072	0,0074	0,0065	0,0043	0,006
Ba	0,103	0,094	0,056	0,040	0,073
Кол-во	25	104	80	28	
анализов	25	104	80	28	

#### Микроэлементный состав долеритов быррангского комплекса, вес. %

\* По [Государственная..., 1998]. Спектральные полуколичественные анализы выполнены в лаборатории ПГО «Севморгеология».

Левлинский комплекс пикрогаббродолеритовый ( $\omega\beta T_1 l$ ), выделенный Н. Н.Нагайцевой и Е. Н.Ленькиным [Нагайцева, Ленькин, 1985ф] представлен интрузиями, сложенными преимущественно (>50%) пикритовыми габбродолеритами. Они полого секут интрузии тарисеймитаринского и быррангского комплексов и, в свою очередь, пересекаются интрузиями боотанкагского и верхнетаймырского комплексов. Вмещающими являются терригенные отложения от среднего карбона до верхней перми. В узких (до 1–3 м) экзоконтактовых зонах они превращены в роговики.

На территории листа интрузии этого комплекса распространены в пределах гряд Главная и Топографическая на территории Южно-Быррангского геологического района (Озеротаыймырская и Коротковская геологические площади). Интрузии этого комплекса полого секут образования тарисеймитаринского и быррангского комплексов и в свою очередь секутся более молодыми интрузиями боотанкагского и верхнетаймырского комплексов [Государственная..., 2000; Государственная..., 2015].

На площади листа интрузии этого комплекса представлены силлами и полого-секущими телами небольшой (10–15, редко 45–50 м) мощности, обычно образующими 2–3-этажные постройки, локализованные в замковых частях продольных структур. Реже встречаются дайки мощностью до 15 м, выполняющие радиальные и кольцевые трещины в краевых частях синклиналей. Вмещающими породами служат преимущественно терригенные отложения верхнего палеозоя. Отдельные тела встречаются как среди ордовикскосилурийских (р. Синедабигай, руч. Горбатый), так и среди раннетриасовых эффузивов бетлинской свиты (интрузия р. Диринга). Экзоконтактовые изменения незначительны и выражаются в ороговиковании вмещающих пород в зонах мощностью не более 5 м.

В строении наиболее крупных тел (интрузия р. Диринга) принимают участие (снизу вверх) [Государственная..., 2000]:

1) плагиоверлиты (оливин Fo<sub>81-83</sub> 45–50%, плагиоклаз №57–69 22–24% и пироксена Fs<sub>7-9</sub> 15–19%, биотит 2–5 %; рудные минералы: хромит, магнетит, пирротин, пентландит, халькопирит до 5, редко до 10 %) с линзами троктолитов;

2) оливиновые габбро-долериты (оливин  $Fo_{80}$  11–17%, плагиоклаз № 60–69 44–50%, клинопироксен  $Fs_{10-11}$  24–27%, ромбический пироксен  $Fs_{21-23}$  1–4%, биотит 3–5% и рудные минералы 2–4%);

3) габбро-долериты (плагиоклаз № 41–57 45–57%, клинопироксен 8–24%, роговая обманка 9–35%) и рудные минералы 1–9%).

Пикритовые разновидности составляют от 50 до 70 %. а габбро-долериты – не более 5–10 % общего объема тел. Интрузии небольшой мощности (до 20–25 м) отличаются однородным строением. Пикритовые габбро-долериты изотропных тел имеют следующий состав: оливин – 38–40%, плагиоклаз (№ 55–61) – 25–30%, моноклинный пироксен – 14–24%, ромбический пироксен – 1–4%, биотит – 1–5%, рудные минералы – 2–6%.

В Прил. 13, табл. 19 приведены средние химические составы пород интрузий данного комплекса. По соотношению основных петрохимических параметров породы рассматриваемых интрузий принадлежат к щелочноземельному ряду. К числу признаков, общих для всех разновидностей пород, кроме уровня щелочности, относятся низкая титанистость (1,5 <TiO<sub>2</sub> <0,5 %) и преимущественно калиево-натриевый (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 2–2,5) тип пород.

Пикритовые габбро-долериты характеризуются низкими содержаниями кремнекислоты, глинозема, щелочей и окиси кальция. Отличительными особенностями состава являются высокие концентрации окислов магния и хрома. Количество окислов магния почти вдвое превышает суммарное содержание окислов железа, что указывает па принадлежность пород к низкожелезистому (MgO>2FeO) типу пикродолеритов. Коэффициент окисленности железа равен 0,22.

Среднее содержание микроэлементов в пикритовых габбро-долеритах, вычисленное из 50 спектральных полуколичественных 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 кларкам ультраосновных пород [Гусев и др., 1999]

Боотанкагский комплекс оливинит-пикрит-габбродолеритовый ( $\omega$ v $\beta$ T<sub>1</sub>bk) выделенный Н. Н.Нагайцевой и Е. Н.Ленькиным [Нагайцева, Ленькин. 1985ф] включает дифференцированные интрузии гипербазит-базитового состава с медно-никелевым оруденением, по ряду признаков сходные с известными никеленосными массивами Норильского горнопромышленного района [Нагайцева, Ленькин. 1985ф]. Для них характерна тесная пространственная ассоциация с интрузиями левлинского комплекса. Интрузии боотанкагского комплекса прорывают магматические образования тарисеймитаринского, быррангского 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 сложении, кроме субультраосновных разновидностей пород (плагиопикритов, плагиоверлитов и пикритовых габбродолеритов) и габбродолеритов непременно участвуют такситовые и такситовидные габбродолериты. Для них характерны поздне- и постмагматические гидротермальнометасоматические преобразования.

Большинство интрузий боотанкагского комплекса, в том числе сам Боотанкагский массив, расположены на смежной с востока территории [Государственная..., 2015, в издании]. Интрузии приурочены к узлам пересечения дизьюнктивных зон северо-западного и северо-восточного простирания. Магмовмешающими являются участки сопряжения пликативных структур третьего порядка различного знака. Как установлено на примере Боотанкагского массива, интрузии этого типа образуют своеобразные многоярусные магматические «пучки», состоящие из 3–4 хонолитов, размером до 7.5х2,5 км, мощностью до 235 м, дифференцированных на две зоны: субультраосновную и основную с расслоением более высокого порядка. В сложении тел, кроме пикритовых габбро-долеритов и габбро-долеритов, непременно участвуют такситовые габбро-долериты с сегрегациями оливинитов. Для них характерны постмагматические гидротермально-метасоматическис преобразования.

На рассматриваемой территории к этому комплексу относятся Тальниковский массив и Верхнетаймырская интрузия, выявленные в конце 1970-х годов [Нагайцева и др., 1979ф]. Сложное структурно-тектоническое строение района и глубина эрозионного среза выявленных интрузий позволяют обследовать только фрагменты тел, имеющих сравнительно малую площадь выходов на земную поверхность. Наиболее хорошо изучен Тальниковский массив, расположенный в среднем течении руч. Тальник (приток р. Кыйда) и представленный двумя интрузивными телами: северным и южным. Северное (основное) интрузивное тело обнажается по берегам руч. Тальник на площади 0,2-0,35 км<sup>2</sup>. Оно приурочено к сводовой части небольшой антиклинальной изоклинальной складки восточно-северо-восточного простирания и по форме представляет собой хонолит, полого (10°) погружающийся в восточносеверо-восточном направлении. Его вмещают ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и углистые аргиллиты турузовской свиты (С<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>). В экзоконтактовой зоне шириной 40 м они превращены в биотит-пироксеновые роговики. В строении интрузива отчетливо выделяются следующие горизонты (сверху):

1. Пегматоидные габбро-долериты (20 м)

2. Оливинсодержащис габбронориты мезо- и лейкократовые, ритмично чередующиеся (30 м)

3. Оливиновые габбр-нориты. в нижней части незакономерно чередующиеся с троктолитовыми габбро-долеритами (35 м)

4. Пикритовые габбро-долериты (20 м)

5. Такситовые габбро-долериты с обособлениями оливинитов (15 м) базит-базитового состава с медно-никелевым оруденением, по ряду признаков сходные с известными никеленосными массивами Норильского горнопромышленного района. Для них характерна тесная пространственная ассоциация с интрузиями левлинского комплекса. Дифференцированные интрузии прорывают магматические образования тарисеймитаринского, быррангского и левлинского комплексов и в свою очередь секутся дайками более молодого верхнетаймырского комплекса. Формирование комплекса связано с инверсионной стадией развития Южно-Таймырского прогиба.

Второе (южное) интрузивное тело обнаружено в одном маршрутном пересечении в 500 м к югу от вышеописанного [Нагайцева и др., 1979ф]. Оно расположено стратиграфически и гипсометрически выше первого и проявлено крупноглыбовой элювиальной россыпью такситовых и пикритовых габбродолеритов с вклю-чениями оливинитов.

Верхнетаймырская интрузия обнаружена [Нагайцева и др., 1979ф] в левом борту долины р. Верхняя Таймыра. Судя по двум ее выходам общей площадью не более 0,1 км<sup>2</sup>, она представляет собой пластинообразнос тело северовосточного простирания видимой мощностью 50 м, полого секущее вмещающие верхнепермские отложения. В строении тела установлены следующие дифференциалы (сверху):

1. Пегматоидные амфиболовые и магнетитовые габбро-долериты (20 м)

2. Оливиновые и оливинсодержащис габбро-долериты (25 м)

3. Пикритовые габбродолериты (5 м)

Предполагается, что на поверхности обнажена только фланговая боковая ветвь дифференцированного массива.

Верхние пегматоидные габбро-долериты рассматриваемых интрузий состоят из пироксена (авгит, ферроавгит) до 40–50 % и плагиоклаза № 40–62 до 50–55 %. В подчиненном количестве присутствуют амфибол (бурая роговая обманка и актинолит) около 2–10 % (до 30 % в интрузии р. Верхняя Таймыра), хлорит, биотит, магнетит (до 7 % в интрузии р. Верхняя Таймыра).

Габбронориты и габбродолериты оливиновые, оливинсодержащие и троктолитовые габбро-долериты характеризуются габбро-офитовой и панидиоморфнозернистой структурой. Они сложены (%): оливином (15–25), клинопироксеном (авгитом и диопсидом) (15–35), ортопироксеном (5–12), плагиоклазом № 56–72 (45–60), а также магнетитом до 3%, биотитом (1–2%), бурой роговой обманкой до 1%.

Пикритовые габбро-долериты с оливинофировой, пойкилитовой и панидиоморфной структурой сложены (%): оливином (30–35), клинопироксеном (авгит и диопсид) (20–30), ортопироксеном (бронзит) (5–7), плагиоклазом (15–35), магнетитом, биотитом, роговой обманкой (до 2–3), хромшпинелидами (до 1). В породах содержится убогая интерстиционная вкрапленность сульфидов с сопутствующим биотитом, спорадически встречаются участки, обогащенные сульфидами (до 5–7 %) пентландит-халькопиритпирротинового состава.

Такситовые габбро-долериты отличаются от других пород неоднородным строением и пятнистой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых (пикритовые габбро-долериты, иногда с гранулированным оливином) и мезо-лейкократовых пегматоидных обособлений (плагиоклаз – 40–60 %, авгит, диопсид – 30–40 %, ромбический пироксен – 5–7 %, оливин – 5–7 %, магнетит и биотит – 2–3 %). К лейкократовой части породы приурочены гнездовые и шлировидные сульфидные выделения пентландит-халькопиритпирротинового состава. Характерной особенностью такситовых габбродолеритов Тальниковского массива, отличающей их от подобных образований норильских никеленосных интрузий, является присутствие овоидальных включений свежих крупнозернистых оливинитов размером до 7–10 см в поперечнике (ликвационные нодули). Количество их не превышает 5–15 % в северной ветви и достигает 40–50 % в южной. Оливиниты сложены крупными идиоморфными кристаллами оливина (90–95 %) с включениями хромшпинелидов, в промежутках между которыми располагаются плагиоклаз (1–7 %), бурый амфибол, флогопит, иногда ромбический и моноклинный пироксены, хромит, пирротин.

В Прил. 13, табл. 20 приведены химические составы пород указанных интрузий. По соотношению основных петрохимических параметров они относятся к образованиям нормального ряда калиево-натриевой и натриевой серии. В нормативном составе пород постоянно присутствует гиперстен, что свидетельствует о принадлежности их к толеитовой серии.

Пикритовые габбро-долериты рассматриваемых интрузий отличаются от однотипных пород вышеописанной интрузивной группы пониженными количествами кремнекислоты и хрома, но повышенными – окислов железа. Оливиновые габбродолериты по сравнению с подобными породами недифференцированных интрузий характеризуются пониженными содержаниями кремнекислоты и окислов железа при высоких содержаниях глинозема. По химическому составу оливиниты, пикритовые, такситовые и оливиновые габбро-долериты сходны с аналогичными образованиями никеленосных интрузий Норильского горнопромышленного района но

отличаются пониженными концентрациями железа, серы и повышенными – углерода (0,29–0,77 %).

В ряду пород от оливинитов и пикритовых габбро-долеритов к пегматоидным габбро-долеритам увеличивается количество кремнекислоты, окиси натрия и уменьшается – окиси магния. Отличительной особенностью интрузий рассматриваемой группы (объединяющей ИХ промьшленнос никеленосными интрузиями Норильского района) является неоднозначный характер поведения окислов железа, алюминия, кальция и калия, фиксирующий проявление различных трендов дифференциации на разных этапах становления интрузивов: боуоновского (MgFe<sup>2</sup>Fe<sup>3</sup>K $\leftrightarrow$ CaAlSiNa) на раннем этапе в ряду оливинит – оливиновый габбродолерит и скаергаардского (MgAl-Са↔SiFe<sup>2</sup>Fe<sup>3</sup>NaTi) – на позднем.Верхний возрастной предел интрузий боотанкагского комплекса фиксируется по пересечению их дайками габбродолеритов верхнетаймырского комплекса. По морфологии, условиям становления и времени проявления в эволюционном ряду пермско-раннетриасовых магматических образований дифференцированные интрузии боотанкагского комплекса сходны с промышленно-никеленосными интрузиями Норильского

района и, очевидно, представляют один и тот же формационный тип с однотипной металлогенической специализацией.

### Средне-позднетриасовые интрузивные образования

Дюмталейский комплекс **умереннощелочной** шрисгеймитферрогаббро-диоритовый (Τ<sub>2-3</sub>εω-εδ). Петротипом комплекса является расслоенная интрузия реки Дюмталей, обнаруженная в пределах южного обрамления Таймырской складчатой зоны при проведении геолого-съёмочных и поисковых работ Заполярной комплексной ГРЭ Норильского ГМК [Комарова и др., 1999, Кокорин и др, 1998ф]. Интрузия локализована в восточном крыле Митырнинской брахисинклинали, сложенной вулканогенными образованиями (Р<sub>3</sub>-Т<sub>1</sub>) и углеродисто-терригенными отложениями верхней перми. Интрузия прослежена серией поисковых (ТП-43, 52, 53, 40) и структурнопоисковых (ЛП-1,2) скважин. В физических полях она выражена высокоинтенсивными гравиметрическими и магнитными аномалиями. Протяжённость интрузии во вскрытой её части – 54 км при ширине 3-4 км и мощности 598-644 м. Интрузия погружается под углом 25° к центриклинальному замыканию складки и полого сечёт вмещающие терригенные и вулканогенные образования.

В строении интрузии выделяются [Кокорин и др, 1998ф]; следующие горизонты (снизу):

Такситовидные и контактовые габбродолериты (до 25 м)

Шрисгеймиты (керсутитовые плагиоверлиты), плагиоверлиты, пикрогаббродолериты, плагиопироксениты, в том числе оливин-керсутитовые (анкарамиты), мелагаббро оливиновые, редко троктолиты (17 – 66 м)

Феррогаббро и габбро, габбропегматиты, редко габбронориты и лейкогаббро (241 – 494 м)

Диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, иногда габброанортозиты (23 – 141 м)

Интрузия сопровождается ореолами контактово-метаморфических и метасоматических пород как в нижнем, так и в верхнем экзоконтактах. Формирование интрузии происходило в мезоабиссальных условиях, о чём свидетельствует значительный объём габбро в её 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.

Породы бетлинской свиты (T<sub>1</sub>) в верхней экзоконтактовой зоне (300 м) превращены в апобазальтовые пироксен-плагиоклазовые роговики с новообразованиями амфибола, биотита, эпидота, скаполита, карбонатов, магнетита, пирита.

В нижнем экзоконтакте (подстилающем) породы черноярской свиты (P<sub>2</sub>) преобразованы в апоалевритовые и апопесчаниковые амфибол-биотитовые и

эпидот-биотитовые роговики с графитизированным углистым веществом и прожилками (до 0,2 м) пород граносиенитового состава, а также карбонатных метасоматитов (карбонатитов?).

Наличие трахитоидных разновидностей, неоднократная смена габбро различной степени лейкократовости и меланократовости, а также закономерное изменение состава плагиоклаза как по разрезу интрузии, так и в пределах отдельных ритмов позволяют относить рассматриваемую интрузию к типу расслоенных.

Безоливиновые разновидности габбро по минеральному и химическому составу сходны с габбродолеритами верхнетаймырского комплекса. Оливиновые габбро Дюмталейской интрузии существенно отличаются от оливиновых габбро-долеритов интрузий боотанкагского или норильского типа повышенной щелочностью, титанистостью, железистостью.

Химический состав пород комплекса (Прил. 13, табл. 21) отличается значительными вариациями породообразующих компонентов. По содержанию щелочей и соотношению Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O породы относятся к умереннощелочному ряду натровой серии с железистостью 70–85 и коэффициентом окисленности 0,57–0,9.

При вынесении на TAS-диаграмму породы дюмталейского комплекса попадают в поля габбро (3 пробы), монцогаббро (1 проба), низкощелочного габбро (2 пробы). Остальные 9 проб из рассматриваемого комплекса располагаются в поле корреляции ультраосновных пород, что отчасти объясняется наличием в них рудной сульфидной минерализации, которая в свою очередь влияет на химический состав породы путём уменьшения доли кремнезёма в ней и увеличении доли железа.

Спектры распределения РЗЭ (рис. 3.4.9) пород дюмталейского комплекса характеризуются достаточной выдержанностью и наличием вариативности в концентрациях тяжёлых РЗЭ (La-Sm). Условно можно выделить 4 группы проб с различными концентрациями РЗЭ:

- группа с низкими содержаниями лёгких РЗЭ (пробы ЛП-2/691, ЛП-1/1499,4);

- группа с пониженными содержаниями лёгких РЗЭ (пробы ЛП-1/1281,7, ЛП-2/637,2, ЛП-2/777,3 и ТП-43/912);

-группа с повышенными содержаниями лёгких РЗЭ (пробы ТП-43/504,5, ТП-43/566,4, ТП-43/638,5, ТП-43/734,3, ТП-43/756 и ТП-43/840,4);

-группа с высокими содержаниями лёгких РЗЭ (пробы ЛП-1/1077 и ЛП-1/1281,7).



Рис. 3.4.9. Спектры распределения РЗЭ в породах дюмталейского комплекса, нормированные на хондрит С1 [McDonough&Sun, 1995].

При построении мультиэлементных спектров (рис. 3.4.10) была выявлена их развитая вариативность при их средней выдержанности. Общими свойствами для пород дюмталейского комплекса является наличие положительных аномалий по Ni и Yb, в меньшей степени по Nd и Nb. Отрицательные аномалии в целом характерны для Cr, Yb, Zr и Rb.

Комплекс имеет геохимическую специализацию на Ni, Cu, V, Cr, Ti, Fe, концентрации платиноидов не превышают их кларка по основным породам, и следовательно, не могут рассматриваться как промышленно значимый компонент (см. Приложение 9)

Возраст интрузии по данным Ar-Ar датирования [Комарова и др., 1999] составил 220–233 млн лет.

Усреднённый возраст цирконов дюмталейского комплекса по данным U-Pb датирования [Малич и др, 2008ф] из безоливинового феррогабро составляет 244,4±2,4 млн лет. В соответствии с этим возраст комплекса принимается как средне-позднетриасовый.



Рис. 3.4.10. Мультиэлементные спектры в породах дюмталейского комплекса, нормированные на кларк основных пород [Гусев и др., 1999].

Верхнетаймырский комплекс габбродолеритовый ( $v\beta T_{2-3}vt$ ). Выделен Н. Н.Нагайцевой и Е. Н.Ленькиным в 1985 г [Нагайцева, Ленькин. 1985ф]. Интрузивные образования данного комплекса широко развиты в пределах восточной части гор Бырранга (гряды Главная, Топографическая, Геологическая). Они проявлены в виде даек и залежей, секущих смятые в складки отложения различного возраста (от докембрийских до раннетриасовых) и прорывающих интрузии всех вышерассмотренных пермско-триасовых комплексов. Единичные маломощные силлы габбро-долеритов встречены в мамоновой свите ( $T_{1-2}$ ).

Комплекс представлен умереннощелочными породами ряда габбродолерит-кварцсодержащий габбродолерит или магнетитовый феррогаббродолерит-габбродиорит-монцодиорит [Государственная..., 2000].

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 1–5 до 40 м и длиной от 1–2 до 10–15 км. Дайки прорывают смятые в складки терригенные отложения от нижнего карбона до верхней перми и секут интрузии от тарисеймитаринского (P<sub>3</sub>) до боотанкагского (T<sub>1</sub>) комплексов. Реже встречаются (вблизи лавовых полей и внутри них) силлы и пологосекущие залежи мощностью от 5–10 до 30–40 м и длиной до 10 км.

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, руч. Пологий и руч. Лунный).

Наиболее распространенные габбродолериты характеризуются габброофитовой структурой и состоят (в %) из плагиоклаза №42–55 – 40–50, клинопироксена (диопсид-авгит, ферроавгит) – 16–35 и (или) бурой роговой обманки – 2–32, магнетита – 3–12. В переменном количестве присутствует кварц – 0–6, биотит – 0–8, оливин – 0–3. В породе постоянно присутствует пирит – 1–3, апатит, титанит. Вторичные минералы представлены эпидотом, актинолитом, хлоритом, альбитом.

Монцодиориты отличаются гипидиоморфнозернистой структурой, повышенным количеством (до 60–65%) плагиоклаза (андезин-олигоклаза), присутствием калиевого полевого шпата (до 10%). Пироксен в них полностью замещен роговой обманкой.

По основным параметрам (табл. 3.4.3) габбродолериты относятся к умереннощелочному ряду пород. Они представляют собой мезомеланократовые (f = 18–24), низкоглиноземистые (al = 0,6–0,7), высокожелезистые ( $K\phi = 65-76$ ), высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> = 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.

Таблица З.4.3.

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO
47,29	2,07	13,82	3,95	9,43	10,66	6,28	0,21
K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O	$SO_3$	CO <sub>2</sub>
0,85	2,85	0,29	2,58	100,17	0,36	0,02	0,81

# Средний химический состав пород верхнетаймырского комплекса, рассчитанный из 35 анализов [Нагайцева, Ленькин, 1985ф]

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» [Нагайцева, Ленькин, 1985ф], следующие (в %): 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  $Ni_{1,7}Co_{1,5}V_{1,3}Cu_{1,5}Zn_{1,1}Pb_{0,75}$ . Ниже кларка содержания хрома и бария (Кк = 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.

Габбродолериты верхнетаймырского комплекса по петрохимической характеристике сходны с умереннощелочными высокожелезистыми и титанистыми базальтами верхних горизонтов бетлингской свиты. От долеритов быррангского 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 [Кокорин и др., 2009ф].

Дикарабигайский комплекс габбро-монцонит-сиенитовый ( $\xi T_{2-3}dk$ ) Выделен Н. Н.Нагайцевой и Е. Н.Ленькиным в 1985 г [Нагайцева, Ленькин. 1985ф]. Представлен тремя сравнительно крупными (до 25 км<sup>2</sup>) массивами, расположенными в бассейне рек Дикарабигай и Кыйда (Дикарабигайский, Нижне- и Верхнекыйдинский) и рядом более мелких тел, обнаруженных в районе рек Дептумала и Митыринирку. Они прорывают стратифицированные образования от девона до нижнего триаса и интрузии верхнетаймырского комплекса. Гальки сиенитов обнаружены в нижнемеловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба [Государственная ..., 2000].

Характерна пространственная приуроченность сиенитовых интрузий к периферии аятаринского поля трахитов.

Интрузии дискордантны по отношению к пликативным структурам и контролируются зонами разрывных нарушений. Хорошо видна контролирующая роль серии поперечных разрывов в локализации Дикарабигайского массива, имеющего апофизообразный характер северного контакта.

Все интрузии имеют крутое (75–90°) падение боковых поверхностей и куполовидную кровлю и по форме относятся к типу штоков. Площадь выходов их на земную поверхность колеблется от 2 до 25 км<sup>2</sup>. По магнитометрическим данным площадь горизонтального сечения Дикарабигайского массива составляет 42 км<sup>2</sup>. Нижнекыйдинского – 40 км<sup>2</sup>, Верхнекыйдинского – 5 км<sup>2</sup>. Глубина залегания верхних кромок от 0 до 150 м.

В сложении участвуют субщелочные (ортоклазовые) габбро, монцониты, сиениты, кварцевые сиениты, субщелочные граниты. Крупные массивы имеют сложное зональное строение. Формирование их связано с двумя главными фазами. К ранней относятся субщелочные габброиды, к поздней – сиениты, кварцевые сиениты и субщелочные граниты, которые слагают до 70–80 % общего объема сложных интрузий, а также жилы граносиенит-порфиров и микропегматитов.

Среди интрузивных пород преобладают сиениты, менее, но широко распространены кварцевые сиениты, практически равнозначные сиенитам в

сложении крупных тел. Существенно подчиненное значение имеют субщелочные габброиды (ортоклазовые габбро, монцониты), слагающие краевые зоны крупных массивов. Ортоклазовые габбро встречаются также в виде самостоятельных трещинных тел мощностью до 20–25 м и длиной до 2–3 км. Субщелочные граниты обнаружены в мелких апофизах Дикарабигайского и на северо-западе Нижнекыйдинского массивов. Все породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру.

Субщелочное габбро сложено (%): плагиоклазом № 50–54 (40–65), авгитом и диопсид-авгитом (в сумме 35–40), ортоклазом (5–15); иногда присутствуют оливин-гиалосидерит (0–5) и кварц (0–2). Акцессории представлены апатитом (до 2), цирконом, флюоритом, ильменитом и пиритом. Монцониты состоят из плагиоклаза № 20–50 (45–55), пироксена (5–20), ортоклаза (до 35), амфибола (до 15) и биотита (до 15). Акцессорные минералы – сфен, циркон, ильменит, титаномагнетит.

Сиениты представлены в основном мезократовыми разновидностями. Состав пород (%): калиевый полевой шпат – ортоклаз-пертит, натровый ортоклаз (65–80, редко до 90), плагиоклаз (альбит-олигоклаз, 5–25), диопсид (0– 15), роговая обманка (0–10) и биотит (до 10). По пироксену развиваются роговая обманка и рибекит. Роговая обманка замещается актинолитом и биотитом, а калиевый полевой шпат — альбитом. Кварцевые сиениты отличаются повышенным (до 20 %) количеством кварца. Акцессорные минералы сиенитов представлены сфеном, цирконом, апатитом, ортитом и флюоритом. Субщелочные граниты сложены (%): кварцем (до 30). калиевым полевым шпатом (55–60) и плагиоклазом (10) при весьма малых содержаниях пироксена и сфена.

По химическому составу (Прил. 13, табл. 22) все породы относятся к субщелочному ряду калиево-натриевой серии с преобладанием натрия и, по сравнению со средними типами, характеризуются обедненностью кальцием и магнием при повышенной железистостн (P = 70–85).

Субщелочные габбро (SiO<sub>2</sub> – 45,68–47,44 % при количестве Na2O + K<sub>2</sub>O 4,8–7,8 %) по составу соответствуют эссекситам двух видов: а) мезократовых высокоглиноземистых (A1<sub>2</sub>O, – 16,5–17,68 % с коэффициентом a $\Gamma$  = 1) и низкотитанистых (TiO<sub>2</sub> – 1,48–1,52 %) и б) меланократовых низкоглиноземистых (a $\Gamma$  – 0,66) и высокотитанистых (TiO<sub>2</sub> – 2,60–4,40 %). В нормативном составе их нередко отмечается нефелин (0–9 %). Коэффициент железистости P = 70–73. Характерны высокие содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,34–1,58 %).

Сиениты рассматриваемого комплекса (SiO<sub>2</sub> – 58–60 % при Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 9– 10,5 %) по химическому составу занимают промежуточное положение между щелочными сиенитами левоубойнинского и щелочно-известковыми сиенитами моржово-убойнинского комплексов. От последних они отличаются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей и железа, меньшим количеством кальция и магния, а также соотношением калия и натрия. Коэффициент железистости составляет 73–95 (вплоть до ферросиенитов). В нормативном составе отмечен нефелин (до 2 %).

Микроэлементный состав пород комплекса приведен в Приложении 9.

Геохимические параметры горных пород дикарабигайского комплекса получены для пяти образцов. Здесь же рассматривается геохимия двух образцов трахитов аятаринской свиты (ВТ–43 и ВТ–43/1). Это связано с практически полным совпадением их петрогеохимических характеристик.

Две пробы – ВТ–43 (вулканогенный трахит) и ВТ–34 (интрузивный трахит Кыйдинского массива) совпадают точно и, одновременно, несколько отличаются от остальных. Основные отличия этих образцов состоят наличии в них отрицательной аномалии Еu и несколько меньшей дифференцированности легких и тяжелых РЗЭ (рис. 3.4.11). Остальные пробы более резко дифференцированы по РЗЭ частично, с положительной европиевой аномалией и, главное, имеют четко выраженную отрицательную Nb-Ta аномалию, характерную для продуктов надсубдукционного магматизма (рис. 3.4.12). При этом породы второй группы менее кремнеземистые. Эти данные говорят о сложных и неоднозначных процессах петрогенезиса данного вулкано-плутонического комплекса, которые нуждаются в более детальном изучении. В целом, внутриплитное мантийное происхождение исходного расплава не вызывает сомнений, однако какую-то роль в магмогенерации видимо играл истощенный материал нижней коры.



Рис. 3.4.11. Спектры распределения РЗЭ в породах дикарабигайского комплекса и аятаринской свиты, нормированные на хондрит С1 [McDonough&Sun, 1995].



#### Рис.3.4.12. Спайдер-диаграмма горных пород дикарабигайского комплекса и аятаринской свиты (нормировано по NMORB [McDonough & Sun, 1995, с дополнениями].

Дикарабигайский комплекс обогащён Pb, в меньшей степени As и Ag, обеднён Cu и Ni. (см. Приложение 9, рис. 3.4.13).



Рис.3.4.13. Мультиэлементные спектры в породах дикарабигайского комплекса, нормированные на кларк основных пород [Гусев и др., 1999].

Контактово-метаморфические ореолы массивов шириной до 0,3 км сложены кордиерит-андалузитовыми и биотит-плагиоклазовыми роговиками и метасоматическими породами — пироксен-скаполититами (мариолит) и альбититами (внутренние зоны). В зонах преобразования проявлены процессы скаполитизации. альбитизации, амфиболизации, а также отмечается развитие карбонатной минерализации с флюоритом, минералами редких земель, свинца и цинка. С интрузиями сиенитов дикарабигайского комплекса связаны рудопроявления магнетита, апатита, радиоактивных и редкоземельных элементов, флюорита, барита.

Для определения абсолютного возраста формирования интрузий дикарабигайского комплекса было произведено U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование цирконов из пяти образцов: два (TAR–19, TAR–19–1) из монцогаббродиоритов с левого берега р. Тареи, в 2 км выше устья р. Юнхода); три (BT–34, BT–35, BT–35–1) из сиенитов Кыйдинского массива р. Верхняя Таймыра

По результатам U-Pb датирования (Приложение 11) для цирконов монцогаббро-диоритов получен конкордантный возраст 237 ±1 млн лет; сиенитов Кыйдинского массива обр. ВТ-34 – 237 ±1 млн лет, обр. ВТ-35 – 244,1 ±2 млн лет, обр. ВТ-35–1 – 243,4 ±2 млн лет. Полученные возраста для габбро-сиенит-граносиенитовых интрузий дикарабигайского комплекса (237 – 244 млн лет) вполне определенно свидетельствуют о средне-позднетриасовом времени их формирования и комагматичности их вулканитам аятаринской свиты с возрастом 237–245 млн лет.

Озеротаймырский комплекс карбонатных и инъекционных тектонитов ( $T_3 ot$ ) объединяет инъекционные карбонатные породы различного генезиса. Ha Центральном Таймыре в 1964 г. Ю. Е. Погребицким, Н. К. Шануренко, С. А. Гулиным и др. [Погребицкий и др., 1965, Гулин, 1970] 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. По результатам среднемасштабных геологосъемочных работ конца 80-х годов на Центральном Таймыре [Салманов, и др., 1992] «карбонатиты» закартированы как «нерасчлененные среднедевонские – нижнекаменноугольные образования ( $D_2-C_1$ ) неясного происхождения. При изучении стронциевых и кислородных изотопных характеристик карбонатных образований Верхнелевлинского и Останцовского массивов Центрального Таймыра Г. В. Брехов и Ю. П. Шергина [Брехов, Шергина, 2002] 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. [Проскурнин и др., 2010, Петров и др., 2010] ареалы развития карбонатитовых сопровождающиеся золотосодержащим медно-полиметаллическител. сульфидным и флюорит-баритовым оруденением, выделены в группу специфичных коровых карбонатитов-кульдимитов средне-позднетриасового возраста, представленных флюидно-эксплозивными карбонатными брекчиями, интрузивными, приповерхностными (лавообразными) и рудоносными жильно-прожилковыми телами.

Описываемые образования распространены в бассейне рек Кыйда, Буотанкага, Дептумала и др. Они контролируются теми же разломами и оперяющими трещинами, что и сиениты, но распространены шире последних. Вмещающими для них являются смятые в складки терригенные позднепалеозойские отложения, а также раннетриасовые долериты быррангского комплекса.

Новообразованные карбонатные образования слагают массивы округлой формы внутри зон интенсивного карбонатного метасоматоза, сложнопостроенные дайково-жильные штокверки, локализованные в виде наклонных труб и линз (до 0,3–0,5х1,5–2,0 км), отдельных мелких штоков и секущих пластовых залежей мощностью 5–10 м и протяженностью до 3–5 км, а также кольцевых жил диаметром первые десятки метров.

Типоморфными являются белые, светло-серые и палевые кристаллическизернистые (от средне- до крупнозернистых) породы с массивной однородной текстурой и грубой матрацевидной отдельностью. Они сложены кальцитом, доломитом, анкеритом, а также бастнезитом, пиритом, длинностолбчатым кварцем (футлярные кристаллы), альбитом, бесцветным флогопитом и апатитом. Количество силикатных минералов резко подчинено карбонатным (до 15 %). Кроме того, в переменных количествах присутствуют темно-фиолетовый, почти черный флюорит, барит и гематит. Для пород, слагающих инъекционные тела, характерна грубая полосчатая текстура, подчеркнутая послойной концентрацией флюорита или гематита. Структура пород в этом случае гетеробластовая. Для светлых карбонатных прослоев свойственна грубозернистая метельчатая или сноповидная структура.

В штокверковых телах наблюдаются крупные отторженцы известняков, сохраняющих первичный осадочный облик и иногда содержащих ископаемую фауну девона, карбона и силура (р. Фадьюкуда на смежной с востока территории). Меньшие по размеру обломки несут на себе все стадии преобразования от слабоизмененных известняков до описанных выше карбонатных метасоматических образований.

Метасоматические карбонатные породы, образованные по долеритам, характеризуются появлением своеобразных коричнево-красных анкеритгематитовых пород с порфировыми (бластопорфировыми) вкрапленниками кальцита, барита и флюорита. В крупных отторженцах долеритов внутри штокверков и в их окзоконтактах перед фронтом карбонатизации наблюдаются активные проявления щелочного метасоматоза. В долеритах формируется либо густая сеть шлиров (2–7 см), сложенных альбитом, ортоклазом, кварцем, флогопитом, роговой обманкой, кальцитом, пиритом, либо идет сплошная импрегнация уралитизированных основных пород ортоклазом. Ширина ореола измененных пород достигает нескольких десятков метров.

Химический срстав карбонатитов комплекса привелен в Прил. 13, табл. 23. Тектоническая приуроченность к средне-позднетриасовой активизации, интрузиям субщелочно-щелочного ряда этого возраста (дикарабигайский) позволяет датировать их позднетриасовым возрастом. U-Pb возраст озеротаймырского комплекса на Восточном Таймыре определялся по цирконам из двух образцов сульфидизированных «карбонатитов» (обр. 76016/1 и 76016/2). В одном из образцов был получен конкордантный возраст 238±6 млн лет [Государственная..., 2015].

**Мооровский комплекс альнеитовый (\chi T\_3 mr)** на листе S-46 выделяется впервые. Породы комплекса были обнаружены Н. Н.Урванцевым в 1929 г., на правобережье р. Верхней Таймыры, в 17 км выше устья р. Горбиты. При изучении коллекции Н. Н.Урванцева в 1937 г., В. С. Соболев определил эти породы как альнеиты. Г. Г. Моор [Моор, 1941] рассматриваемые породы отнес к слюдяным кимберлитам. Название данного комплекса было предложено А. П.Романовым в честь Г. Г. Моора.

В пределах листа S-46 мооровский комплекс представлен тремя дайками альнеитов, расположенными в низовьях р. Горбита, правого притока р. Верхняя Таймыра в районе сопки Бонато. Эти дайки были выявлены в ходе работ, проводившимися ПГО «Аэрогеология» [Скундин и др., 1976ф]. Простирание даек северо-восточное, протяженность от 200 до 1500 м, мощность от 1,0 до 4,2 м. Дайки мооровского комплекса прорывают терригенные угленосные отложения нижней перми и пермо-триасовые силлы долеритов [Скундин и др., 1976ф].

Альнеиты представляют собой темно-серую плотную, массивную, среднезернисто-гетерозернистую ультрамафическую жильную породу с полифировой лампрофировой (криптовой) и пойкилитовой структурой, пятнистоатакситовой текстурой. Неравномерно развитые порфировые вкрапленники представлены многочисленными неплотно соприкасающимися друг с другом фенокристами (криптами) рыжеокрашенного таблитчато-призматического флогопита, включающими в качестве пойкилитовых вростков короткопризматические зерна оливина, более редкими призмами диопсид-авгита и авгита с характерным веерным угасанием или угасанием песочных часов, удлиненно-призматическим мелилитом. а также елиничными овальнопризматическими зернами оливина, последние из которых могут являться также и оплавленными интрателлурическими включениями.

Мелилит может формировать скопления субидиоморфных призм, выполняющие участки между порфировидными темноцветными минералами – флогопитом, оливином и клинопироксеном, составляя до 30% объема породы.

Главными породообразующими минералами являются флогопит, составляющий от 30 до 50% объема породы, повсеместно развитый удлиненнопризматический мелилит (15–25%), призматический и удлиненнопризматический диопсид-авгит и авгит с примесью эгирина (10–15%), короткопризматический оливин (5–10%).

Мезостазис, связывающий фенокристы и интрателлурические включения, раскристаллизован в пятнисто обохренный микролито-зернистый эпидотхлорит-карбонат-серпентин-цеолит-гидрослюдистый агрегат (до 10–15%) местами со сферолитовой структурой и примесью участков девитрифицированного вулканического стекла (до 1–3%), ассоциирующий с относительно мелкими субидиоморфными зернами вышеперечисленных фенокристов – флогопита, клинопироксена, оливина, призмочками мелилита и включающий многочисленные ксеноморфные выделения зеленовато-бурого (до черного) гранатов – меланита, гидромеланита, желтоватоокрашенного андрадита, а также интерстиционный анальцим.

Следует отметить, что оливин и мелилит в фенокристах и более мелких выделениях тотально диафторированы с формированием псевдоморфных микролито-зернистых агрегатов соответственно карбонат-серпентин (хризолит)-тальк-хлорит-боулингитового хлорита и карбонат-слюдистохлоритового составов.

Рудные минералы (3-5%) представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

Богато развитые акцессорные минералы представлены игольчатопризматическими кристаллами апатита с характерным индиговым оттенком интерференционной окраски, по причине чего его легко спутать с удлиненно призматическими зернами мелилита, скоплениями мелких кубиков пирохлора и перовскита с оторочками рудного минерала, цирконом, сфеном, рутилом.

При производстве АФГК–200 в 1976 г. [Скундин и др., 1976ф] в долине правого притока р. Верхняя Таймыра, в районе сопки Банато из даек альнеитов были отобраны пробы, в которых при помощи термохимического разложения были выявлены два зерна алмаза.

Химические характеристики пород мооровского комплекса приведены в Приложении 13, табл. 24. На TAS-диаграмме пробы мооровского комплекса попадают в область ультраосновных пород.

Спректры распределения РЗЭ (рис. 3.4.13) характеризуются хорошей выдержанностью и незначительной вариативностью. Наблюдаестя уменьшение концентраций РЗЭ от тяжёлых к лёгким практически по линейному закону, аномалий не фиксируется.

Мультиэлементные спектры (рис. 3.4.14) также характеризуются выдержанностью и низкой вариативностью. Наблюдаются значимые положительные аномалии Ba, Nb, Pb и Y, а также отрицательная аномалия Yb.

Мооровский комплекс в целом обогащён такими элементами как Ni, Cu, V и Cr и обеднён Ag, Au, Pt и Pd (Приложение 9).

Исследованиями мелкообъемных проб проведенные в АО «Механобртехнология» (г. Санкт-Петербург) и ЦНИГРИ (г. Тула) подтверждено наличие в породах хромшпинелидов; алмазов не обнаружено [Падерин и др., 1999].

Учитывая наличие мелилита, пиропа, хромдиопсида и алмаза, по классификации В. А. Милашева (1985), следует относить породы р. Горбиты к слюдяным мелилитсодержащим кимберлитам. Внедрение их послетрапповое (не древнее раннего триаса).

Формационная принадлежность пород проблематична. Если придерживаться критериев Р. Х. Митчелла [1988], классификации О. А. Богатикова [1991] и определения лампроитов Л. А. Джейкса [1989], то по наличию мелилита (и нефелина?) они не могут являться лампроитами; присутствие же меланита характерно для слюдяных кимберлитов и альнеитов. Дайки мооровского комплекса не дешифрируются на аэрофотоматериалах и не отражаются в геофизических (магнитных) полях в силу их малых размеров и отсутствия детальных работ.

Возраст пород мооровского комплекса комплекса определяется как позднетриасовый на основании геологических данных и результатов изотопногеохронологических исследований.

Результаты датирования перовскитов (Приложение 11) выделенных из пород мооровского комплекса в пробах BN-13-2, BN-13-7 (U-Pb датирование SIMS SHRIMP) дали возраст равный усреднённым значениям 229±6 и 226±8,8 млн лет, что соответствует позднему триасу карнийскомунорийскому векам, и характеризует завершающую постколлизионную стадию магматизма потенциально алмазоносную.

В 70 км севернее устья р. Горбиты Г. И. Степановым (1963) обнаружены редкие дайки альнеитов, отличные по составу от пород мооровского комплекса. Альнеиты порфировидные, в фенокристаллах преобладает (48%) зональный авгит с титанистой каймою, образующий призматические кристаллы (0,1–1,0 см); густо окрашенный биотит (22%) в пластинках 0,3–2,5 см; единичные псевдоморфозы серпентина по оливину и зерна апатита. Основная масса мелкозернистая боулингит-хлоритовая с примесью кальцита, цеолитов и магнетита. По натриевой специализации при невысокой щелочности, средней магнезиальности и более высокой кремнеземистости (табл. 1), эти породы отличаются от слюдяных кимберлитов мооровского комплекса и от средних составов альнеитов и, по-видимому, относятся к лампрофирам (мончикитам).



Рис. 3.4.13 Спектры распределения РЗЭ в породах мооровского комплекса, нормированные на хондрит С1 [McDonough&Sun, 1995].



Рис. 3.4.14 Мультиэлементные спектры в породах мооровского комплекса, нормированные на кларк основных пород [Гусев и др., 1999]

### Диксоновская и Коротковская геологические площади

#### Триасовые интрузивные образования

В пределах рассматриваемых геологических площадей выделяютя тарейский умереннощелочногаббродолеритовый и верхнетарейский гранитпорфировый комплексы.

Тарейский комплекс умереннощелочногаббродолеритовый  $(y-\mu T_{2-3}t)$ выявлен в районе среднего течения р. Тареи [Государственная..., 2000]. Петротипом комплекса является Тарейская интрузия, расположенная ниже излучины Тареи среди карбонатных отложений среднего палеозоя. Она представляет собой асимметричное тело предположительно лоткообразной формы, восстающее в северо-восточном направлении, длиной 4.5 км при ширине выхода 1,5 км и мощности 70 м. Интрузия полого сечет силлы долеритов быррангского комплекса. Ее нижние горизонты (5—15 м) сложены оливиновыми габбродолеритами следующего состава (%): Лабрадор-андезин № 47-62 (45-50), авгит (28-36), оливин (7-15), рудные минералы – магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, изредка пентландит (5–12). амфибол (0–5). Выше (до 60м) наблюдаются оливинсодержащие плагиопорфировидные габбродолериты и магнетитовыс феррогаббродолериты: лабрадор № 62-65 (50-63 %), пироксен (20–42 %), оливин (0–7 %), магнетит (4–10 %), амфибол (0–7 %). В прикровельной части присутствуют линзовидные (до 5 м) тела пегматоидных магнетитовых ферромонцонитов: андезин № 38-40 (41-55 %), эгирин-авгит (17–26 %), магнетит (6–12 %), калиевый полевой шпат (до 12 %), кварц (до 5 %). Эндоконтактовые зоны (0,5 м) сложены оливинплагиофировыми микродолеритами. В нижнем экзоконтакте (до 5-7 м) широко развиты роговики пироксеновой фации метаморфизма и магнезиальные скарны, развивающиеся по карбонатным породам и долеритам быррангского комплекса [Государственная..., 2000, Государственная ..., 2015].

лочному ряду натриевой и калиево-натриевой (монцонитовой) серий. Для них характерны повышенные солержания железа при высокой степени его окисленности (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0.5-1.5), титана и фосфора, а также высокая железистость. С оливиновыми габбро-долеритами Тарейской интрузии генетически связано бедное вкрапленное сульфидное Cu-Ni оруденение.

Судя по химическому составу, интрузии тарейского и дюмталейского комплексов являются производными высокожелезистых высокотитанистых расплавов повышенной щелочности натриевого типа. По показателям железистости, титанистости и щелочности они существенно отличаются от интрузий боотанкагского комплекса, но сопоставимы с интрузиями более молодого верхнетаймырского комплекса. По степени дифференциации и индексу кристаллизации они занимают промежуточное положение между магматическими образованиями указанных комплексов и, по-видимому, являются промежуточными по возрасту.

Интрузии тарейского комплекса сопоставляются с образованиями кузьмовского комплекса Сибирской платформы.

Верхнетарейский комплекс сиенит-гранит-порфировый (у<sup>2</sup>T<sub>2-3</sub>vta) выделен Н. Н. Нагайцевой и В. Ф. Проскурниным [Государственная..., 1998] из состава мезозойского фтанито-салического интрузивного комплекса, который охарактеризован красноярскими съемщиками при производстве ГГК-200 Беззубцев и др., 1979ф, 1985ф, Государственная..., 1998]. В пределах рассматриваемой территории представлен небольшими интрузиями в районе р. Извилистая, в верховьях р. р. Тарея, Шара и на водоразделе р. Ленивая и руч. Прозрачный. Они прорывают в районе р. р. Извилистой и Шара терригеннокарбонатные углеродистые отложения позднекембрийско-ордовикского и девонско-среднекаменноугольные возраста Пясинско-Фаддеевской геологической площади, а в верховьях р. Тарея и водоразделе р. Ленивая и руч. Прозрачный – докембрийские образования Шренк-Фаддеевского геологического района.

В бассейне р. Извилистая дайковый линейный ареал гранит-порфиров в сводовой части антиклинальной структуры включает более 10 тел, наиболее крупное из которых имеет мощность до 37 м и прослеженную длину до 1 км. На гряде Геологическая, междуречье Шара и Белой они слагают либо штоки площалью менее 4 км<sup>2</sup>, либо дайки мощностью 10—30 м и протяженностью ло 2 км.

Комплекс характеризуется пестрым и неустойчивым составом пород с многочисленными фазо-фациальными переходами. Выделяются до 4-х фаз: в раннюю фазу внедрялись монцогаббро, монцогаббродиориты, в главную – сиениты и граносиениты, в третью – монцогранодиорит-порфиры, гранитпорфиры, кварцевые порфиры, в заключительную лампрофиры керсантитового ряда.

Сиениты пользуются наиболее широким распространением. Они наблюдаются в массивах на водоразделе р. Ленивая и руч. Прозрачный. Сиенитпорфиры встречены на участке «Извилистый», где они являются внутренней фацией относительно мощных даек гранит-порфиров. Породы интенсивно

изменены гидротермальными процессами. Граносиенит-порфиры и граносиениты слагают дайки на междуречье Ленивой и Прозрачного, а также мелкие штокообразные тела в верховьях р. р. Тарея, Шара, район высоты 525 м. В этих же массивах наблюдается прорыв граносиенитами даек монцогаббро, а те в свою очередь прорываются монцогранит-порфирами.

Породы имеют порфировую и гломеропорфировую структуру. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Породы характеризуются высокими содержаниями темноцветных минералов (40—50 %) и калишпата (до 15 %), присутствуют также плагиоклаз и в небольшим количестве карбонат и кварц. Акцессорные — апатит, сфен, циркон. Рудный минерал представлен ильменитом или титаномагнетитом. Пироксен (авгит и эгирин-авгит) слагает порфировые выделения, а также идиоморфные зерна в основной массе породы.

Монцогранит-порфиры представляют собой лейкократовые розоватосерые породы, порфировые выделения (10–15 %) в которых представлены кварцем, андезином, биотитом и ортоклазом, а основная микрокристаллическая масса сложена кварцем (30–40 %), калиевым полевым шпатом (до 30 %), плагиоклазом (до 30 %) и биотитом (до 5 %). Акцессории представлены апатитом, сфеном и цирконом. Вторичные изменения выражаются амфиболизацией, серицитизацией и карбонатизацией. Экзоконтактовые зоны ороговикования маломощны (до 3 м).

Жильный комплекс представлен многочисленными жилами гранитовых аплитов и единичными – лампрофиров (главным образом керсантитов).

На TAS-диаграмме (Прил. 13, табл. 26) пробы верхнетарейского комплекса располагаются в полях монцодиоритов, гранисиенитов и умереннощелочных гранитов.

Примечание: 204140 – г. Геологическая (участок Извилистый), 204241/2 – р. Извилистая, 204144/10, 204145 – шток верховьев Р. Тарея с меднопорфировым оруденением. Колл. М. А.Проскурниной и В. Ф.Проскурнина, 2014))





Рис. 3.4.15а-б. Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные спектры (б) пород верхнетарейского комплекса.

По характеру распределения редких и рассеянных элементов (рис. 3.4.15 а-б) имеющиеся данные показывают однородность комплекса. Вероятнее всего эти образования являются крайними дифференциатами контрастной базальт-риолитовой серии плюмового происхождения.

В связи с массивом в верховьях р. Тарея выявлено проявление золотосодержащих медно-порфировых образований с содержаниями Cu–3,8% и Au до 0,13г/т.

В связи с риолит- и гранит-порфирами, лампрофирами на участке Извилистый выявлены проявления золото-сурьмяно-ртутно-мышьякового типа (см. гл. Полезные ископаемые).

С целью уточнения возраста пород верхнетарейского комплекса были отобраны и датированы U-Pb методом цирконы из проб 204140 (метариолит – джаспероид горы Геологическая), 204144/10 (монцогранит-порфир, верховья р. Тарея, см. Приложение 11).

В пробе 204140 монофракция циркона представлена прозрачными жёлторыжеватыми, призматическими обломками субидиоморфных зёрен и обломками неправильной формы, размер зёрен 110–280 мкм, Ку 1,2–2.

U-Pb методом по 8ми точкам получен конкордантный кластер со значением возраста  $234 \pm 2.0$  млн лет. Зёрна имеют свечение от яркого (з. 1) до слабого (з. 2), грубую, в нескольких случаях нарушенную, зональность со следами секториальной зональности (з. 1). Также в зёрнах присутствуют тёмные включения и следы растворения. Th/U отношения следующие: U = 155(1.2)– 871(5.1) г/т, Th = 103(1.2)–779(3.1) г/т, Th/U = 0,58–1,53.

В пробе 204144/10 монофракция циркона представлена прозрачными и полупрозрачным, желтыми и рыжими, длиннопризматическими идиоморфными и субидиоморфными кристаллами и их обломками. Размер зёрен 180– 380 мкм, Ку 2.5–5.0. В катодной люминисценции в цирконах видна тонкая и грубая зональность, умеренное и яркое свечение в центральных частях и слабым свечением в краевых частях кристаллов. U-Pb методом получен конкордантный возраст по 10 точкам 233 ±1 Ma.

Содержание U, Th, Th/U отношения следующие: U = 459–1412г/т, Th = 21–903г/т, Th/U = 0,43–0,84.

Возраст комплекса с учетом разбросок датировок 242–230 млн лет принимается как средне-позднетриасовый.

# 4. 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-Большевистском геологическом районе с двуслюдяными гранитоидами.

Одни исследователи (О. О. Баклунд, 1929; А. М. Даминова, 1958; Ю. Е. Погребицкий, 1971; С. А. Гулин, Т. Г. Говардовская, 1983 и др.; В. В. Беззубцев и др., 1979, 1985; А. А. Макарьев и др., 2013ф) все высокотемпературные метаморфические изменения связывают с контактовым или региональноконтактовым метаморфизмом, возраст которого определяется в соответствии с возрастом формирования гранитоидов Таймыра. Выделяется позднепалеозойский Таймырский батолит с реликтовыми ксенолитами роговиков.

Большая часть геологов (М. Г. Равич, П. А. Чайка, 1962; О. Г. Шулятин, 1971; А. И. Забияка, 1972; Л. В. Махлаев, И. И. Коробова,1972; Захаров и др.,1977; В. А. Верниковский, 1985, 1992; С. Б. Киреев, 1986, В. Ф. Проскурнин, 1987, 2004 и др.) 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 магматизма (плутоногенного и вулканогенного), метаморфизма и тектоники.

При описании регионально-метаморфических образований использована классификация фаций метаморфизма, разработанная Н. Л. Добрецовым с соавторами [1970], для контактово-метаморфических – В. В. Ревердатто [1970], для гидротермально-метасоматических формаций – Е. В. Плющевым с соавторами [2012].

По геолого-структурным и петрографо-минералогическим особенностям, связям с определенными магматическими комплексами в пределах рассматриваемого листа намечаются метаморфические и гидротермальнометасоматические комплексы раннепротерозойского (?), позднепротерозойского и среднекаменноугольно-триасового тектоно – магматических циклов, разделяемых вендско-среднепалеозойской платформенной паузой. Метаморфиты и метасоматиты первых двух циклов развиты в пределах раннепротерозойского (?) Шренковского геологического района, позднепротерозойских Мининско-Большевисткого и Шренк-Фаддеевского геологических районов; третьего – в Карском и Южно-Быррангском геологических районах. Монофациальные метаморфические комплексы без признаков природы субстрата (раннепротерозойский шренковский, позднерифейско-вендский (?) тревожнинский, вендский (медвежевский) рассмотрены в главе Стратиграфия.

# 4.1. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ.

В соответствие с тектоно-магматическими этапами выделяются два метаморфических и гидротермальных цикла, соответствующих завершающим тектоно-магматических Шренксталиям определенных этапов: лля Фаллеевского геологического района – ранне-позднерифейский (860– 840 млн лет) монофациальный дислокационно-метаморфический зеленосланцевый, позднерифейский (630 – 600 млн лет) динамотермальный зеленосланцевый; для Мининско-Большевистского геологического района – позднерифейско-ранневендский (630-590 млн лет) тревожнинский комплекс монофациальный метаморфический плагиогнейсово-амфиболитовый, вендский (570-540 млн лет) медвежевский комплекс монофациальный дислокационнометаморфический графит-кристаллосланцево-гнейсовый.

# Шренк-Фаддеевский геологический район.

Ранне-позднерифейские монофациальные дислокационнометаморфические 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 свидетельствуют, не смотря на отсутствие первичных типоморфных метаморфических минералов, 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.

Позднерифейские 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 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 вулканогенноплутонических породах развиты в междуречье верховьев Мамонта и Шренка, а также Гряде Геологической. Отложения, преобразованные в условиях биотит-хлоритовой субфации, распространены при приближении к Главному Таймырскому разлому. Зеленосланцевый метаморфизм в вулканитах мамонтовской, угрюминской, правомамонтовской толщ, гранитоидах верхнешренковского и габброидах ожиданьинского комплексов характеризуется процессами катаклаза новообразованиями кварца, цоизита, актинолита, хлорита, мусковита, альбита, эпидота, серпентина, карбоната.

В вулканитах урюминской толщи развиты преимущественно новообразованиями эпидота, хлорита, серицита. Для вулканитов характерно сохранение первичных вулканокластических структур и текстур. Гидротермальнометасоматические процессы выражены в широком развитии региональной тектоногенной пропилит-березитовой формации [Проскурнин В. Ф., 1987, 2013]. Сильно-полнопроявленные зоны березитизации – в Верхнешренковском гранитоидном массиве – образуют золотоносные рудные зоны. Протяженность зон березитизации составляет первые 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. 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 м. Рудная минерализация березитов представлена, главным образом, пиритом (20–30%).

В пределах Колосовско-Дорожнинской площади Шренк-Фаддеевского геологического района к метаморфическим образованиям цеолитовой фации отнесены вулканогенно-терригенные образования красноречинской, пластовой, геологической толщ, светлинской, посадочной свит и карбонаты колосовской свиты, скальнинской толщи позднего рифея, развитые в полосе от р. Шара вдоль р. Шренк к низовьм р. Тихой. В вулканитах распространен парагенезис пренит+хлорит+/-эпидот. Условия температуры и давления отвечают раннему диагенезу и низкотемпературному метаморфизму [Добрецов, 1972].

### Мининско-Большевистский геологический район.

Позднерифейско-вендские монофациальные метаморфические и высокотемпературные гидротермально-метасоматические изменения характерны для тревожнинского, медвежевского метеаорфических комплексов сопровождающихся формированием харитоновского мигматитплагиогранитового комплекса условно вендского возраста. В составе комплекса выделяется непрерывный эволюционный ряд автохтонных и параавтохтонных гранитоидных пород: мигматиты-теневые биотитовые, роговообманковые граниты-гнейсовидные мусковитизированные граниты (реоморфические) – метаморфогенные пегматиты. Пространственное распределение их контролируется ядрами гранито-гнейсовых купольных структур позднепалеозойского возраста. Реликты метаморфических и гидротермальнометасоматических минеральных новообразований отвечают условиям амфиболитовой фации метаморфизма. Характеристика рассматриваемых комплексов и обоснование их возраста приведены в главах стратиграфия и магматизм.

## 4.2. СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ТРИАСОВЫЕ МЕТАМОРФИЧЕ-СКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ.

В соответствие с тектоно-магматическими этапами выделяются пять метаморфических и гидротермальных циклов, соответствующих становлению магматических комплексов:

- средне-позднекаменноугольный динамотермальный зональный андалузит-силлиманитовой фациальной серии (ленивенско-толевский);

- ранне-среднепермский динамотермальный локальный и контактовометаморфический (коломейцевский метаморфический);

- позднепермский контактово-метаморфический (оленьинский метаморфический),

 позднепермско-раннетриасовый контактово-метаморфический (трапповый метаморфический);

-средне-позднетриасовый контактово-метаморфический (беспамятнинский, фадьюкудинский, озеротаймырский комплексы малых интрузий)

Средне-позднекаменноугольный динамотермальный зональный метаморфический комплекс андалузит-силлиманитовой фациальной серии характерен преимущественно для Мининско-Коломейцевской геологической площади.

Для Мининско-Коломейцевской площади Мининско-Большевистского 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 [Плющев, 2012]).

Породы, измененные в условиях зеленосланцевой фации, широко распространены. Граница между серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфациями проведена по изограде биотита. Метаморфические породы серицитхлоритовой субфации занимают бассейн р. Коломейцева, а также небольшие участки в приустевых частях руч. Основного, р. Каменистой и вдоль Южного обрамления Каменско-Толевского разлома. 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 изучаемом листе образования эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации приурочены к выходам тревожнинского и медвежинского метаморфических комплексов, зональность установлена по северному берегу зал. Вальтера, а также на правобережье р. Каменная и р. Толлевая. Условия метаморфизма, вероятно, характеризовались температурами порядка 600–500°С и давлениями около 3–5 кбар.

В связи с зональным метаморфизмом установлена региональная гидрозональность проявлением термально-метасоматическая с рудоносной кремнещелочно-березит-бурошпатовой формации [Васильев Б. С. и др., 1989, Проскурнин В. Ф., 1987, 2013]. 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 Вальтеровской рудоносной зоне Штурмановского потенциального рудного района, 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.

Отложения мининской вулканомиктовой толщи условно вендскораннекембрийского возраста метаморфизованы преимущественно в условиях серицит-хлоритовой субфации.

Ранне-среднепермский динамо-термальный локальный и контактовометаморфический (коломейцевский метаморфический комплекс) метаморфизм связан со становлением коломейцевского диорит-гранодиоритового батолита. Среди экзоконтактовых образований выделяются два типа контактово-метаморфических формаций: роговообманково-биотит-роговиковая и фибролит-кордиерит-узловато-сланцевая. Первая характерна для экзоконтактовых зон с крутым падением контактов батолита, 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 на руч. Основном во флишоидных терригенных образованиях мининской толщи в экзоконтакте Коломейцевского батолита установлена латеральная зональность [В. Ф. Проскурнин, В. И. Фокин, 1985], которая характеризуется последовательной сменой фельдшпатолитовых минеральных ассоциаций в эндоконтакте гранитоидов на пропилитовые и березитаргиллизитовые в экзоконтакте (табл. 4.2.1).

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 жильнопрожилковые зоны. Околотрещинная гидротермально-метасоматическая зональность выделяется в связи с полнопроявленными метасоматитами во II зоне и карбонатнокварцевыми жилами в III зоне. В пропилитовой зоне проявлены кварцамфиболовые, кварц-амфибол-эпидотовые и кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты, а в III зоне в зальбанде карбонатно-кварцевых жил формируется 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-кальциймагниевый в зоне пропилитизации и повышению роли щелочно-кислотного метасоматоза в зоне березит-аргиллизитовых изменений.

Таблица 4.2.1.

Зона	Подзона	Ширина зоны	Эпигенетические мине- ральные парагенезисы	Субстрат	
I. Фельд- шпатолитовая	_	1–2 км	Q+KFsp+Ab+Mgn+Bi	Гранодиориты, кварцевые дио- риты	
П. Пропилитовая	Амфибол- эпидотовая	до 300м	Q+Hb+Py+Ep+Ab+ +Cr+Cc+Pirr+Mgn	Биотит- кварцевые сланцы, рогови- ки	
	Эпидот- хлоритовая	200–400 м	Q+Ep+Chl+Ab+Ser+ +Cc+Pirr+Pi	Метапесчаники, метаалевролиты, сланцы	
III. Березит- Аргиллизитовая	_	400–1500 м	Q+Chl+Ser+Hser+ +Ka+Sid+Cc+Pi		

#### Латеральная гидротермально-метасоматическая зональность в экзоконтакте Коломейцеского батолита

Примечания: Ab-альбит; Hb-роговая обманка; Bi-биотит; Cc-кальцит;Chl-хлорит; Ерэпидот; Hser-гидросерицит; Ka-каолинит; KFsp-калиевый полевой шпат; Ру-пироксен; Mgnмагнетит; Q-кварц; Pirr-пирротин; Pi-пирит; Ser-серицит; Sid-сидерит.

Позднепермский контактово-метаморфический (оленьинский) метаморфизм. Умереннощелочные гранитоиды оленьинского позднепермского комплекса сопровождаются формированием кордиерит-роговообманковороговиковой формации. Наиболее крупные ореолы до 600 м отмечаются возле Волчьего, Каменского массивов площадью около 100 км<sup>2</sup>. Обычные изменения в экзоконтакте не превышают высокотемпературных зон мусковитроговиковой фации. В регионально-метаморфизованных отложениях типичны диафторические изменения, выраженные интенсивным замещением («кружевным») серицитом и хлоритом кордиерита и биотита.

Штоки оленьинских гранитоидов сопровождаются фельдшпатолитгрейзеновой 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 (трапповый) метаморфизм. Позднепермско-раннетриасовые дайки габбродолеритов в Карском геологическом районе и силлы, дайки трахидолеритов и оливиновых долеритов в Быррангском характеризуются контактовометаморфическими изменениями в 1-ые 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 преобразования, 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 гибриднометасоматические породы, кордиеритовые роговики достигающие мощности 20–30 м. Общая ширина экзоконтактового ореола достигает 15–18 м.

#### Средне-позднетриасовый контактово-метаморфический метаморфизм

Малые кольцевые интрузии габбро-монцонит-граносиенитового состава (беспамятнинский, тарейский, верхнетарейский, дикарабигайский комплексы) характеризуются экзоконтактовыми зонами (возле штоков радиусом до 5 км<sup>2</sup>) мощностью в первые десятки метров. При прорыве интрузиями неизмененных пород метаморфическая зональность отчетливо контрастна, достигая во внутренних частях амфибол-роговиковой фации. Типичны минеральные парагенезисы маложелезистого биотита, роговой обманки или актинолита, эпидота, изредка отмечается кордиерит, калишпат, альбит. В самих интрузиях иногда широко развиты процессы анортоклазового порфиробластеза.

Со штокверковыми зонами с кварц-серицитовыми изменениями в связи с беспамятнинскими интрузиями отмечаются проявления молибден- порфировой форвой формации, а с интрузиями верхнетарейского – медно-порфировой формации золотосодержащих.

# 5. ТЕКТОНИКА

Территория листа S-46 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-коллизионного пояса [Погребицкий, 1971; Гусев и др., 2002]. ТССО делится Главным Таймырским разломом на складчатое обрамление Северокарского блока Арктиды – Северотаймыро-Североземельскую раннегерцинскую складчатую систему (ССС), и обрамлекратона Восточно-Сибирского Таймырскую позднегерцинсконие \_ раннекиммерийскую складчатую систему (TCC) и Предтаймырский передовой прогиб [Проскурнин, 2003]. Северотаймыро-Североземельская складчатая система на территории листа представлена только Хутудинско-Большевистской складчатой зоной. Таймырская складчатая система делится на Центрально-Таймырскую, Диксоновско-Северобыррангскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую складчатые зоны [Верниковский, 1996; Проскурнин, 2013]. 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 юго-востоку, за пределы территории листа и приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву, отделяющему на современном этапе Сибирскую платформу от Таймыро-Североземльской эпиплатформенной складчатой области.

По последним возрастам складчатости герцинско-раннекиммерийским и современным срезам вслед за Ю. И. Погребицким [Погребицкий, 1971] в пределах Таймыро-Североземельской области выделяются Карское сводовоплутоническое поднятие (герцинский геоблок) и Быррангская складчатая 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 складчатонадвиговая мегазона объединяет Диксоновско-Северобыррангскую и Озёротаймырско-Южнобыррангскую складчатые зоны, которые разделены Пограничным надвигом. По этому разлому образования Диксон-Северобыррангской складчатой зоны (аллохтонная пластина) надвинуты на автохтонную Озёротаймырско-Южнобыррангскую складчатую зону.

По юрско-меловому и кайнозойскому срезу Енисей-Хатангский региональный прогиб является структурой одного ранга с ТССО. На территории листа S-46 находится только северо-западная его часть – Предтаймырский передовой прогиб. По доюрскому срезу он является неотъемлемой частью TCCO, а в её составе – частью Таймырской складчатой системы.

### 5.1. Глубинное строение

Представления о глубинном строении территории листа S-46 базируются на данных геофизической основы и результатах бурения скважин в Предтаймырском и Лено-Анабарском прогибах на территории соседнего листа S-47. Базу информационного обеспечения геофизической основы составляют данные площадных аэрогеофизических (аэромагнитные, аэрогаммаспектрометрические) 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. Близ территории листа проходят опорные региональные профили ГСЗ- МОВЗ, отработанные в 70-х-80-х гг. прошлого века, оз. Тенгиз-море Лаптевых "Битум", «Попигай-Шренк» и Тарея-Олекминск («Алмаз») [Апанович, 1998; Костюченко, 2000; Сурков и др., 2000; Гринсон, 2002; Егоров, 2004], которые в последние годы получили новую интерпретацию в КНИИГиМС [Кузнецов и др., 2001ф] и во ФГУП «ВСЕГЕИ» [Ларичев и др., 2007ф]. Для характеристики Северокарского геоблока учтены данные геотраверса по профилю ЗАР, проходящему в Карском море за пределами территории [Мащенков и др, 2002] и результаты работ 2004–2007 г. г. ОАО «Севморнефтегеофизика» [Региональное изучение..., 2011ф]. Глубина изучения составляет 80 км с охватом всей мошности земной коры (42-45 км) и частично верхней мантии.

По плотностной и скоростной характеристикам разрез земной коры четко делится на четыре толщи: «плитный» осадочный комплекс ( $\sigma = 2,1-2,6$  г/см<sup>3</sup>,  $V_p = 3,2-5,2$  км/с), верхняя кора (гранитный слой и складчатые эпиплатформенные образования) с глубинами от 1–5 км до 10–15 км ( $\sigma = 2,6-2,9$  г/см<sup>3</sup>,  $V_p = 5,2-6,5$  км/с), нижняя кора (кора-мантийный и базальтовые слои) с глубинами от 10–15 км до 40–45 км ( $\sigma = 2,8-3,1$  г/см<sup>3</sup>,  $V_p = 6,6-7,2$  км/с), верхняя мантия ( $\sigma = 3,3$  г/см<sup>3</sup>,  $V_p = 8,0$  км/с).

Крупные аномалии гравитационного поля связаны, преимущественно, с плотностными неоднородностями нижней коры, основная масса магнитных неоднородностей сосредоточена в верхней коре. Осадочные толщи, представленные, среднемезозойско-кайнозойскими отложениями прогибов, слабо дифференцированы по плотности и скорости. Имеющиеся здесь неоднородности создают узко локальные малоамплитудные аномалии. Наличие магнитных неоднородностей в осадочной толще, главным образом, в ее нижней ча-
сти, связываются с вулканогено-плутоническими образованиями позднепермско-триасового возраста (трапповыми – Сибирского плюма и горячего пятна).

Сейсмические данные, результаты трансформаций потенциальных полей и их геологическая интерпретация позволяют провести районирование рассматриваемой территории по типам и мощности земной коры. Районирование территории листа S-46 по типам и мощности земной коры в основном хорошо увязывается с опубликованным ранее мелкомасштабными схемами глубинного строения Восточной Сибири [Гринсон, 2002]. Лист S-46 охватывает частично Центрально-Таймырский, Южно-Таймырский геоблоки земной коры Таймырской складчато-надвиговой системы. Северо-Карский геоблок, южная часть которого попадает на рассматриваемый лист (севернее Главного Таймырского разлома), охарактеризован на суше только гравимагнитными данными.

В соответствие с современными геолого-тектоническими и структурноформационными построениями [Проскурнин, 2013] и геоблоковой делимостью по Л. И. Красному [Красный, 1984] в пределах рассматриваемого листа выделяются южная часть Карского геоблока (герцинского), Быррангская мегазона (раннекиммерийская межгеоблоковая зона, Центрально-Таймырский блок), Фадьюкудинско-Котуйское горячее пятно (послетрапповое триасовое, Южно-Таймырский геоблок).

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), Быррангской складчато-надвиговой мегазоне – от 44 до 46 км.

Карский герцинско-раннекиммерийский геоблок представлен образованиями докембрия и нижнего-среднего палеозоя, сшитых дейтерогенными позднепалеозойскими гранитоидами. Для позднепермско-раннетриасовых и средне-позднетриасовых дайковых поясов и кольцевых малых интрузий геоблок представлял собой жесткую структуру. По данным сейсмических исследований, моделирования гравимагнитных полей акватории Карского моря, севернее листа S-46 [Госгеолкарта 1000/3, 2013], выше слоя верхней мантии выделяются нижнекоровый слой, видимо, гранулит-эклогитового и гранулитбазитового состава, верхнекоровый с гранито-гнейсовыми, зеленокаменными рифейскими (?) и складчатыми кембрийскими образованиями, которые, видимо, и выходят на листе S-46, 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 ему 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 [Гринсон, 2002]) 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 дан-

ным варьирует в пределах 6–8 км. Мегазона характеризуется положительным в целом 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 синклиналь с трапповыми образованиями.

Фадьююкудинско-Котуйское горячее пятно на листе S-46 представлено своим северо-западным окончанием – Фадьюкудинско-Ладыгинской гравимагнитной кольцевой структурой, отвечающая в целом Южно-Таймырскому геоблоку. Рассматриваемая структура характеризуется наличием коромантийного слоя мощностью до 7 км и отсутствием гранитного мегаслоя. Мощность гранито-базальтового (промежуточного) мегаслоя сокращена по сравнению с данным мегаслоем 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 Центрального-Таймырской гравиметрической линейной аномалии, характерны полукольцевые структуры, которые образуют региональное кольцевое отрицательное поле DG (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 (до 100-600 до 1500 нТл). Локальные контрастные магнитные аномалии связываются погребенными **ультрамафит**с мафитовыми интрузивами [Кокорин и др., 2009].

### 5.2. СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР

Строение основных геоструктур региона рассматривается для современного геологического среза, характеризующегося двумя крупнейшими структу-Таймыро-Североземельской складчатой областью и Енисейрами: Хатангским региональным прогибом. В разрезе геологических образований этих структур, выходящих на поверхность в пределах листа S-46 выделяется пять структурных этажей: 1) раннепротерозойский гренвильский активной окраины Сибири (до 1650 млн лет), 2) рифейско-нижневедский океанско-555 млн лет), коллизионный (1650)3) верхневендскосреднекаменноугольный эпиплатформенный (555 - 310 млн лет), 4) среднекаменноугольно-триасовый дейтерогенный (310 - 200 млн лет), 5) нижнеюрско-кайнозойский плитный (200 – 0 млн лет – незавершенный). Границы этажей характеризуются структурными и угловыми, реже стратиграфическими несогласиями

#### 5.2.1. 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 (Р<sub>3</sub>) Карское сводово-плутоническое поднятие и раннекиммерийскую (Т<sub>2-3</sub>) Быррангскую складчато-надвиговую мегазону [Погребицкий, 1971; Проскурнин, 2013].

#### 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) [Проскурнин, 2013]. В ходе герцинского и киммерийского орогенеза абсолютно 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.

Хутудинско-Большевистская складчатая зона соответствует рифейсконижнепалеозойскому флишоидному прогибу, заложенному на фундаменте Северо-Азиатского кратона и замкнувшемуся в результате байкальских (V<sub>1</sub>- $C_1$ ) и каледонских (O<sub>2</sub>-3) складчатых движений. Она ограничена на юге Главным Таймырским разломом. В пределах складчатой зоны выделяются три нижних структурных этажа.

**Рифейско-ранневендский (RF-V<sub>1</sub>) структурный этаж** включает два СВК – Медвежинско-Тревожнинский и Ленивенский.

Медвежинско-Тревожнинский СВК ( $MRF_3$ - $V_1$ ) представлен высоко метаморфизованными толщами общей мощностью более 1000 м (медвежинская и тревожнинская), по всей видимости представляющими собой выходы фундамента пассивной окраины Карского континента.

Ленивенский СВК (*ncV*) представлен черноцветно-сероцветной флишоидно-турбидитовой олигомиктовой серией мощностью до 1400 м (включая стерлеговскую толщу). Отложения серии характеризуют условия их формирования на континентальном склоне пассивной окраины Карского континента, который «дрейфовал» в венде в сторону Сибирского.

Поздневендско-среднекаменноугольный (V<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>) структурный этаж сложен двумя СВК относящимися к вендско-раннекембрийскому временному интервалу.

Мининский СВК (mnV- $C_1$ ), представленный флишевой вулканомиктовой терригенной серией (мининская свита) мощностью до 1500 м. Он свидетельствует о размыве вулканогенных толщ и, в частности, контрастных базальтриолитовых вулканических построек позднеколлизионной 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 предколлизионному прогибу в пределах Карского блока.

Хутудинский СВК ( $x \epsilon_1$ ) представлен флишоидно-пестроцветными отложениями нижнехутудинской и верхнехутудинской толщ. Они свидетельствуют об установлении хатакратонного режима Карского блока.

Среднекаменноугольно-триасовый ( $C_2$ -T) структурный этаж в пределах Хутудинско-Большевистской складчатой зоны включает только магматические образования Ленивенско-толлевского СВК ( $\kappa C_{2-3}$ ). Он представлен двуслюдяными известково-щелочными гранитами S-типа ленивенско-толлевского комплекса и друзитами аттинского комплекса. С интрузиями гранитов связан региональный зональный метаморфизм андалузитсиллиманитового типа, они относятся к раннеколлизионным процессам.

Карский тектонический комплекс (дР<sub>1</sub>-Т<sub>3</sub>), объединяет в себе несколько серий в соответствие с тектоно-магматическими этапами: позднегерцинскую гранодиорит-умереннощелочногранитовую (коломейцевско-оленьинская серия), раннетриасовую долеритовую (угрюминский комплекс) и раннекиммерийскую малых интрузий пестрого состава (беспамятнинский, северотаймырский, верхнетарейский комплексы) с сопутствующими им метаморфическими и гидротермально-метасоматическими образованиями. Карский тектономагматический комплекс характеризует дейтерогенно-плутонический режим, то есть повторную тектоно-магматическую активизацию складчатого основания или повторный этап коллизии.

Коломейцевскко-оленьинская пермская серия представленная батолитами замещения гранодиоритового состава и штоками умереннощелочных гранитпорфиров, отвечающих переходным J-А типам гранитов, отражает позднеколлизионные процессы. В. А. Верниковский [Верниковский, 1996] с позднепалеозойским этапом становления гранитоидов связывает столкновение Карского микроконтинента и Центрально-Таймырской акреционной зоны Таймыра. В. Ф. Проскурнин [Проскурнин, 2013] считает, что эти процессы отражают повторно коллизионные процессы на данной территории, связанные с завершением формирования Урало-Монгольского складчатого пояса.

Для раннетриасовых (урюминский долеритовый комплекс) и среднепозднетриасовых (северотаймырский лампрофировый комплекс) дайковых поясов и кольцевых малых интрузий (беспамятнинский монцонитграносиенитовый, верхнетарейский комплексы) рассматриваемый 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 [Верниковский, 1996] она рассматривается как аккреционная зона докембрия, сформированная в позднерифейско-вендское время в результате аккреции островных дуг и террейнов к Сибирскому континенту. В дополнении 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 континента с реликтовой позднерифейской офиолитовой сутурой). Особняком в составе Центрально-Таймырской складчатой зоны стоит Шренковский выступ, который является фундаментом для образований первой из названных подзон.

#### Раннепротерозойский (PR<sub>1</sub>) структурный этаж

Данный этаж включает единственный СВК выходящий на поверхность в пределах Шренковского выступа. Шренковский СВК (**фPR**<sub>1</sub>) сложен метаморфизованными вплоть до гранулитовой фации породами Шренковского метаморфического комплекса, представляющими собой супракрустальные образования фундамента данного района.

### Рифейско-ранневендский (RF-V<sub>1</sub>) структурный этаж

### Нижне-верхнерифейский (RF<sub>1-3</sub>) структурный ярус

Сланцевско-Ледяной СВК (к**RF**<sub>1-3</sub>) представлен метаморфическими образованиями сланцевой толщи и ледяным гранитовым комплексом. Сланцевая толща представляет собой диафториты по кристаллическим сланцам и мраморам, она коррелируется с ранне-среднерифейскими вулканогенно – карбонатно – терригенными образования (октябрьско-ждановскими) активной окраины Сибири [ГГК, 2009], развитыми на листе S-48. Их возраст оценивается в 1869±56 млн лет [Захаров, 1993] или 880–940 млн лет. Толща прорвана линейно вытянутые телами гранитов ледяного комплекса гранитовой формации. Вещественный состав последних и их возраст коррелируется с гранитокомплекса Восточного Таймыра илами снежнинского ИЗ вулканоплутонической ассоциации Андского типа [Проскурнин, 2013]. Широко развитые процессы катаклаза и диафтореза связываются с акреционными и коллизионными процессами в конце позднего рифея, венде.

Верхнерифейско-нижневендский (RF<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>) структурный ярус в пределах Центрально-Таймырской складчатой зоны слагается образованиями Колосовско-Дорожнинской и Мамонтовско-Лаптевской подзон, принципиально различных по вещественному составу.

В Колосовско-Дорожнинской подзоне на рассматриваемой территории развит Краснореченско-Посадочнинский (**3RF**<sub>3</sub>) позднерифейский терригенно-карбонатный тектонический комплекс, слагающий Колосовско-

Светлинский синклинорий, протягивающийся от восточного края листа и клинообразно сужающийся на ЮЗ. Становско-Посадочнинский ТК представлен четырьмя СВК: Становско-Колосовским (1870–2650 м) с гравелитодоломито-алевролитовой молассовой (краснореченская свита) и карбостромовой (колосовская свита) стратифицированными формациями; Светлинско-Скальнинским (1020–1575 м) с мелководной карбонатно-туфито-терригенной формацией (скальнинская толща) с рассеянным рифтогенезом, сопровождающимся трахибазальтовым вулканизмом (светлинская свита), а также трубками взрыва трахибазальтов, дайками и силлами умереннощелочных и щелочных габброидов; Пластовым (880–920 м) с формацией СОХ; Посадочным (500–600 м) с конгломерато-песчаниковой верхнемолассовой формацией. Общая мощность тектонического комплекса на исследуемой площади достигает 3390 – 4830 м. ТК в целом может соответствовать обстановке задугового окраинного бассейна с зонами рассеянного рифтогенеза, затем переходящего в спреддинг.

Нижняя возрастная граница колосовской свиты жестко не определена. Свита датировалась от среднего до позднего рифея [Злобин, 1958; Голованов, 1966; Мильштейн, 1978; Кабаньков и др., 1978] или только поздним рифеем [Хоментовский, 1972; Беззубцев, 1981; Мальцев и др., 1982]. Так же не определён был возраст ассоциирующих с ней терригенных образований: нижележащих – краснореченская свитаа 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 [Проскурнин, 2014]. Возраст офиолитов москвичевского комплекса согласно изотопным датировкам находится в интервале 720-740 млн лет. Свидетельством верхней границей ТК может быть изучение цирконов из светлинских трубок взрыва – не древнее 722 млн лет. Раннеевендская датировка по трахибазальтам (светлинская свита) в 577 млн лет получена К-Аг методом [Уфлянд и др. 1990]. Интервал формирования Становско-Посадочного комплекса определяется от 820 до 577 млн лет и требует дальнейшего уточнения.

Мамонтовско-Лаптевская подзона в целом отвечает субдукционным обстановкам сближающихся плит, формированием энсиматических, энсиалических дуг и их акрецией к Сибирскому континенту. В её пределах выделяются Мамонтовско-Москвичевский энсиматический СВК и Борзовско-Продольнинский энсиалический ТК.

Мамонтовско-Ожиданьинский СВК энсиматических островных дуг (эмRF<sub>3</sub>) развит на площади в виде линейной зоны, отражающей положение древней энсиматической дуги. В составе СВК характерны метавулканиты среднего и кислого состава, празиниты и офиолитовая серия – метагаббро ожиданьинского комплекса.

Угрюминско-Правомамонтовский энсиалически-островодужный TK  $(\mathfrak{z}_{n}RF_{3}-V_{1})$  имеет на рассматриваемой территории сложный и не однозначный состав в связи с мощным покровом четвертичных отложений и разрозненностью коренных выходов. Условно выделяются два CBK по аналогии с п-вом

Челюскин: Верхнешренковско-Угрюминский и Правомамонтовский. Верхнешренковско-Угрюминский объединяет вулканиты угрюминской толщи и грано-сиенитовую серию верхнешренковского комплекса. В известковощелочных вулканитах андезитового ряда (1200-1300 м) все вышеперечисленные образования Мамонтовско-Ожиданьинского СВК содержатся в обломках. Их характерной чертой является повсеместно наложенный катаклаз и пропилитизация хлорит-эпидотовой и эпидот-актинолитовой фаций. Формирование угрюминских вулканитов заканчивается внедрением умереннощелочных роговообманково-биотитовых катаклазированных гранитоидов габбро-диорит-гранитовой формации (І-гранитоиды, кордильерского типа) верхнешренковского 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±40 млн лет. Правомамонтовский СВК, представлен карбонатнотерригенной углеродистой формацией (правомамонтовская толща). Она метаморфизована в условиях не выше зеленосланцевой фации и образует более простые структуры, по сравнению с древними составляющими ТК. Формации Правомамонтовского СВК характеризуют постколлизионную стадию (коллапса) 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±18 млн лет (данные В. Ф. Проскурнина [Салтыкова, 2008ф]). Имеющиеся датировки свидетельствуют о позднерифейском возрасте формирования Угрюминско-Правомамонтовского ТК.

Поздневендско-среднекаменноугольный  $(V_2 - C_2)$ эпиплатформенный структурный этаж. Описанные докембрийские образования с угловым несогласием перекрыты образованиями позднего венда – нижнего кембрия. На рассматриваемом листе в пределах Центрально-Таймырской складчатой зоны СВК: Нижнеостаниовскоструктурный этаж представлен двумя Степановским ( $xV_2$ - $O_1$ ) и Астрономическо-Макаровским ( $rO_1$ - $C_2$ ). Основание первого комплекса составляют базальные гравелиты прозрачнинской свиты, затем следует базальный горизонт (нижнеостанцовская свита) мощностью первые десятки сантиметров. Карбонатные отложения образуют среднюю часть комплекса, а регрессивные черносланцевые (степановская 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-Оленекской зоны [Геологическое строение..., 1987]. Выше залегают отложения раннеордовикско-позднекарбонового структурного яруса. представленные Астрономическо-Макаровским СВК углеродистосланцевым. Он сформирован в целом в инундационных условиях внутриконтинентальных бассейнов (в глубоководных впадинах). Общая мощность выходов СВК составляет 1610–1740 м.

Среднекаменноугольно-триасовый (С<sub>2</sub>-Т) 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 (дР<sub>1</sub>-Т<sub>3</sub>), состоящего из интрузий ранне-позднегерцинской гранодиорит-умереннощелочногранитовую серии, раннетриасовой долеритовой формации и раннекиммерийских малых интрузий пестрого состава. В пределах Колосовско-Дорожниской складчатой подзоны отмечаюся лишь изредко дайки долеритов раннего триаса и гранит-порфиры средне-позднего триаса.

#### Быррангская складчатая мегазона

Быррангская складчатая эпиплатформенная мегазона объединяет в своём составе Диксоновско-Северобыррангскую позднегерцинскораннекиммерийскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую раннекиммерийскую складчато-надвиговые зоны, разделяемые Пограничным надвигом.

Диксоновско-Северобыррангская 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-Северобыррангской складчатой зоны выделяются поздневендско-среднекаменноугольный и среднекаменноугольнотриасовый структурные этажи.

Поздневендско-среднекаменноугольный ( $V_2$ - $C_2$ ) структурный этаж делится на две подзоны: Ленивенско-Клюевскую (переходную) и Тарейско-Быррангскую (карбонатную).

В Ленивенско-Клюевской (переходной) подзоне выделяются два CBK, сформированных в геодинамических обстановках внутренних частей континентов: Нижнеостанцовско-Грустнинский хатакратонный трансгрессивный ( $xV_2$ - $O_1$ ) и Рогатинский склона ассиметричных прогибов инундационно-регрессивный ( $cO_1$ - $C_1$ ).

Нижнеостанцовско-Грустнинский СВК (xV2-O1), близкий Нижнеостанцовско-Степановскому СВК Центрально-Таймырской складчатой зоны, характеризуется карбонатно-терригенной серией формаций. Базальный горизонт (нижнеостанцовская свита) мощностью первые метры – первые десятки метров, составляет основание комплекса. Регрессивные отложения терригенно-карбонатные (грустнинская толща) 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 верхнеприбрежновендско-нижнеордовикского СВК характеризует континентальные условия трансгрессивного тектонического этапа осадконакопления мелководного эпиконтинентального моря и относится к единой Восточно-Сибирской хатакратонной области Юдомо-Оленекской зоны [Геологическое строение..., 1987].

Рогатинский СВК (сО<sub>1</sub>-С<sub>2</sub>) сформирован в геодинамической обстановке внутрикратонных бассейнов, склона ассиметричных прогибов, и включает в

себя нижнюю (раннеордовикско-раннесилурийскую) инундационную часть (1100 м), и верхнюю регрессивную позднесилурийско-позднедевонскую пряминско-вольнинскую серию формаций (около 2000 м).

В Тарейско-Быррангской подзоне выделяется два СВК. Нижний, Широкинский CBK ( $x \epsilon_3 - 0_1$ ) относится к той же Восточно-Сибирской хатакратонной области Юдомо-Оленекской 30НЫ. что И Нижнеостаниовско-Грустнинский, и характеризует прибрежно-континентальные условия трансгрессивного тектонического этапа осадконакопления мелководного эпиконтинентального моря. Его мощность – более 650 м. Верхний – Многовершиннинско-Валентиновский СВК режима карбонатной платформы (пО<sub>1</sub>-С<sub>2</sub>), делится на инундационную и регрессивную части. Инундационная раннеордовикско-позднесилурийская (многовершиннинско-андреевская) стратифицированная серия характеризуется доломитово-известняковыми формациями, регрессивная позднесилурийско-среднекаменноугольная (синедабигайсковольнинская) – известняково –доломитовыми. Общая мощность СВК в Тарейско-Быррангской подзоне составила 2315-3330 м.

Среднекаменноугольно-триасовый (C<sub>2</sub>-T) структурный этаж делится на Диксоновскую и Коротковскую подзоны.

Диксоновской подзона включает три СВК. Наиболее древний Эвенкский СВК терригенно-угленосный сформирован в обстановке передового прогиба герцинской коллизии. Лабакский СВК (**афРз-Т**1) слагается трахибазальттрахидолеритовой (сырадасайская свита, тарисеймитаринский комплекс) и пикрит-толеит-базальтово-долеритовой (лабакская свита, быррангский и левлинский комплексы) сериями формаций. Стратифицированные образования выполняют сиклинальные структуры субширотного простирания. Интрузивные образования в виде силлов и даек пронизывают среднекаменноугольнопермские толщи. Мощность стратифицированных образований составляет 420–620 м. Магматизм Лабакского СВК связывается с трапповым этапом формирования амфиклизы. Самый поздний СВК данной подзоны – Тарейский СВК горячих точек и зон рассеянного рифтогенеза включает всего один Тарейский интрузив, уникальный для территории листа S–46. Данный СВК аналогичен Фадьюкудинско-мамоновскому СВК, который представлен более полной магматической серией.

Коротковская подзона включает в себя среднекаменноугольносреднепермский Коротковский СВК ( $\mathbf{mC}_2$ - $\mathbf{P}_2$ ), который выходит на поверхность в ядрах линейных синклинальных складок, и ряд раннетриасовых даек долеритов, 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.

Озеротаймырско-Южнобыррангская складчатая зона, выделяемая южнее Пограничного разлома, характеризуется реликтами отложений девона-среднего карбона нижне-среднепалеозойского структурного этажа Фалабигайской подзоны и среднекаменноугольно-триасовым этажом, выходы которого преобладают в пределах складчатой зоны. Эпиплатформенный структурный этаж ( $V_2$ - $C_2$ ) слагается одним Дептумалинско-Фалабигайским среднедевонско- раннекаменноугольным СВК углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатного состава мощностью более 4275–4675 м, сформированный в условиях внутриконтинентального рифта (авлакогена). По условиям образования 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 (С<sub>2</sub>-Т) дейтерогенный структурный этаж* подразделяется на три структурных яруса: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и ранне-позднетриасовый.

Среднекаменноугольно-позднепермский структурный ярус в Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоне представлен Турузовско-Черноярским СВК краевого прогиба (кпС<sub>2</sub>-Р<sub>3</sub>). В нём можно выделить трансгрессивную аргиллито-песчаниково-алевролитовую среднекаменноугольнопозднепермскую 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 Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоне Зверинско-Бетлингским СВК  $(a\phi P_3 - T_1)$ аналогичным Лабакскому. Он слагается трахибазальттрахидолеритовой (шайтанская свита, тарисеймитаринский трахидолеритовый комплекс) и пикрит-толеит-базальтово-долеритовой сериями формаций (зверинская, бетлингская свиты, быррангский, левлинский, боотанкагский комплексы). Стратифицированные образования выполняют сиклинальные 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 (гтТ<sub>1-3</sub>), объединяющим разнообразные магматические образования, и вулканогенно-осадочные отложения. В составе СВК выделяются туфопесчаниковая (1000–1100 м), пестроцветная вулканомиктовая алевролито-песчаниковая (до 300 м) формации (фадьюкудинская, мамонова свиты) и трахитовая эффузивная формация (аятаринская свита), которые приурочены к северо-западному краю Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуры. К этой же структуре приурочены интрузивы и дайки среднепозднетриасовых дюмталейского шрисгеймит-феррогаббродолеритового, дикарабигайского габбро-монцонититового, верхнетаймырского габбродолери-Завершается магматизм Озеротаймырскотового комплексов. в Южнобыррангской складчатой зоне в позднетриасовое время формированием дайками альнеитов мооровского комплекса и дайкообразными и брекчиевыми телами озеротаймырских коровых карбонатитов. Фадьюкудинско-Мамоновский СВК по геодинамическим условиям образования отражает обстановку горячих точек и зон рассеянного рифтогенеза, континентальной молассы син- и постколлизионных тафрогенных межгорных впадин. Мощность стратифицированных образований СВК составляет 3100–4155 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 два яруса: раннеюрско-раннемеловой и ранне-позднемеловой.

Раннеюрско-раннемеловой структурный ярус представлен Малиновско-Шренковским трансгрессивным терригенным СВК, Он характеризуется развитием континентальных отложений в северной части депрессии, включая акваторию Карского моря. Общая мощность отложений данного СВК составляет 20–30 м.

Ранне-позднемеловой структурный ярус представлен Траутфеттерским терригенно-угленосным СВК, слагаемый одноименной свитой (15 м). Он развит наиболее широко в пределах депрессии, контролируя в целом ее границы. Широко развиты формации бурых углей и каолинитовых глин.

### 5.2.2. 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). В лист S-46 входит только одна его часть – Предтаймырский передовой мегапрогиб заложенный на раннекиммерийском Таймырском основании.

### Предтаймырский передовой мегапрогиб

В разрезе мегапрогиба выделяются два структурных этажа: позднепалеозойско-раннемезозойский (фундамент), слагаемый образованиями близкими Озеротаймырско-Южнобыррангской складчатой системы, 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 [Гринсон, 2002], в пределах которой преобладают, видимо, Зверинско-Бетлингский позднепермско-раннетриасовый структурно-вещественный комплекс амфиклизы и Фадьюкудинско-Мамоновский раннепозднетриасовый СВК обстановок горячих точек и зон рассеянного рифтогенеза, континентальной молассы тафрогенных межгорных впадин. 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. Предюрское время характеризуется мощнейшими процессами корообразования и выветривания, на фоне которого закладывался юрско-раннемеловой Предтаймырский прогиб. На территории листа S-46 расположена только одна его часть – Турку-Логатинский прогиб. По подошве юры он достигает 4300 м глубины и имеет ширину около 150 км. В его составе по подошве долганской свиты выделяются более мелкие структуры: Логатская впадина и Южно-Таймырская моноклиналь. В составе Турку-Логатинского прогиба выделяются образования трех СВК.

Юрско-раннемеловой трасгрессивный Зимне-Яковлевский СВК сложен терригенными формациями (2350–4340 м). Мощность килевой части юрского прогиба за счет балахнинской свиты превышает бортовую Предтаймырскую более чем 2000 м. Размыв при инверсии Балахнинского вала (по нижнехетской и суходудинской свитам) превышает 1100 м.

Ранне-позднемеловой Долганско-Танамский регрессивный СВК представлен терригенными угленосными отложениями, слагающими собственно Логатинскую впадину. Мощность стратифицированных образований СВК составляет 870–1645 м.

Кайнозойский регрессивный СВК объединяет терригенные отложения олигоцена и миоцена общей мощностью 93–163 м.

### 5.3. Складчатые и разрывные структуры

# 5.3.1. Структуры Таймыро-Североземельской складчатой области и Предтаймырского передового мегепрогиба.

Таймыро-Североземельская складчатая область в соответствие с ведущими позднепалеозойско-раннемезозойскими складчато-надвиговыми движениями разделяется на герцинское Карского сводово-плутоническое поднятие и раннекиммерийскую Быррангскую складчатую мегазону, отличающихся своими особенностями пликативных и дизъюнктивных структур.

Карское сводово-плутоническое поднятие характеризуется наиболее напряженными складчатыми и разрывными структурами. Реликтами древнего Главного Таймырского разлома разделяется на две складчатые зоны: Хутудинско-Большевистскую и Центрально-Таймырскую.

В *Хутудинско-Большевистской складчатой зоне* Северотаймыро-Североземельской складчатой системы СВК повсеместно смяты в линейные закрытые 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 СЗ и ССЗ падений. Кроме того развиты разломы преобладающей право-сдвиговой кинематики C3 простирания, наложенные на описанные выше структуры. Предполагается, что они являются отголосками орогенных событий в Верхоянской складчатой системе. Выделяется также система сбросов ССЗ падения выраженных геоморфологически, что позволяет отнести их к относительно поздним. Вся Хутудинско-Большевистская складчатая зона, в качестве краевой части Северокарского 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° [Мальцев, 1979]. Главный Таймырский разлом является долгоживущей ослабленной зоной, магмоподводящим каналом для разновозрастных интрузий и неоднократно омолаживался в последствие. На территории смежного листа S–47, в районе оз. Астрономических Главный Таймырский разлом имеет субвертикальное залегание и омолаживается унаследованными движениями в поздней перми (дайки гранит-порфиров) и на границе среднего и позднего триаса (дайки лампрофиров).

Центрально-Таймырская складчатая зона, простирающаяся южнее Главного Таймырского разлома, имеет неоднородное строение. В её северозападной части располагается Мамонтовско-Лаптевской складчатая подзона. Она имеет неоднородное строение отражающее её аккреционное происхождение. От главного таймырского разлома протягивается полоса энсиалической дуги сложенная породами Угрюминско-Правомамонтовского СВК, смятыми в открытые складки, часто полого залегающими, предположительно на образованиями складчатом основании сложенном Мамонтовско-Ожиданьинского СВК. Последний выходит узкой полосой вдоль северной границы Шренковского выступа, его отложения сильно рассланцованы и имеют в основном крутое залегание, что свидетельствует о смятии в сжатые складки. В целом, структура подзоны отвечает обстановке деформации гетерогенного блока сжатием по оси СЗ-ЮВ.

К ЮВ от Центрально-Таймырской складчатой зоны располагается Шренковский выступ, протягивающийся на 160 км в виде веретена шириной до 25 км. Он ограничен с севера Главным Таймырским и Ожиданьинским, а с юга – Чукчинским надвигами. Амплитуда вертикального перемещения по Чукчинскому надвигу составляет не менее 1 км. В породах Шренковского СВК развит присущий глубоко метаморфизованным толщам комплекс деформационных структур: гнейсовидность и метаморфическая полосчатость крутого залегания, мелкая складчатость. Образования Сланцевско-ледяного СВК смяты в сжатые опрокинутые складки, осевые плоскости которых восстают на юго-восток. В пределах выступа 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 Чукчинскому разлому на него надвинут Шренковский выступ, а на юго-востоке, он граничит с поздневендскокембрийскими образованиями Быррангской складчатой мегазоны 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. Разрывные нарушения осложняющие структуру синклинория по всей видимости несколько оторваны по времени от складчатости, и в свою очередь делятся на 2 системы. Более древние – взбросы СВ простирания (падают в обе стороны), а их секут взбросы ЮВВ падения. Особняком в строении синклинория стоит область в районе гряды Геологической, где произошёл разрыв сплошности континентальной коры. Здесь на поверхность выходит сутура, представленная цепочкой (ЮВ простирания) линзовидных тектонических блоков гипербазитов. Она обрамлена интенсивно брекчированными вулканитами (пластовая толща).

Пясинско-Фаддеевский надвиг на местности представляет собой зону, состоящую из более мелких кулисообразных разноамплитудных надвигов и сдвигов, которые, часто пересекаясь, создают чешуйчатую структуру. На рассматриваемой площади разлом приурочен к перегибу – контакту (структурному несогласию) между метаморфизованными допоздневендскими образованиями и поздневендско-среднепалеозойскими. Амплитуда вертикальных перемещений по нему оценивается в 2,5 км.

Быррангская складчатая мегазона располагается к югу от Пясинско-Фаддеевского надвига. Её северная часть – Диксон-Северобыррангская складчатая зона представляет собой аллохтонный блок, надвинутый на южную (Озёротаймырско-Южнобыррангскую) часть по Пограничному надвигу. Амплитуда стратиграфического перекрытия по нему составляет не менее 5 км, горизонтальное перемещение по нему оценивается в 200 км [Беззубцев, 1986].

*Диксон-Северобыррангская складчатая зона* содержит единый структурный парагенез дислокаций, отвечающий покровной пластине. Она смята в линейные складки от пологих до закрытых – угол между крыльями постепенно увеличивается от форланда по направлению к хинтерланду, затем напряжённость складчатости снова увеличивается за Тарейским надвигом, и снова спадает к хинтерланду. Осевые плоскости складок приобретают по направлению к форланду наклон (падение на СЗ). Складки осложнены серией субсеквентных второстепенных взбросов и надвигов. Неотъемлемой частью структурного парагенезиса являются сдвиги 3 и 3С3 простираний, которые развиты исключительно в аллохтоне, и компенсируют латеральную неоднородность продвижения надвига, позволяя отдельным его сегментам опережать другие. Зеркало складчатости (в продольном сечении) наиболее воздымается в центре листа, а по краям, на СВ и ЮЗ, оно погружается. К ЮЗ от Дирингского правого сдвига складки более пологи и чаще брахиформные чем линейные. Видимо данный сдвиг является крупной границей неоднородности леформации аллохтонной пластины.

**Озёротаймырско-Южнобыррангская складчатая зона,** являясь южной автохтонной частью Быррангской складчатой мегазоны, деформирована в ходе раннекиммерийского орогенеза [Погребицкий, 1971], 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 Озёротаймырско-Южнобыррангской складчатой зоны в пределах листа S-46 характеризуется периодическими коленообразными сменами простирания осей складок с CB на субширотное и обратно. Вкрест простирания в целом наблюдается чередование ундулирующих антиклиналей и синклиналей. В них обнажаются отложения от среднего девона до позднего триаса, периферийное положение занимает соколинская свита. Складки обычно открытые, брахиформные (только в крайней ЮВ части – пологие) с вертикальными осевыми плоскостями, параболическими, реже цилиндрическими замками.

Главным элементом разрывной тектоники является система взбросов субсеквентных по отношению к складчатости. Взбросы, также как и шарниры складок встречаются СВ и субширотного простирания, некоторые меняют простирание в этих пределах. Восстают они в обоих румбах примерно поровну. Взбросы осложнены близодновременными сдвигами. Сдвиги относящиеся к отдельному наложенному этапу (традиционно связываемому с верхоянской складчатостью) на данной территории редки. В ослабленные зоны – места сочленения или пересечения разломов внедрились инъекционные карбонатиты средне-позднетриасового озёротаймырского комплекса.

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 по наличию локальных положительных аномалий связанных с триасовыми базальтами, предполагается субгоризонтальность зеркала складчатости. Юго-восточнее трансформного разлома предполагается наличие взброшенного до среза турузовской свиты блока. В зоне положительных аномалий магнитного поля петельчатой морфологии предполагаются взбросы СЗ восстания и серия тел дюмталейского комплекса.

**Предтаймырский передовой мегапрогиб** по геофизическим данным и скважинам, имеет полого-складчатую структуру. На рассматриваемой территории в нём выделяется Турку-Логатинский прогиб, а в его составе – Верхне-Таймырская моноклиза и ассиметричная Логатская впадина. В юрскомеловых отложениях, заполняющих Предтаймырский передовой мегапрогиб, по геофизическим данным фиксируется ряд разломов, полукольцевой формы предположительно крутопадающих, субвертикальной кинематики, большая их часть отмечается над зоной Фадьюкудинско-Ладыгинской кольцевой структуры.

## 5.4. НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ.

Территория листа S-46 расположена в центральной части полуострова Таймыр и целиком расположена в области платформенного развития Северной Евразии и прилегает непосредственно к Арктической континентальной окраине. Данная территория по режиму тектонического развития в новейший этап относится к регионам со сравнительно слабо диференцированными поднятиями, величины которых колеблются от 150 до 500 м [Грачёв, 1998].

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 отчёта принимается позднеолигоцен-раннемиоценовая поверхность выравнивания, которая хорошо сохранилась в зонах перехода от областей денудации к областям аккумуляции.

При определении амплитуд новейших движений в горах Бырранга (районы последнего сетчатого оледенения), принята поправка на гляциоизостазию. Она учитывалась в связи с компенсационными поднятиями горных областей Таймыра в послеледниковую эпоху и определялась по высоте голоценовых террас, причём для морских террас – с учётом изменения уровня Мирового океана за послеледниковое время.

Новейший тектонический этап, начавшийся на Таймыре в олигоцене, привёл к формированию на территории листа S-46 следующего современного структурного ансамбля:

- достаточно высоко поднятые в новейшее время (амплитуды от 350 до 500м) 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.

# 6. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции рассматриваемой территории выделяются пять циклов, отвечающих формированию пяти структурных этажей: раннепротерозойский; рифейско-вендский активноокраинно-океанскоколлизионный, вендско-среднекаменноугольный эпиплатформенный; среднекаменноугольно-триасовый дейтерогенный повторноколлизионный; юрско-кайнозойский плитный (незавершенный). Циклы делятся на этапы, которым свойственны крупные события, формирующие региональные элементы определенными земной коры (структурные ярусы с структурновещественными комплексами), но подчиненные общей направленности развития в рамках соответствующего цикла.

# 6.1. 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-46 видимо, развиты преимущественно нижнепротерозойские комплексы близкие протовулканогенным Байкало-Таймырской, Енисейской и Тунгусской систем, с блоками мрамор-амфибол-сланцевого состава нижнепротерозойского(?) возраста. предположительно сходные с комплексами обнажающимися в пределах Шренковского выступа. С привлечением материалов по смежным регионам, можно сделать вывод, что в итоге длительного процесса развития и становления первичной континентальной коры (от пермобильного состояния до протоплатформенного), сформировавшийся Северо-Азиатский континент приобрел сложную глыбово-складчатую структуру, обусловленную многократным дроблением и консолидацией [Погребицкий, 1971; Верниковский, 1996]. К завершению раннепротерозойского этапа большая часть территории листа входила в состав Северо-Азиатского кратона, граница которого проходила по зоне Ожиданьинского разлома [Проскурнин, 2003].

# 6.2. 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, среднепозднерифейский активной окраины с вулкано-плутоническими образованиями Андского типа, позднерифейско-ранневендский островодужный аккреционный с задуговым бассейном и вендско-раннекембрийский (?) коллизионный.

Ранне-среднерифейский этап (1650–1365 млн лет). Тектонический комплекс данного этапа представлен полным рядом осадочных и магматических формаций, отражающих условия пассивной окраины [Проскурнин, 2008ф]. Базальные трансгрессивные горизонты СВК характеризуются достаточно мощными (900–1200 м) терригенными отложениями (нижняя подтолща сланцевой толщи) с существенно кварцевым обломочным составом. Максимум трансгрессии в верхнесланцевское или ждановское время (инундационная стадия) фиксируется мощными пачками мраморов и доломитов. Регрессивная стадия характеризуется появлением углеродистых песчанистых известняков, углеродистых сланцев. Общая мощность отложений верхнесланцевского времени достигает 800–1000 метров. В целом СВК интенсивно смят вместе, отражая, видимо, первые стадии аккреции каких-то чужеродных масс к континенту.

Средне-позднерифейский этап (1365 – 860 млн лет) на рассматриваемом листе представлен только верхнерифейскими гранитами ледяного комплекса. Синтезируя данные об этом комплексе с информацией с близлежащих территорий (листы S–47, 48) можно заключить, что на данном этапе край континента представлял собой активную окраину Андского типа.

На позднерифейско-ранневендском этапе (860-620 млн лет) за вулканоплутоническим поясом начал (860 млн лет) формироваться задуговый бассейн, где отлагались морские отложения терригенно-глинисто-карбонатного (карбостромового) пестроцветного становско-колосовского формационного ряда мощностью до 2500 м. Седиментация осуществлялась в условиях умеренных глубин с фациальной зональностью, определяемой удаленностью от источников сноса. До 722 млн лет бассейн испытал осушение, и местами на его площади появились стратовулканы (светлинская свита и комплекс). Затем снова началось осадконакопление в морских условиях (скальнинская толща). В районе гряды Геологической рифтогенез около 720-740 млн лет назад достиг разрыва сплошности континентальной коры, и начала формироваться океаническая кора (пластовая толща и москвичёвский комплекс). С этим связано углубление бассейна и формирование осадочных пород соответствующего типа (геологическая толща). В течение всего описанного времени существования задугового бассейна, к континенту приближалась энсиматическая островная дуга (мамонтовская толща, ожиданьинский комплекс), которая наконец была аккретирована к краю континента, возможно прекратив этим раскол задугового бассейна. На сформированном таким образом складчатом основании начала формироваться энсиалическая дуга (угрюминская толща, верхнешренковский комплекс). В ходе разрушения обоих островных дуг формировались грубообломочные терригенные отложения пестрого состава (гусиноозёрская толща).

В зоне аккреции энсиматической дуги, в перикратонных условиях постаккреционной стадии (её коллапса) образовались вулканогенно-осадочные пояса межгорных впадин (карбонатно-терригенная углеродистая правомамонтовская толща, и на соседнем листе S-47 – вулканогенная лаптевская толща). Близодновременно, в районе задугового колосовского бассейна формировалась континентальная моласса (посадочная свита), получающая осадочный материал с молодого края платформы.

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 предколлизионный прогиб заполнявшийся флишоидными вулканомиктовыми отложениями мининской толщи. В результате коллизии описанная аккреционная часть Сибирского континента прекратила своё существование в качестве активной окраины, колосовский задуговый бассейн также прекратил своё самостоятельное развитие, и вся краевая часть Сибирского континента была смята. В следствие коллизии, в предпоздневендское время (позднебайкальское) обширные пространства Северо-Азиатской платформы испытали воздымание, которое в Шренк-Фаддеевской области Таймыра сопровождалось складчатостью и мощной пенепленизацией, зафиксированных предпоздневендским структурным и угловым несогласием.

## 6.3. ПОЗДНЕВЕНДСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЦИКЛ

Данный цикл на рассматриваемой территории характеризуется формированием крупных платформенных структур в условиях режима пассивной континентальной окраины. В целом, циклу отвечает седиментационный мегаритм с подчиненными ему четырьмя крупными ритмами, которые начинаются трансгрессиями моря и завершаются его регрессиями [ГГК, 1998]. 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 диференциации 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 осалков. Начальная сталия этапа на всей плошали характеризуется трансгрессией с привносом 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-позднесилурийский этап начинается с флосского века, когда происходит главная стадия диференциации и разделения заложенного ранее хатакратонного бассейна на три структурно-фациальных зоны, различных по характеру осадконакопления и амплитуде прогибания. В пределах северной СФЗ реконструируется наиболее глубокая часть раннеордовикско-позднесилурийского ассиметричного Северо-Быррангского морского бассейна, представленная аргиллитово-алевролитовой формацией (тощи с астрономической по болотнинскую). 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, терригеннокарбонатным, 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 глинистокарбонатных пород и наличие пестроцветных отложений в составе широкинской и толмачевской свит свидетельствует о близости аридной области питания. В катийском (верхняя часть) и хирнантском веках формировались преимущественно регрессивные фации известняков и глинистых известняков (мутнинская 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 (нерасчленённые отложения). 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 (нижняя часть пряминской свиты), а в Карбонатной зоне, в условиях приливно-отливной равнины, формировались, преимущественно, водорослевые доломиты (синедабигайская 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 Черносланцевой СФЗ в это время морской бассейн был более глубок, и помимо карбонатов отлагались мелкозернистые терригенные осадки (устылясинская свита). В позднедевонское время разница по глубине почти полностью нивелируется, и во всех трех зонах отлагаются прибрежно-морские волнистослоистые известняки и вторичными доломитами (домбинская, 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, знаменующие 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 нём, в обстановке осадочных бассейнов шельфа формировался сульфатно-терригенно-карбонатный ряд формаций (дептумалинская, светланинская, юртарагинская и таксагербейская свиты).

Ранне-среднекаменноугольный этап в Диксонско-Северобыррангской ознаменовался обширной трансгрессией в турне. Нижнесреднекаменноугольные отложения (вольнинская свита) формировались в прибрежно-морских условиях нормально солоноводного бассейна, о чем свидетельствует обилие криноидных известняков с богатым бентосом. Наличие органогенно-обломочных известняков примесью полевошпатовос 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 голее блубоководной части бассейна вновь начинают отлагаться алевро-аргиллиты (зеледеевская свита).

В Озёротаймырско-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 (дикарабигайская, кыйдинская и верхотаймырская свиты). Осадки хронологического интервала от низов позднего визе до низов башкирского века представлены фалабигайской (бывшей макаровской) свитой. Она накапливалась в глубоководной застойной зоне открытого шельфа [Межубовский, 2001ф].

# 6.4. 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; позднепермско – раннетриасовый – развитие 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 (по-Верхоянского являются продолжением прогиба): слелние среднепозднетриасовый 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 Диксонско-Северобыррангской и Озёротаймырско-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 эфузивных пород, различных по гранулометрическому и петрографическому составу, говорит о близости области сноса: разрушению, повидимому, 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 Озёротаймырско-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 черноярская 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 [Салманов, 1992ф; ГГК, 2001].

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 солоноватоводных 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. Погребицким как фаза орогении, с ней он связывает деформацию первичных структур фундамента и появление формации гранитоидов в Карской антеклизе [Погребицкий, 1971]. Отражением этих событий являются, по-видимому, являются 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 черноярского времени (вятский век) палеогеографическая ситуация района отличается крайней изменчивостью. В раннечерноярское время (нижняя подсвита черноярской 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 солоноватоводных лагун с интенсивно заболачивающимися побережьями и образованию угольных пластов рабочей мощности. [Межубовский, 2001ф].

В пределах Диксоновской СФЗ с башкирского века в условиях открытого мелководья начинает формироваться терригенные отложения (эвенкская свита), затем в условиях открытых и изолированных побережий формируются терригенно-угленосные (ефремовская свита). В убойнинское время условия сменяются на лагунные, а в крестьянско-макаревичское – снова на условия изолированного побережья. Для бражниковского времени характерны условия флювиальной равнины. На протяжении всего описанного интервала времени отлагается терригенно-угленосная формация мощностью около 3 км.

На этом же этапе начало формироваться Карское сводово-плутоническое поднятие. Его территория в средне-позднем карбоне испытала раннеповторно коллизионные процессы –формирование гранитов и мигматитов ленивенскотолевского 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 внутрип-

литных трапповых областей рассеянного континентального рифтогенеза. Ряд формаций данного этапа представлен туфобазальтовой, трахидолеритовой, габбродолеритовой и пикро-габбродолеритовой формациями. Мощности и площади развития зфузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток, в пермских отлжениях преобладают силлы и дайки габбродолеритов.

К концу раннего триаса происходит затухание вулкано-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 нижнесреднепалеозойского чехла Северо-Быррангской области на терригенные и вулканогенные отложения верхнего палеозоя – триаса Южно-Быррангской. Ранне-среднетриасовая вулканомиктово-терригенная формация (мамонова свита) характерна для геодинамического режима осадочных бассейнов континентального склона.

К концу триаса завершается формирование Таймырской складчатонадвиговой системы в качестве сводово-плутонического поднятия. С завершением инверсии и орогенезом связывается широкое развитие малых интрузий пёстрого состава бостонитовой, калиевой лампрофировой формаций (беспамятнинский, северотаймырский комплекс), разнообразных интрузий верхнетарейского комплекса и формации карбонатных инъекционных тектонитов (озеротаймырский комплекс), характерных для геодинамических режимов рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий.

# 6.5 ЮРСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Юрско-кайнозойский цикл определил современную структуру территории и ее главные элементы: глубинные – Таймыро-Североземельская складчатая область; 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. 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 раннекиммерийской 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 юрскомеловые отложения перекрывали, вероятно, прерывистым чехлом всю складчатую зону, заходя глубокими языками с востока на запад от Верхоянского субмеридионального бассейна.

Юрско-раннемеловой прогиб представлял собой ассиметричную 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 [Зоненшайн, 1990], с аккрецией тектоно-стратиграфических террейнов вокруг восточной континентальной окраины Сибирского кратона. По аналогии с Верхоянско-Колымской СНС, этот процесс датируется верхами раннего мела (аптальбом).

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 по оси Турку-Логатинской впадины, образовавшейся после роста мегавалов.

Ранне-позднемеловой этап начиная с альбского века характеризуется усилением диференциации движений, формируется Турку-Логатинский прогиб, источником сноса стали горы Южно-Быррангской и Цветковско-Нордвикской областей, поднятия на Сибирской платформе. В прогибах формируются терригенные алеврито-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-46, 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 [Грачёв, 1998ф].

Палеогеновая стадия характеризовалась общим поднятием Сибирской платформы и Таймыра, включая и территории юрско-меловых прогибов (Енисей-Хатангский). В целом, территория листа S-46 представляла собой область сноса, осадки с которой поступали в Карскую осадочный 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 интервале 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 съёмки листов масштаба 1:200 000, проведённой различными исследователями в конце 90-х годов прошлого века, на соответствующих картах морские отложения собственно казанцевской трансгрессии (mIIIkz) разграничены с морскими образованиями казанцевскомуруктинского 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 всём Таймыре в неоплейстоцене, включая прилегающие пространства Северо-Сибирской низменности, где сформировались чётко выраженные конечноморенные (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-нижнемуруктинский (mIIIkz-mr<sup>I</sup>?). Особенность выделения данного генетического типа отложений связана с достаточно длительным климатическим переходом от очень тёплого казанцевского времени к холодному муруктинскому и возможным развитием на начальном этапе оледенения так называемых ледников с «тёплым» 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, 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. Палеодолина нижнего течения р. Верх. Таймыра в этот период представляла собой озерно-аллювиальную низменность, в которой шло накопление песчаноалевритового материала как русловых, так и озерных фаций. На остальной территории шло заложение очертаний современной речной сети, разрушение и смыв маломощного чехла ранее накопленных морских и водно-ледниковых образований.

В сартанское 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 Бырранга по выводным долинам в прилегающие предгорные котловины и депрессии, где оставили конечные и боковые морены. На днищах котловин формировались поля водно-ледниковых образований.

Во второй половине сартанского времени (17–16 тыс. лет) произошел прорыв перемычки севернее оз. Энгельгардт и катастрофический спуск бассейна оз. Таймыр, что повлекло за собой понижение базиса эрозии р. Верх. Таймыра, в результате чего сформировалась вторая надпойменная терраса в ее долине. С этого же времени и на протяжении всего голоцена по всей площади продолжаются активные денудационные и эрозионные процессы. Завершается закладка современной речной сети, а в долинах крупных рек идет формирование низких аллювиальных и аллювиально-озёрных 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.

### 7. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Северная и центральная части листа относятся к геоморфологической области Горного Таймыра (II). Южную часть листа занимает область Енисей-Хатангского прогиба (III), северо-западную – область акватории Карского моря с прилегающими островами (I).

Акватория Карского моря и прилегающих островов выделена на крайнем северо-западе листа в ранге отдельной геоморфологической области (I), основные обширные ее площади распространены севернее и западнее границ листа. Здесь преобладают поверхности и формы рельефа денудационной и аккумулятивной группы. Береговая линия характеризуется большим количеством фиордообразных заливов. Самые крупные из них – заливы Миддендорфа и Таймырский. Берега заливов преимущественно обрывистые (клифы), высотой до 20 м с узкими пляжами шириной в первые метры.

**Область Горного Таймыра** подразделяется на два геоморфологических района – Северо-Таймырское нагорье и Центрально-Быррангское среднегорье.

Северо-Таймырское нагорье (II-1) сформировалось на сложнодислоцированных, прочных метаморфизованных осадочных и реже интрузивных породах с преобладанием структурно-денудационного и денудационного рельефа. Рельеф представляет собой пологохолмистое (сопочное) низкогорье с грядовыми возвышенностями, перемежающимися с всхолмлёнными, местами террасированными абразионно-аккумулятивными равнинами унаследованных депрессий с абс. отм. от 50 до 200 м (Шренк-Мамонтовская, Тарейская, Ленивенская и др.). Самые крупные гряды – Харитоновская (а) и Толевско-Коломейцевская (б) – находятся в северной части нагорья, где они вытянуты вдоль побережья Карского моря. Абсолютные отметки колеблются в пределах 200–300 м, отдельные вершины достигают 400–500 м. Поверхность гряд преимущественно пологоволнистая, склоны ступенчатые, местами осложнены невысокими куэстами. На приводораздельных участках гряд фрагментарно сохранились реликты древней поверхности выравнивания (ПВ) мелпалеогенового возраста. Поверхность межгрядовых равнин осложнена неглубокими впадинами, в которых развиты абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные формы рельефа морского и гляциального генезиса.

**Центрально-Быррангское среднегорье** (II–2) сформировано на сложно построенном складчатом основании, образованном вулканогенными, терригенными и карбонатными породами широкого стратиграфического диапазона – от рифея до триаса, интенсивно смятыми в складки различных порядков и разбитыми многочисленными тектоническими нарушениями. Тектонические и вещественные особенности складчатого субстрата определяют особенности макро- и мезорельефа среднегорья. Области развития устойчивых к выветриванию палеозойских карбонатно-терригенных пород представлены островершинными линейными грядами, часто кулисообразного рисунка в плане, а их плоские или гребневидные вершины ограничены довольно крутыми уступами и делювиально-осыпными склонами. На полого залегающих пластах туфолавовых образований триаса сформированы ступенчатые структурноденудационные плосковершинные площадки. Межгрядовые депрессии выработаны, как правило, в легко разрушающихся породах (мергелях, аргиллитах, сланцах и др.) и заняты крупными речными долинами главных водотоков района и их притоков.

Северо-западная и центральная части среднегорья представлены пологими денудационными возвышенностями с абс. отм. 200-300 м, на фоне которых четко выделяются линейно вытянутые в северо-восточном направлении крутосклонные гряды Геологическая (а), Топографическая (б), Бегичева (в) с абс. отм. от 350-400 до 550 м и относительными превышениями от 100 до 250 м. Вершины возвышенностей преимущественно субгоризонтальные, с реликтовыми площадками древней ПВ мел-палеогенового возраста. Гряды чаще всего имеют гребневидный облик. Ориентировка речных долин среднегорья определяется общим северо-восточным простиранием пород, а прямолинейные участки на отдельных отрезках течения контролируются зонами тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простирания. Реки на этих интервалах образуют каньоны, пороги, водопады. В пределах межгрядовых равнин (депрессий) долины рек слабо врезаны, имеют пологий U-образный поперечный профиль, днища заняты пойменно-русловыми образованиями и реже фрагментами 1-й и 2-й надпойменных террас. Зачастую речные долины наследуют ложбины стока выводных долинных ледников последнего (сартанского) оледенения. Здесь, в местах расширения долин во впадинах, развит мелкохолмистый водно-ледниковый рельеф (зандры, озы, камы).

Главная гряда гор Бырранга (II–2-а), приуроченная к юго-восточной части среднегорья, сформирована на складчато-блоковом основании, сложенном терригенными осадочными и в меньшей степени вулканогенными породами позднего палеозоя и раннего мезозоя, интенсивно смятыми в складки и разбитыми разломами на блоки. Главная гряда ограничена с севера и юга достаточно крутыми обвально-осыпными склонами и представляет собой систему горных сооружений северо-восточного простирания. В пределах зоны происходили максимальные неотектонические восходящие движения с амплитудой до 400 м, что обусловило преобладание структурно-денудационных форм рельефа. В связи с этим, горные сооружения интенсивно расчленены, водоразделы зачастую имеют гребневидный (альпинотипный) облик с абсолютными отметками до 640 м и относительными превышениями до 450 м. На выположенных участках водоразделов, нередко изометричных в плане, наблюдаются реликты древней ПВ мел-палеогенового возраста. Эти поверхности часто обрамлены крутыми обвально-осыпными склонами, реже – более

пологими делювиально-коллювиальными и делювиальными склонами. На самой возвышенной, центральной оси Бырранга встречаются крутые уступы, приуроченные к границам развития механически устойчивых вулканогенных пород пермско-триасового возраста и осадочно-терригенных пород позднего палеозоя. На приводораздельных участках хребтов встречаются ледниковые экзарационные формы рельефа в виде цирков, каров и каровых ниш. Хребты разделены узкими межгорными впадинами, часто приуроченными к тектонически ослабленным зонам преимущественно субмеридионального простирания, секущими основные горные сооружения Бырранга. В современном рельефе эти впадины заняты сквозными речными долинами, которые, в основном, имеют V-образный поперечный профиль с крутыми обвально-осыпными бортами, местами в виде протяженных (от 20 до 50 км) каньонов (рр. Тарея, Верх Таймыра). Верховья долин подвергались интенсивной ледниковой экзарации. Эти участки могут характеризоваться как троговые долины и имеют Uобразный поперечный профиль. Днища некоторых сквозных долин в горах заняты озёрами. На нижних участках крупных долин (выходы в предгорья) и вдоль южной границы Главной гряды широко развит молодой (сартанский) ледниковый аккумулятивный рельеф, характерный для основных, боковых, конечных морен, а также водно-ледниковых образований.

Геоморфологическая область Енисей-Хатангский прогиба (III) включает в себя два геоморфологических района: Предбыррангскую равнину и Северо-Сибирскую низменность.

Предбыррангская равнина (III–1) небольшими прерывистыми участками окаймляет с юга горное сооружение Бырранга и является, по сути, педиментом на скальном основании, образованном полого складчатыми средневерхнепалеозойскими породами. Неотектонические движения положительного знака с амплитудой, предположительно, до 200 м сформировали цокольную равнину с абс. отм. 100–200, реже до 300 м. Она неясно ступенчатая, слабо расчлененная, значительно перекрыта чехлом гляциальных (ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых) отложений поздненеоплейстоценовых оледенений. Из-под чехла зачастую выступают останцы скальных пород, а в речных долинах при пересечении границы равнины фрагментарно выработаны короткие каньоны. Вдоль южного ограничения Предбыррангской равнины заложены долины наиболее крупных рек района – рр. Пясина, Тарея, Верх. Таймыра.

Северо-Сибирская низменность (III–2) расположена в южной половине листа и характеризуется меньшими абс. отметками (20–200 м). На неотектоническом этапе она испытывала нисходящие движения, что обусловило формирование преимущественно эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных форм рельефа различного генезиса. Низменность сформирована на многоярусном субстрате, в геологическом отношении отвечающем Енисей-Хатангскому региональному прогибу. Основание прогиба, по данным бурения, образовано полого залегающими пермско-триасовыми терригенноосадочными и вулканическими породами, которые, в свою очередь, перекрыты мощным чехлом (от 0,5–1 км вблизи южной границы гор Бырранга до 6– 7 км – на южной рамке листа) юрско-меловых и палеоген-миоценовых слабо сцементированных пород.

Морфология поверхности низменности определяется повсеместным развитием различных в фациальном отношении неоплейстоценовых образований – морских, гляциогенных, озерно-аллювиальных, речных и озерных. Они и формируют современный геоморфологический облик этого района, представляющего собой полого всхолмлённую, преимущественно эрозионноаккумулятивную ступенчатую равнину. Здесь широко представляе комплекс поздненеоплейстоценового ледникового рельефа, представляющий собой систему аккумулятивных и напорно-аккумулятивных поясов муруктинского оледенения. В плане эти пояса имеют вид подковообразных лопастей. Протяжённость лопастей достигает 70 км, ширина – до 30 км, относительные превышения – от первых десятков метров до 120 м. Кроме этого, поверхность поясов осложнена параллельными валами, термокарстовыми котловинами, часто с озёрами, речными долинами. К фронтальной зоне поясов нередко примыкают аккумулятивные водноледниковые формы – зандровые равнины, а в тыловой части – камовые поля.

По северной периферии равнины заложился субширотный участок долины р. Пясина и далее на восток – долины р. Верх. Таймыра, которые на этапах дегляциации муруктинского, а позднее и сартанского оледенений служили зоной разгрузки и стока талых ледниковых вод с гряды Бегичева и южных отрогов Бырранга [Салманов и др., 1992].

В центральной части равнины четко выделяется кольцеобразный Янгодо-Горбитский выступ (III–2а). По своей геологической природе он представляет собой, по всей видимости, купольно-блоковое поднятие, характеризующееся относительным повышением подошвы юрско-мелового структурного яруса. Оценка амплитуды поднятия весьма условна в связи с отсутствием сейсмогеологических данных и бурения в пределах выступа. Судя по расположению кровли кайнозойских, морских средненеоплейстоценовых и озерных верхненеоплейстоценовых осадков, амплитуды поздненеоплейстоценового поднятия различных блоков Янгодо-Горбитского выступа составляют 50-200 м, причем наиболее поднятыми оказались блоки внешней периферии поднятия [Падерин и др., 1999]. В рельефе выступ представляет собой грядово-холмистую равнину с абсолютными отметками 30-200 м. К ее внешней периферии и наиболее поднятым блокам внутренней части приурочены наиболее возвышенные площади развития конечно-моренных гряд муруктинского оледенения. Абсолютные отметки достигают 200 м. Относительные превышения над днищами депрессий достигают 100-120 м. Внешние склоны гряд достаточно крутые, а внутренние – более пологие. В пределах менее поднятых блоков внутренней части и наложенных впадин широким распространением пользуются морские, озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные поверхности поздненеоплейстоценового возраста.

В межгрядовых понижениях аккумулятивного ледникового рельефа в югозападной части Северо-Сибирской низменности отмечаются террасовидные поверхности, которые обязаны своим происхождением поздненеоплейстоценовой каргинской морской трансгрессии (ингрессии). Поверхности террас представляют собой полого наклонные площадки на морских песчаногалечных отложениях. Все террасы представляет собой плоские поверхности хорошей сохранности и выдержанности.

В террасовидных площадках морского и озерно-ледникового генезиса практически повсеместно выработана третья озёрно-аллювиальная терраса каргинско-сартанского времени. Следует также отметить, что благодаря современным активным термокарстовым процессам поверхность третьей террасы, выполненной сильно льдистыми осадками, осложнена соответствующими мезо- и микроформами рельефа (байджарахи, булгунняхи, аласы и др.). В поверхность третьей террасы на крупных реках района вложен пойменнорусловой и террасовый комплекс конца позднего неоплейстоцена и голоцена.

На территории листа выделяются поверхности и формы рельефа, которые относятся к трём группам: денудационно-тектоногенной, денудационной и аккумулятивной.

Нумерация и названия морфогенетических типов рельефа в тексте соответствует легенде к геоморфологической схеме масштаба 1:2 500 000, региональная привязка типов рельефа в легенде соответствует схеме геоморфологического районирования.

# Денудационно-тектоногенная группа

#### Структурно-денудационный рельеф

1. Полого увалистые поверхности гряд и их склоны образовались в результате препарировки массивов позднепротерозойских гранитоидов Северо-Таймырского нагорья (К-Q<sub>H</sub>). Они сложены интенсивно дислоцированными гранодиоритами и терригенно-карбонатными породами рифейского возраста. Поверхность нагорья асимметричная, максимальные абсолютные высоты приурочены к его северо-восточной части (до 400 м на Толевско-Коломейцевской гряде). В северо-западной части нагорья расположена Харитоновская гряда, которая ограничена от примыкающей к ней с юга депрессии прямолинейным неотектоническим уступом, трансформированным в склоны различной крутизны и обрамленным делювиально-десерпционными шлейфами. На массиве гранитоидов сформировано сопочное денудационное плато, вершинные поверхности которого являются реликтами древней мелпалеогеновой ПВ. Поверхность денудационных возвышенностей и плато пологоволнистая, покрыта маломощным плащом грубообломочных отложений. На горизонтальных площадках развиты различные формы мерзлотного микрорельефа: каменные кольца и многоугольники, пятна-медальоны. 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. Полого холмистые (сопочные) поверхности и склоны, образовавшиеся в результате препарировки субгоризонтальных пластов осадочных пород древних тектонических блоков Северо-Таймырского нагорья (К-Q<sub>H</sub>). Поверхности сложены терригенно-карбонатными породами верхнего рифея, склоны местами куэстообразные, с реликтами древней ПВ мел-палеогенового возраста на вершинах с максимальными абс. отм. до 400 м. Представляют собой слаборасчленённое низкогорье с абс. отм. до 450 м (максимальная – 454 м) с маломощным чехлом мелкообломочного материала и различными формами мерзлотного микрорельефа. Склоны возвышенностей также подвергались процессам абразии древних морских трансгрессивно-регрессивных циклов.

3. Поверхности глыбово-складчатого низкогорья образовались в результате препарировки сложно дислоцированных пород палеозоя на северозападных предгорьях Бырранга (К-Q<sub>н</sub>). Поверхности сложены преимущественно карбонатными породами среднего и верхнего палеозоя, устойчивыми к процессам выветривания, с реликтами древней ПВ мел-палеогенового возраста на возвышенных участках. Современный рельеф в целом представляет собой сглаженное, слаборасчленённое низкогорье. Однако общий спокойный рисунок рельефа резко нарушается крутосклонными грядами по мере приближения к Главной гряде гор Бырранга (III–1-а), которые зачастую отличаются гребневидными участками вершин и ростом абсолютных отметок до максимальных значений около 600 м в восточной части листа (гряда Топографическая – максимальная абс. отм. 596 м) с постепенным их понижением к западной границе до 300 – 500 м (гряда Бегичева – максимальная абс. отм. 555 м). В этой части низкогорья наблюдается отчётливая сеть параллельных и кулисообразных гряд общего северо-восточного простирания, особенно характерная для гряды Бегичева. Здесь практически полностью отсутствует чехол обломочного материала на приводораздельных участках, что связано с особой механической устойчивостью органогенных известняков к процессам выветривания. Склоны гряд преимущественно крутосклонные с незакреплёнными осыпями, иногда перемежающимися с обвальными массами. На фоне сглаженного рельефа водоразделов выделяются останцовые возвышенности с реликтами древней ПВ.

4. Глыбово-складчатый рельеф среднегорья и хребтов образован в результате препарировки сложно дислоцированных пород верхнего палеозоя с элементами нивально-экзарационных поверхностей Центральной части гор Бырранга (К-Q<sub>H</sub>). Представляет собой наиболее возвышенные поверхности на территории листа до 600 м (максимальная абс. отм. 626 м). Гребни хребтов местами «пилообразные» (альпиноподобные) за счёт активных процессов экзарации. Склоны преимущественно крутые, интенсивно расчленённые, покрытые плащом осыпных и обвальных масс. Долины рек узкие, с V-образным поперечным профилем в местах пересечения гряд и хребтов по тектонически предопределённым зонам субмеридионального простирания.

5. Линейно-кулисообразные гребневидные поверхности водоразделов созданы процессами комплексной денудации на интенсивно дислоцированных породах палеозоя (K-Q<sub>H</sub>). Характеризуются отчётливыми дешифровочными признаками на дистанционных основах и представляют собой череду параллельных практически одного высотного уровня гряд северо-восточного простирания. Наибольшее развитие имеют в пределах гряды Бегичева и далее прослеживаются на гряде Топографическая. Гребни выдержаны по простиранию на десятки километров. Наиболее расчленённые склоны наблюдаются в пределах гряды Бегичева, гребни которой разбиты на блоки тектонически предопределёнными субмеридиональными долинами правых притоков р. Тарея (реки Коруелахбигай, Вента, Хрустальная и др.). Борта этих рек крутосклонные, участки долин зачастую каньонообразные. В некоторых небольших долинах нередко встречаются котловины, занятые межгорными озёрами преимущественно подпрудного происхождения. Русла рек порожистые, с крутым падением продольного профиля.

6. Субгоризонтальные, полого выпуклые приводораздельные поверхности сформированы комплексной денудацией на базальтовых покровах триаса (K- $Q_H$ ). Данные возвышенности расположены на южных предгорьях Бырранга, где они сравнительно узкой полосой (первые десятки километров) развиты на абс. отм. 250–450 м. Пологозалегающие пластовые базальтовые покровы бетлингской свиты нижнего триаса формируют столообразные возвышенности и плато, иногда в виде куэст, где эти покровы бронируют отлогий склон над менее прочными туфогенно-терригенными породами. В целом, выположенные поверхности местами осложнены отдельными мелкими гребневидными грядами, образованными круто залегающими ( $30-90^\circ$ ) силлами и дайками долеритов. Долины, прорезающие базальтовые покровы, заложены, в основном, по тектонически ослабленным зонам и имеют чаще всего V-образный поперечный профиль (местами в виде неглубоких каньонов), с крутыми бортами и развалами крупно-глыбового материала в их нижней части. В русле долин наблюдаются многочисленные пороги и водопады.

межгорные 7. Сквозные долины предопределены структурнотектоническим планом горных сооружений Бырранга (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 пределах Главной гряды Бырранга, где активно проявлялись ледниковые процессы последнего (сартанского) оледенения, межгорные долины служили ложбинами стока талых вод выводных долинных ледников с широким развитием ледниковых и флювиогляциальных осадков и соответствующими формами рельефа.

8. Структурно-денудационные уступы предопределены неотектоническими движениями (P-Q<sub>H</sub>). Уступы представляют собой крутые обвальноосыпные склоны с относительными превышениями до 40–80 м (местами до 200 м). Они приурочены к границам механически устойчивых органогенных известняков (средний-верхний палеозой) и базальтов (нижний триас) с менее устойчивыми и более подверженными разрушению терригенными или туфо-
генными породами преимущественно в пределах Главной гряды гор Бырранга.

# Денудационная группа

9. Субгоризонтальная полигенетическая поверхность выравнивания (ПВ) мел – палеогенового возраста создана процессами комплексной денудации и приурочена к приводораздельным участкам Горного Таймыра (К- Р). Данная поверхность играет важную рельефообразующую роль в геоморфологических зонах, где она фрагментарно развита в пределах всех горных сооружений. Реликты ПВ занимают выположенные участки водоразделов Горного Таймыра с максимальными абсолютными отметками. Поверхность представляет собой ровные слабовыпуклые или полого наклонные (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, ориентированные согласно простиранию геологических тел, что особенно характерно для гор Бырранга.

10. Склоны крутые и средней крутизны созданы нивальноэкзарационными и обвально-осыпными процессами, приурочены к возвышенным хребтам Горного Таймыра (P-Q<sub>H</sub>). Крутые склоны (до 45°), преимущественно обвально-осыпные, формируются на скальных породах и чаще всего встречаются в пределах Главной гряды гор Бырранга, а также на грядах Бегичева и Топографическая. Они тяготеют также к бортам сквозных межгорных долин тектонического заложения.

Склоны средней крутизны (до 15°) встречаются на всех грядах Горного Таймыра. На этих склонах наряду с делювиально-осыпными склоновыми процессами начинают развиваться солифлюкционные процессы.

11. Склоны пологие сформированы эрозией и существенно переработаны склоновыми процессами с участием солифлюкции (P-Q<sub>H</sub>). Полого наклонные (до 7°) поверхности, разделяющие денудационные и аккумулятивные площадки, наиболее характерны для Северо-Таймырского нагорья, где занимают достаточно большие площади, местами они встречаются и на южных предгорьях Бырранга. Склоны перекрыты плащом рыхлых отложений (до 5 м) дресвяно-суглинисто-супесчаного состава и, соответственно, характеризуются активными процессами солифлюкции. На поверхности пологих склонов повсеместно формируются специфические склоновые микроформы рельефа в виде нагорных террас, бугров пучения, полигональных грунтов и пр.

12. Каньонообразные участки речных долин образованы эрозионноэкзарационными процессами в горах Бырранга (Р-Q<sub>H</sub>). Имеют локальное распространение и приурочены к долинам, связанным с участками субмеридиональных зон тектонических нарушений, секущих гряды субширотного простирания на северных отрогах Бырранга. Здесь эрозионные процессы приобретают самые активные формы. В периоды весенних паводков достаточно активны экзарационные процессы, вызванные торосованием речных льдов, особенно в местах формирования ледяных заторов. Долины характеризуются отвесными бортами относительной высотой первые десятки метров с узкими, порожистыми руслами, выполняющими всё днище долины. Русла загромождены развалами отломников и глыб, нередки участки с падунами и небольшими водопадами.

#### Аккумулятивная группа

13. Полого наклонная морская (ширтинская) терраса в эрозионных врезах ( $Q_{II}$ - $Q_{H}$ ) встречается в пределах Горного Таймыра на абс. отм. 200 – 320 м и достаточно отчётливо прослеживается вдоль южных отрогов Бырранга на абс. отм. до 200 м. Представляет собой полого наклонные площадки, прислонённые к верхним участкам склонов долин крупных водотоков. Они соответствуют трансгрессивно-регрессивному циклу развития ширтинского морского бассейна и чаще всего сформированы на коренных породах [Государственная, 1989].

14. Комплекс плоских и полого волнистых морских террас казанцевского и казанцевско-муруктинского возраста на склонах унаследованных депрессий Горного Таймыра ( $Q_{III}$ - $Q_{H}$ ) занимает чёткую геоморфологическую позицию в верховьях крупных рек (Ленивая, Шренк, Мамонта) на абс. отм. 50 – 100–120 м. Террасы сложены преимущественно регрессивными прибрежными и пляжевыми фациями с преобладанием гравийно-галечного материала. Значительно реже в строении террас участвуют глубоководные фации в виде алевролитов и глин. В целом, отложения террас характеризуются обилием морской фауны и залегают либо на коренных породах, либо на средненеоплейстоценовых образованиях.

15. Комплекс субгоризонтальных морских террас каргинского возраста развит в прибрежной зоне Карского моря и в долинах крупных рек Северо-Сибирской низменности (Q<sub>III</sub>-Q<sub>H</sub>). Данный комплекс террас узкой полосой прослеживается вдоль береговой линии моря и местами на приустьевых участках долин крупных рек до абс. отм. 50 – 60 м.

В пределах Северо-Сибирской низменности эта терраса широко развита в долине р. Пясина, где на правобережье занимает значительные пространства на абс. отм. 100 – 120 м. Значительные площади каргинская терраса занимает во внутренних котловинах Янгодо-Горбитского выступа на тех же абсолютных отметках. Поверхность каргинских террас повсеместно отделена четкими тыловыми швами, абразионными уступами высотой 5–10 м и местами отчетливым перегибом в рельефе. Площадки террас плоские, сложены песчаным материалом и поэтому хорошо дренируются. Протяжённость площадок достигает 50 км, а ширина от первых километров до 20 км, тыловые швы и бровки хорошо выражены.

16. Волнисто-грядовые ледниковые и гляциофлювиальные равнины приурочены к конечно-моренным образованиям муруктинского оледенения на абс. отм. 120 – 240 м ( $Q_{III}$ - $Q_H$ ). Следует отметить, что наиболее представительные фрагменты данной поверхности развиты, в основном, на верхних участках массивов ледниковых образований в унаследованных депрессиях Горного Таймыра, на северных склонах Предбыррангской равнины и на приводораздельных участках конечно-моренных напорных гряд Янгодо-Горбитского выступа. В период с начала деградации ледника на этих участках значительно активизировались эрозионно-аккумулятивные процессы, которые существенно переработали привершинные поверхности с отложением рыхлого материала по зонам протаивания и сформировали специфический холмисто-западинный рельеф. В целом, аккумулятивные массивы конечноморенных гряд и развитые на них эродированные поверхности можно отнести к одному морфогенетическому типу.

17. Холмисто-грядовые и полого волнистые гляциофлювиальные равнины стадии дегляциации муруктинского оледенения на абс. отм. до 120 м ( $Q_{III}$ - $Q_{H}$ ) имеют широкое распространение на Северо-Сибирской низменности и фрагментарное – на Горном Таймыре. В пределах низменности они приурочены к обширным, вытянутым в плане депрессиям, по которым были заложены крупные ложбины стока талых вод в период деградации муруктинского ледника. Рельеф равнин осложнен мелкохолмисто-грядовыми флювиогляциальными формами высотой 10–20 м и протяженностью до первых километров. Севернее гор Бырранга подобные равнины приурочены к локальным муруктинским конечно-моренным массивам и выполняют межгрядовые ложбины, а также участки расширения речных долин.

18. Полого волнистые ледниковые и гляциофлювиальные равнины сартанского оледенения в предгорьях Бырранга на абс. отм. 150 – 300 м (Q<sub>III</sub>-Q<sub>H</sub>) наибольшее развитие получили в долинах, по которым спускались ледники горно-сетчатого оледенения в межгорные впадины и далее – на предгорные равнины. В горной части основная и абляционная морена выполняют днища трогов, в местах расширения долин и их выходов в предгорья развиты боковые и конечные морены, к которым примыкают флювиогляциальный мелкохолмисто-грядовый рельеф. Участки развития данного типа рельефа подвергаются интенсивной боковой эрозии современных водотоков с формированием пойменно-террасового комплекса преимущественно горно-долинного типа.

19. Полого наклонные и волнистые поверхности второй надпойменной террасы ( $Q_{III}$ - $Q_H$ ) имеют относительную высоту бровки 10 – 15 м, а абс. отм. – около 40 м. Её формирование относится к позднесартанско-голоценовому времени. Ширина террасы – от нескольких сот метров до первых километров. Площадки полого наклонены к руслу (3–4°), тыловые швы и бровки нечёткие. Поверхности террасы расчленены мелкими долинами и ложбинами. Террасы заболочены, с большим количеством мелких озёр и с широким развитием термокарстовых микроформ рельефа (булгунняхи, байджарахи, полигонально-валиковые грунты, пятна морозных медальонов и пр.).

20. Плоские пойменно-русловые с фрагментами первой надпойменной террасы поверхности в крупных долинах рек (Q<sub>H</sub>). Обширные пространства поймы и фрагменты террасы наблюдаются в долинах крупных рек, особенно на участках пересечения ими депрессий и крупных межгорных котловин. Относительная высота 1-й террасы не превышает 10–12 м, ширина – первые километры. Поверхность террасы плоская, на отдельных участках пологоволнистая и бугристо-западинная. Переход к пойме обычно постепенный, в виде пологого уступа высотой первые метры. Высокая пойма обычно имеет превышения над руслом не более 5–7 м, низкая – до 2 м. На поверхности пойм формируется плоский, иногда гривистый рельеф. Здесь широкое развитие получили повторно-жильные льды, в результате чего для пойм характерны полигонально-валиковые термокарстовые поверхностные образования.

21. Холмисто-грядовая ледниковая равнина второй стадии муруктинского оледенения в депрессиях Горного Таймыра на абс. отм. 200 – 300 м и пояс грядового рельефа морены выдавливания и напора первой стадии муруктинского оледенения в пределах Северо-Сибирской низменности на абс. отм. 120 – 240 м (Q<sub>III</sub>-Q<sub>H</sub>). Севернее гор Бырранга подобные массивы имеют локальное распространение по периферии крупных унаследованных депрессий, где осложняют рельеф плоских возвышенностей и равнин.

Ледниковый аккумулятивный рельеф низменности находит своё 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 северовосточное простирание гряд и юго-восточная субмеридиональная ориентация выпуклых частей дуг ледниковых лопастей. В этой зоне можно выделить три комплекса конечно-моренных гряд (с севера-на юг): самый крупный расположен в пределах Янгодо-Горбитского выступа в междуречье рек Пясина и Верх. Таймыра; юго-восточная конечно-моренная гряда в междуречье рек Горбита и Дудыпта; Моруптумакский комплекс конечно-моренных гряд на левобережье р. Пясина. 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.

22. Плоские, полого наклонные озёрно-ледниковые равнины периода дегляциации муруктинского оледенения на Северо-Сибирской низменности с абс. отм. 100 – 120 м ( $Q_{III}$ - $Q_{H}$ ). Занимают достаточно обширные пространства в межгрядовых котловинах и приурочены в основном к бортам этих котловин. Наиболее крупные площади, иногда с озами, занимают в пределах Янгодо-Горбитского выступа и на левобережье р. Пясина.

23. Полого холмистые озёрные и водноледниковые равнины периода дегляциации муруктинского оледенения на абс. отм. 80 - 160 м ( $Q_{III}$ - $Q_H$ ). Основное развитие имеют в пределах Северо-Сибирской низменности, где выполняют обширные депрессии. Они сформировались в период активной дегляциации муруктинского оледенения, непосредственно перед и во время гляциоизостатического опускания территории и последующей каргинской трансгрессии. Происхождение данного типа рельефа взаимосвязано с образованием мощных ледовых подпруд в ложбинах стока талых вод при выходах из депрессий и, соответственно, их затоплением. Большое влияние на формирование равнин данного генезиса оказали и подпрудные процессы во всех депрессиях в начале каргинской трансгрессии с формированием крупных пресноводных бассейнов. Равнины занимают наиболее пониженные участки межгрядовых депрессий и характеризуются, в целом, выровненным рельефом. На поверхности равнин повсеместно наблюдаются мелкохолмисто-грядовые, возвышенные участки водно-ледникового рельефа (камы, зандры) с относительными превышениями 10–20 м и протяженностью до первых километров. Многочисленные западины на этих участках заняты озёрами различных размеров. Межозёрные пространства отличаются интенсивной заболоченностью и активным развитием термокарстовых микроформ рельефа.

24. Полого наклонная, волнистая озёрно-аллювиальная равнина третьей террасы на абс. отм. 30 – 80 м (Q<sub>III</sub>-Q<sub>H</sub>). Данная терраса сформировалась частично в конце каргинского и в сартанское время. Наиболее крупные площади приурочены к участкам пересечения долин с депрессиями. Ширина террасы достигает первых десятков километров, относительные превышения бровки – 25–30 м. Обширные площади этой террасы встречаются во всех крупных долинах низменности, протекающих в межгрядовых депрессиях и котловинах. Наибольшее развитие они получили в долинах рек Пясина, Верх. Таймыра, Горбита, Луктах, в низовьях р. Тарея. Поверхность террасы сформировалась в результате подпора и затруднённого спуска обширных пресноводных бассейнов во время каргинской трансгрессии с активным накоплением озёрно-аллювиальных осадков и образованием чётко выраженного террасового уровня. Ширина террасы от сотен метров до первых километров, бровка (относительные превышения – 25–30 м) и тыловой шов достаточно отчетливо выражены в рельефе. Поверхность ровная, слабонаклонная, относительно сухая, изрезанная оврагами и ложбинами. От более низких поверхностей терраса отделена уступом высотой 2-8 м. Слагающий ее песчано-алевритовый чехол имеет мошность до 10-30 м.

25. Полого волнистые и холмисто-грядовые ледниковые равнины сартанского оледенения в горных и предгорных районах Бырранга на абс. отм.  $150 - 300 \text{ м} (Q_{III}-Q_{H})$ . Они образуют достаточно обширные наклонные равнины в долинах рек, берущих своё начало в горах Бырранга. Наибольшее развитие получили на низких гипсометрических уровнях в пределах абсолютных отметок 200–300 м южных предгорий Бырранга. Фрагменты такой поверхности наблюдаются и на северном склоне гор. 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 Uобразным поперечным профилем, которые чаще всего имеют субмеридиональное заложение, согласно простиранию 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.

26. Полого наклонные и плоские озёрные равнины в крупных межгорных (Горный Таймыр) и межгрядовых котловинах (Северо-Сибирская низменность) (Q<sub>III</sub>-Q<sub>H</sub>). Данные равнины поздненеоплейстоцен – голоценового возраста достаточно широко представлены в депрессиях низменности на абс. отм. 50–100 м и фрагментарно – в крупных межгорных впадинах Горного Таймыра (оз. Аятурку и озёра Сожаления). Поверхность равнин плоская, ино-

гда с уклоном (в межгорных котловинах), осложненная формами эрозионноаккумулятивной деятельности меандрирующих рек. Отмечается широкое развитие термокарстовых процессов, что привело к образованию полигонального микрорельефа и густой сети мелких термокарстовых спущенных и ныне существующих озер.

Обычно озёра и связанные с ними озёрные 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 структурнотектоническими факторами. К этой группе относится достаточно крупная (10х15 км) озерная котловина Аятурку. Она расположена в межгорной впадине гряды Бегичева, которая сформировалась в зоне тектонических нарушений субширотного простирания и в дальнейшем служила бассейном аккумуляции осадков.

Б. Вторая группа – ледниковые котловины. Они приурочены, в основном, к межгрядовым впадинам конечно-моренных массивов низменности. Озёра в них не превышают в размерах первые километры. Наиболее характерной чертой строения этих котловин являются протяжённые и достаточно крутые борта, сложенные моренными образованиями.

В. Третья группа – термокарстовые озёрные котловины. В эту группу входят практически все многочисленные современные озёра малых размеров. Они сформировались, в основном, за счёт вытаивания льдистой составляющей из подстилающих рыхлых отложений различного генезиса.

27. Слабовогнутые и плоские озёрно-болотные равнины с преобладанием полигонально-валикового микрорельефа на поверхности террас в крупных котловинах и понижениях (Q<sub>H</sub>). Имеют повсеместное развитие во всех депрессиях территории листа на низких гипсометрических уровнях. Представлены болотными массивами в виде сети «пятен» разного размера с огромным количеством мелких термокарстовых озёр и аласов. Особенно густая сеть этих массивов характерна для Северо-Сибирской низменности. Озёра 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 счёт активного развития положительных мерзлотных микроформ рельефа, с полигональным микрорельефом. В местах пересечения этих равнин долинами современных водотоков озерно-болотные низины имеют признаки террасирования.

28. Субгоризонтальная морская застойно-водная поверхность дна акватории Карского моря с изобатами 20 – 50 м (Q<sub>H</sub>). Представляет собой полого наклонную морскую равнину мелководного шельфа, сложенную преимущественно алевритовыми глинами и пелитами голоценового возраста мощностью в первые метры. 29. Морская волновая поверхность береговой зоны с ваттами, лайдами, косами, береговыми валами на глубинах до 10 – 12 м (Q<sub>H</sub>). Приурочена к побережью мелководного залива Миддендорфа и занимает полосу формирования прибойных отложений (ундалювий) как на пляжах, так и на мелководье.

История развития рельефа

Мел-палеогеновая активизация восходящих блоковых движений привела к регрессии моря и обособлению основных морфоструктур (МФС) в центральной и северной частях Горного Таймыра. Енисей-Хатангский прогиб служил областью аккумуляции. Наступил длительный этап континентального развития территории, фиксирующийся развитием ПВ [Салманов и др., 1992].

Следующая активизация тектонических движений начинается с миоцена, в результате чего произошла деформация мел-палеогеновой ПВ и увеличилась контрастность рельефа.

В плиоцен-нижненеоплейстоценовое время новая морская трансгрессия охватила весь прогиб. Морской бассейн характеризовался достаточно большими глубинами. В конце нижнего неоплейстоцена произошла регрессия моря с образованием мелководного опреснённого бассейна. Палиноспектры из осадков этого бассейна свидетельствуют о суровом климате, что не исключает возможности возникновения первого четвертичного оледенения [Салманов и др., 1992].

Средний неоплейстоцен характеризуется общим похолоданием климата и чередованием трансгрессий и оледенений. В тобольское время трансгрессия мелководного и опреснённого моря снова охватила всю территорию прогиба, о чём свидетельствует обеднённый туруханский комплекс фораминифер из глинистых осадков, сохранившихся в депрессиях. Самаровское время характеризуется похолоданием, регрессией и местным оледенением. Отложения этого оледенения сохранились лишь в понижениях современного рельефа, в составе их обломочного материала преобладают местные породы. Вторая, более крупная, трансгрессия в среднем неоплейстоцене произошла в ширтинское время, когда она полностью занимала Северо-Сибирскую низменность, а также, частично, и северо-восточную часть территории листа. В конце среднего неоплейстоцена, в тазовское время, в условиях сурового климата, произошло первое покровное оледенение неоплейстоцена, которое охватило весь Таймыр. Последующая деградация этого оледенения привела к практически полному размыву всех ранее накопленных осадков. В периоды локальных трансгрессий на суше развивались преимущественно мелколиственнохвойные леса с подлеском из кустарниковых берёз. Ледниковые этапы характеризуются значительной угнетённостью растительных сообществ и практическим отсутствием пыльцы и спор в ледниковых отложениях.

В конце среднего неоплейстоцена произошла активизация положительных блоковых тектонических движений с обособлением некоторых МФС (в частности – Янгодо-Горбитской). В результате этих движений средненеоплейстоценовые образования в пределах положительных МФС были подняты на абсолютную высоту 100 – 200 м. В то же время, на участках депрессий они залегают ниже современного уровня моря.

На рубеже среднего и верхнего неоплейстоцена произошло значительное потепление климата (теплее современного) с появлением таёжных лесов. В

казанцевское время произошла крупная морская трансгрессия, занявшая весь прогиб и значительные участки на территории развития положительных МФС. Морской бассейн был открытым, тепловодным и с нормальной солёностью. В нём создались благоприятные условия для развития обильного и разнообразного комплекса организмов.

В муруктинское время территория Таймыра испытала очередное значительное похолодание климата, и практически вся его площадь была покрыта покровным оледенением. На территории Енисей-Хатангского прогиба формировались конечно-моренные и межлопастные массивы ледниковых образований. Позднее, на этапе дегляциации этого ледника, сформировались обширные водно-ледниковые бассейны в местах сосредоточения крупных массивов мёртвых льдов в межгрядовых котловинах и депрессиях, где начала откладываться толща тонких горизонтально слоистых осадков.

Каргинское время ознаменовалось кратковременной ингрессией в пределы Северо-Сибирской низменности по крупным межгрядовым понижениям рельефа. По мере отступания моря озёрно-ледниковые бассейны были, в основном, спущены, и в пределах прогиба начали формироваться озёрноаллювиальные равнины. Северная, горная часть листа продолжала испытывать восходящие тектонические движения, сопровождающиеся активизацией эрозионно-денудационных процессов и заложением рисунка современной гидросети. Климат был теплее, чем современный, с развитием лесов северотаёжного типа, которые сменились лесотундрой в самом конце каргинского времени на фоне начинающегося очередного похолодания.

В сартанское время территория Таймыра подверглась оледенению полупокровного или горно-долинного типа, во время которого были существенно переработаны, а местами и уничтожены формы рельефа предшествующих этапов, и началось формирование современного рельефа. В Горном Таймыре этому времени соответствует образование гляциоденудационной поверхности на абсолютных отметках 250 – 350 м [Салманов и др., 1992]. Долины крупных рек приобрели типичный троговый облик. На предгорных участках этих долин в процессе деградации ледников сформировались конечноморенные гряды, холмисто-грядовые гляциофлювиальные формы, выработались ложбины стока ледниковых вод с зандровыми долинами и гляциофлювиальными террасами.

По мере отступания ледников вверх по троговым долинам на их днищах отлагались моренные и гляциофлювиальные образования. На протяжении большей части сартанского времени климат оставался холодным и сухим.

В конце сартанского времени в связи с общим гляциоизостатическим поднятием территории в долинах крупных рек началось формирование II надпойменной террасы. На севере территории долины большинства рек унаследовали ложбины стока ледниковых вод. В горах преобладали процессы глубинной и боковой эрозии над аккумуляцией, в результате чего площадки II террасы здесь преимущественно цокольные или скульптурные.

Этап образования II террасы завершился в раннем голоцене. В бореальное и атлантическое время, совпадающее с периодом голоценового климатического оптимума, в долинах практически всех водотоков сформировалась I надпойменная терраса, в горных районах – каньонообразные участки долин, на равнинах – поверхности крупных озёрных котловин. В позднем голоцене происходило формирование высокой и низкой пойм, в горах продолжался интенсивный врез мелких рек и логов.

В настоящее время, в условиях достаточно сурового арктического климата, в горах преобладают денудационные процессы, связанные с морозным выветриванием и нивацией и продолжающимися эрозионно-денудационными процессами на фоне слабого поднятия территории. На юге, в пределах тектонически стабильных блоков, реки интенсивно меандрируют, в их долинах преобладает боковая эрозия. Вся территория листа находится в пределах активизации термокарстовых и солифлюкционных процессов, связанных со сплошным развитием многолетнемерзлых пород.

# 8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Всего на территории листа вынесено 308 объектов и признаков полезных ископаемых: месторождений – малых – 10 (из них – глин –7), проявлений – 117. пунктов минерализации – 154, шлиховых ореолов – 9, шлиховых потоков – 1, геохимических ореолов вторичных – 7, гидрохимических аномалий – 2, аэрогаммаспектрометрических аномалий – 6, магнитных – 2. Протоколом ТКЗ учтены малые каменноугольное и графитовое месторождения Сэрэгэн, малое месторождение мышьяка и ртути Извилистое. На территории листа известны золото-мышьяковые проявления с ртутью и сурьмой, проявления редких земель с ураном, каменного угля, проявления и пункты минерализации золота, меди, никеля, платиноидов, железа, титана, молибдена, флюорита, мусковита, керамических пегматитов. Территория обладает значительными ресурсами каменного угля и графита, в центральной части листа в пределах пояса золото-мышьяковых проявлений прогнозируются крупные месторождения золото-сульфидной формации с золотом, мышьяком, сурьмой и ртутью. На Фадью-Кудинской площади прогнозируются месторождения редких земель лантан-цериевой группы с сопутствующим ураном. В северовосточной части листа прогнозируются месторождения золото-сульфиднокварцевой формации в вулканогенно-осадочных и плутонических породах. В северной части территории в пределах развития гранито-гнейсового комплекса пород располагается площадь с проявлениями мусковита, берилла и керамического пегматита. Южная часть территории обладает перспективами открытия газовых, газоконденсатных, нефтяных и буроугольных месторождений.

На территории выделяются следующие основные формации проявлений полезных ископаемых: каменноугольная антрацитов и тощих углей, графитовая метаморфизованных каменных углей, золото-сульфидная, мышьяковая реальгар-аурипигментная аргиллизитовая, ртутно-сурьмяная джаспероидная, золото-сульфидно-кварцевая, золоторудная кварцевая, медно-никелевая сульфидная, медно-колчеданная, титан-железорудная мафитовая, молибденопорфировая, медно-порфировая, вая молибден редкоземельноредкометалльная карбонатитовая, редкоземельно-редкометалльная апогранитовая и щелочных метасоматитов, железорудная скарново-магнетитовая, берилл-редкометалльных пегматитов, керамических пегматитов, мусковитовых пегматитов.

### ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### Уголь каменный

На территории листа известно малое месторождение каменных углей – Сэрэгэн и 24 проявления каменного угля, которые сконцентрированы в основном, в западной части территории, в Западно-Таймырском угленосном бассейне пермского возраста. Только два проявления каменных углей располагаются в восточной части территории и относятся к позднепермскому Восточно-Таймырскому угленосному бассейну.

Малое месторождение каменных углей Сэрэгэн (IV-1-11) расположено на водоразделе рр.Чулыо, Десуа и руч. Первомайской на горе Сэрэгэн. По данным поисково-оценочных работ на участке плошалью более 10 км<sup>2</sup> в отложениях крестьянской свиты средней-верхней перми мощностью 290 м установлено 12 пластов антрацитов мощностью от 0,3 до 4,7 м [В. В.Гирн и др., 1995]. Продуктивными угленосными отложениями сложена синклиналь с углами падения пород до 35<sup>0</sup> и размахом крыльев более 10 км. Залегание угленосных пород осложнено системой взбросов с амплитудой смещения до 300 м. Угленосная толща инъекцирована многочисленными интрузиями долеритов, суммарной мощностью 270 м. Вблизи наиболее мощных интрузий (до 94 м) часть пластов антрацитов превращена в графиты. Содержание углерода ( $C^{daf}$ ) колеблется от 78,0 до 93,8%, водорода ( $H^{daf}$ ) – 0,7–0,85%, серы ( $S_t^{d}$ ) -0,1-2,2%, зольность (A<sup>d</sup>) - 9,5-22,8%, влага (W<sup>d</sup>) - 0,7-2,2%, выход летучих (V<sup>daf</sup>) – 2.8–7,1%, азота (N<sup>daf</sup>) – 0,28–0,36%, кислорода (O<sup>daf</sup>) – 3,2–11,2%, теплота сгорания (Q) – 31,3–32,0 МДж/кг. Технологические испытания антрацитов показали их пригодность для получения искусственных термоантрацитов и изготовления подовых блоков электролизных печей (ТУ-48-12-21-05), угольных электродов больших диаметров (ТУ-48-12-49-87); они применимы в качестве восстановителей хрома и железа при выплавке металлов. Запасы и прогнозные ресурсы антрацитов месторождения Сэрэгэн в соответствии с протоколом ТКЗ Таймыргеолкома от 27.12.1995 г., составляют по категориям: С<sub>2</sub> – 41871,8 тыс. т, Р<sub>1</sub> – 178090,7 тыс. т. [Романов А. П. ГГС–200,1998, В. В.Гирн и др. 1995]. Остальные проявления каменных углей промышленного значения не имеют.

В береговых обрывах в среднем течении р.Дюрасиму, на проявлении Тарейское (IV–1–16) на протяжении 1,8 км вскрывается 14 пластов каменного угля мощностью (снизу вверх по разрезу): 2,5–3,0 м, 0,4–0,6 м, 0,4–0,6 м, 0,3 м, 2,0 м, 1,3 м, 2,0 м, 0,6 м, 0,2–0,3 м, 1,5 м, 5,0 м (Нижний Мощный), 0,7– 0,8 м, 8,0 м (Верхний Мощный), 0,7–0,8 м. Нижние 13 пластов относятся к убойнинской (P<sub>1</sub>ub), верхний пласт – крестьянской свитам (P<sub>2-3</sub> kr). Углы залегания пород от 10 до 20<sup>0</sup>. Угли коксовые отощенные (КО) и газовые жирные отощенные (ГЖО).

Проявления каменных углей, установленные в юго-западной части территории на гряде Бегичева (Ш–1–14,15,16,17,18,19,20,21,22,23,24,25,26,27,28), в структурно-тектоническом плане приурочены к восточной части Диксоновского мегасинклинория, где за пределами листа на западе известны крупные месторождения каменного угля. Угленосность приурочена к породам убой-

299

нинской (P<sub>1</sub>ub), реже – ефремовской (P<sub>1</sub>ef) свит и характеризуется низким коэффициентом угленосности – 0,6, который повышается до 3,25 в западном направлении, в сторону раскрытия угленосного бассейна. Угли по своим физико-химическим показателям относятся к тощим антрацитам V-VII стадий метаморфизма с выходом летучих до 10%, что обусловлено контактовометаморфическим воздействием пластовых интрузий долеритов [В. В.Беззубцев, 1985]. Наиболее крупное проявление угля установлено в восточной части оз. Горного (III-1-18). Угольный пласт мощностью 3 м располагается в толще алевролитов убойнинской свиты нижней перми. Уголь вследствие контактового метаморфизма находится в графитоподобном состоянии. Уголь может использоваться как энергетическое сырье, обладающее невысокой зольностью, минимальным содержанием серы. Качественная характеристика углей приведена в таблице 8.1. Исследования микроэлементного состава углей показали, что промышленных концентраций ценных элементов или токсичных компонентов, в углях не отмечено.

Таблица 8.1

Индекс	W <sup>a</sup>	A <sup>d</sup>	V <sup>daf</sup>	S <sup>daf</sup>	C <sub>o</sub> <sup>daf</sup>	H <sub>o</sub> <sup>daf</sup>	O <sup>daf</sup>	Qs <sup>daf</sup>
III-1-17	4,04	4,21	6,23	0,3	91,97	1,51	4,98	31,8
III-1-27	0,98	18,99	5,31	0,05	94,19	1,44	3,20	31,7
III-1-28	0,82	24,25	4,13	0,05	95,49	1,32	2,20	31,1
III-1-18	2,24	3,36	4,32	0,08	95,35	1,16	2,73	32,6
III-1-19	2,10	5,06	5,59	0,04	94,59	1,03	3,95	31,8
III-1-23	0,72	8,01	3,42	0,08	96,46	1,16	-	33,1

Качественная характеристика углей убойнинской свиты нижней перми [Беззубцев,1985]

Примечание: содержание (%) W<sup>a</sup> – влага (аналитическое состояние), A<sup>d</sup> – зольность (сухое состояние), V<sup>daf</sup> – выход летучих веществ (сухое беззольное состояние),  $S^{daf}$  – сера (сухое беззольное состояние),  $C_o^{daf}$  – углерод (сухое беззольное состояние),  $H_o^{daf}$  – водород (сухое беззольное состояние органической массы угля), O<sup>daf</sup> – кислород (сухое беззольное состояние), Qs<sup>daf</sup> – теплота сгорания, МДж/кг (сухое беззольное состояние).

В восточной части территории проявления каменных углей приурочены к отложениям черноярской свиты верхнепермского возраста. Проявления каменного угля в бассейне р. Малая Кыйда локализованы в породах черноярской свиты, слагающих центриклинальное замыкание синклинали. Пласты углей мощностью 2,5 м, 0,5 м и 0,5 м (IV-3-10) и пласт угля мощностью от 0,3 до 1,5 м (IV-3-11) падают на запад, под углом  $30^{\circ}$ . Пласт угля мощностью 2.5 м. протяженностью 300 м сложен зольными углями с прослоями углистых аргиллитов (IV-3-10). [П. Г.Падерин и др., лист S-46-XXIII-XXIV, 1997].

### Уголь бурый

На территории известны три непромышленные проявления бурых углей, вскрытые скважинами под чехлом кайнозойских отложений в отложениях малохетской и яковлевской объединенных свитах нижнего мела. Мощность пластов по скважинам составляет 0,9 м (V-2-3), 2,2 м (V-2-4), 6,3-6,4 м (IV-3–26), пропластков 0,1–0,5 м. Угли черного или бурого цвета, плотные, хрупкие, с остатками растительности и древесины. Скважиной № 24 на р. Луктах (V-2-4) в интервалах глубин 144.8-144.9 м, 174.8 - 175.3 м, 186.8-189.0 м, 225,5–225,9 м вскрыто четыре угленосных горизонта, сложенных слаболитофицированными песчаниками с обломками окаменевшей древесины, глинами и углями. Скважиной № 23 на р.Тундровая, притоке р. Хаптуматари (V-2-3) угленосные горизонты вскрыты в интервалах 136,0-136,2 м, 142,5-142,8 м, 143,5-143,8 м, 147,5-147,7 м, 187,0-187,2 м, 400,7-401,6 м. Угленосные горизонты сложены углями и глинами голубовато-серого цвета с остатками растительности. Скважиной № 8 на руч. Накат два пласта бурых углей вскрыты в интервалах 212,6-218,9 м и 233,4 - 239,8 м (IV-3-26). Мощность пластов 6,3 и 6,4 м. По петрографическому составу угли относятся к гелитам. Качественный состав углей (по 10 пробам, %): W<sup>max</sup> - 20,8-28,8, A<sup>d</sup> (зольность, сухое состояние угля) – 21.77–46.54. V<sup>daf</sup> – 39.36–50.47. С<sup>daf</sup> – 67.60–72.27. Н<sup>daf</sup>- 3,79-5,11. Тип углей по ГОСТу 25543-88 - 20, марка - Б, технологическая группа – 2 Б [Кокорин, 1998].

### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

## Железо, титан

Основные проявления железа и титана связаны с комплексными сульфидными медно-никелевыми и титаномагнетитовыми рудами в Дюмталейском расслоенном интрузивном базит-гипербазитовом массиве среднего-позднего триаса, где известно 4 проявления *титан-железорудной мафитовой формации*, вскрытых скважинами №№ 18,19,21,22 (IV–3–29,34,36,V–2–1). Интрузив расположен на приводораздельных участках двух притоков р. Верхняя Таймыра, ее среднего течения – рр. Дюмталей и Луктах. Территория перекрыта рыхлыми мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 400–800 м. Интрузия в разрезе приурочена к пологому 20–25<sup>0</sup> контакту между вулканогенными породами бетлингской свиты нижнего триаса, аятаринской свиты среднего-верхнего триаса и угленосно-терригенными породами черноярской свиты верхней перми и по восстанию выходит на поверхность в восточной, краевой части брахисинклинали. Протяженность серповидной в плане интрузии по данным бурения 24 км (по геофизическим данным – 56 км), ширина 3– 4 км, мощность от 597,6 м до 644,0 м.

Титаномагнетитовое оруденение отмечено по всему разрезу интрузива в виде интерстиционной, гнездовидной, послойно-гнездовидной, градационнослоистой и сидеронитовой вкрапленности, а также прожилков сплошных оксидных руд. В разрезе интрузива дюмталейского умереннощелочного шрисгеймит-ферррогаббро-диоритового комплекса установлены две продуктивные рудные зоны, локализованные в основании среднего и нижнего мезоритмов базитовой макрозоны (клинопироксенит-феррогабброидного и оливинитплагиоверлит-пикритового), выше залежи с сульфидными медно-никелевыми рудами. По составу руды представлены магнетитом (10–100%), ильменитом (1–100%), шпинелью (до 15%), гематитом, редко вольфрамитом и относятся к малованадиевым (0,06–0,13%) и низкосернистым (0,56–1,14%).

Средние показатели рудных горизонтов титан-железорудных проявлений Дюмталейского базит-гипербазитового массива приведены в таблице 8.2. Средняя мощность горизонта по блокам подсчета составляет (м): 41,2, 13,53, 56,5, при содержании железа (%) 18,94, 24,87, 24,2, диоксида титана (%) – 6,16, 6,72, 7,4, объемный вес руды – 3,53 т/м<sup>3</sup>. Руды легко обогащаются методом электромагнитной сепарации. При этом получаются концентраты, содержащие 50,6–56,8% железа, 9,01–11,68% двуокиси титана и 0,5% пятиокиси ванадия и выходе концентрата 19,12–39,84% [Кокорин, 1998].

Таблица 8.2

Параметры титан-железорудных залежей Дюмталейского массива [по Кокорину,1998, 2002]

Индекс	Скважи- ны	Мощ- ность горизон- та, м	Мощ- ность залежи, м	Содержа- ние,%		Коэффици-	Интервал, м			
				Fe общ.	TiO <sub>2</sub>	ент рудо- носности	ОТ	до		
	Верхняя железорудная зона									
IV-3- 29	18	50,25	81,15	18,91	6,0	0,62	623,8 5	705,0		
IV-3- 36	21	32,15	74,30	18,99	6,42	0,43	901,2	975,5		
Сред- нее		41,20	77,72	18,94	6,16	0,53				
			Нижняя	і железор	удная з	она				
IV-3- 29	18	19,30	19,30	23,53	5,84	1,0	835,8	855,1		
IV-3- 36	21	14,10	14,10	28,03	7,79	1,0	1063, 4	1077, 5		
IV-3- 34	19	7,20	7,20	22,30	6,95	1,0	56,0	63,2		
Сред- нее		13,53	13,53	24,87	6,72	1,0				
V-2-1	22	56,5		24,2	7,4		1206, 4	1681		

Прогнозные ресурсы проявлений – железа по категории  $P_2$  составляют 381 млн. т.,  $P_3 - 339$  млн. т., диоксида титана – по  $P_2 - 117$  млн. т.,  $P_3 - 109$  млн. т. [Н. И.Кокорин, 1998, 2002]. Площадь рудных залежей в проекции на горизонтальную плоскость составляет 255 км<sup>2</sup>. Титаномагнетитовое оруденение имеет практическое значение, но не может быть востребовано в ближайшем будущем, вследствии залегания руд на глубине более 500 м.

### Железо

На площади известно два проявления железа железо-марганцевой метавулканогенно-кремнистой и одно проявление апатит-магнетитовой формаций, не имеющие практического значения. Железорудная минерализация железо-марганиевой метавулканогенно-кремнистой формации связана с вулканогенно-осадочными породами, которые выполняют небольшие мульды. Проявления располагаются на междуречье р. Ленивой, руч. Прозрачный, руч. Голубой на гряде Геологическая в северо-западном крыле антиклинали и приурочены к вулканогенным образованиям пластовой толщи верхнего рифея (III-2-6,7). Железорудный горизонт с шириной полосы развалов от 10 до 100 м, в среднем 25-30 м, представлен гематитизированными туфоалевролитами, прослежен по развалам на 22 км (III-2-7). На северном фланге этот горизонт прослежен по делювию на 10-12 км, при мощности (по коренным останцам) – 50–60 м (III–2–6). Выделяются 3 подгоризонта, обогащенных гематитом, по 5-10 м каждый с прослоями сливных гематитовых руд мощностью 5–10 см. Рудные минералы представлены гематитом, реже – на контакте с дайкой лампрофира верхнетарейского комплекса среднего-позднего триаса встречается тонкозернистый магнетит. Содержание железа общего в разрезе и по простиранию рудного горизонта изменяется от 4 до 43%. В рудовмещающих породах отмечается значительное содержание кремнезема и повышенное содержание окиси марганца (до 9,48%), при небольшом в целом количестве железа. [S-46-XV.XVI, Беззубцев, 1998].

Проявление на р. Десуа *апатит-магнетитовой формации* (IV–3–31) представлено сплошными и вкрапленными магнетитовыми и апатитмагнетитовыми рудами, образующими крутопадающую к западу пластообразную залежь мощностью от 0,8 до 10 м и протяженностью 100 м в породах черноярской свиты верхней перми в подошве интрузии габбродолеритов быррангского комплекса раннего триаса. В составе рудной залежи преобладает магнетит, менее распространены титаномагнетит, гематит и пирит. Из нерудных минералов отмечаются флюорит, сидерит, апатит. Содержание оксидов железа в богатых рудах достигает 75–78%. Отмечается высокое содержание серы (от 0,2 до 9,35%), кремнезема (от 4,66 до 7,12%). В апатитмагнетитовых рудах содержание  $P_2O_5$  составляет от 7 до 20%. Прогнозные ресурсы железа составляют 540 тыс. тонн,  $P_2O_5 - 110$  тыс.т, марганца – 70 тыс. т. (категория  $P_3$ ) [Ю. Е.Погребицкий, ГГК–1000, 2000, Салманов, 1992].

Аналогичное апатит-магнетитовое и гематит-магнетитовое оруденение обнаружено в гидротермально-метасоматических образованиях Нижне-Кыйдинского и Верхне-Кыйдинского сиенитовых массивов, а также в верховьях р.Фадьюкуда. Оруденение связано с флюорит-магнетит-баритредкоземельными проявлениями (IV-3-3, IV-3-13, IV-3-17).

### Хром

303

На территории выявлено 2 пункта минерализации хрома в верховье р. Ленивая (Ш–2–1, Ш–2–3), не имеющие практического значения. ПМ хрома связаны с формацией гипербазитов москвичевского комплекса позднего рифея, расположенных среди вулканитов пластовой толщи верхнего рифея и представлены серпентинитами по дунит-гарцбургитам. Серпентиниты линзовидной и изометричной формы вытянуты вдоль разломов северо-восточного простирания на 2 км, при ширине 200 м. Рудная минерализация характеризуется рассеянной вкрапленностью хромита до 10% по массе. Содержание хрома по данным спектрального анализа достигает 0,1%, никеля – 0,06%. В серпентинитах отмечаются тонкие прожилки хризотил-асбеста (1–5 мм) и жилы тремолит-асбеста до 20 см [В. В. Беззубцев и др., ГГК–200, лист S–46-XV-XVI, Записка, 1998].

#### Хром, никель, платина

Проявление хром-платинометалльной ультрамафитовой формации выявлено на р.Ожидания, в нижнем течении левого притока р. Шренк, в массиве ультраосновных пород ожиданьевского комплекса позлнего рифея среди метавулканогенных пород верхней подтолщи сланцевой толши (RF<sub>1-2</sub> sl<sub>2</sub>) (II-2-10). Массивы ультраосновных пород имеют небольшие размеры до 1,2х0,6 км и сложены серпентинитами, клинопироксенитами и габбропироксенитами с хризотиловыми и антигорит-хризотиловыми разновидностями по дунитам, гарцбургитам, верлитам. В центральной зоне – родингиты представлены везувиан-тремолитовыми и эпидот-тремолитовыми породами. На границе ультрамафитов и родингитов сформированы линзообразные тела и жилы мощностью 0.2-0,5 м актинолит-асбеста и хризотил-асбеста. В породах массива встречаются вкрапленники (1–3 мм) халькопирита и пирротина, субмикроскопические выделения пентландита и хромита. Содержание по всем породам массива: хрома – 0,1–0,3, редко до 0,5%, никеля – 0,01–0,07% (до 0,1– 0,2%), ванадия – до 0,05%, кобальта – 0,01%. На контакте ультрамафитов и родингитов установлено повышенное содержание (г/т) золота – до 0.27, палладия – 0,015–0,30, платины – 0,011–0,18. Аналогичный более мелкий по размерам массив (0,8x0,2 км) ультрамафитов с такими же содержаниями металлов установлен в 6 км юго-западнее от первого [Ю. Е.Погребицкий, ГГК-1000/2, лист S-44-46, 2000 г]. Проявления не имеют практического значения.

#### Ванадий

Три пункта минерализации ванадия, не имеющие практического значения установлены в среднем течении р. Ленивая (Ш–1–2, Ш–1–10), верховье р. Ленивая, руч. Прозрачный (Ш–2–10). Ванадиевая минерализация приурочена к невыдержанным по простиранию кварцевым жилам и прожилкам мощностью 1–10 см в дробленых сланцах с линзами доломитов усть-пясинской сви-

ты (S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>up). В друзовых пустотах жил в линзах доломитов отмечаются включения сульванита и патронита. Содержание по данным спектрального анализа ванадия – 0,04%, меди – 0,01%, цинка – 0,1%. [В. В.Беззубцев и др., ГГК–200, лист S–46-XIII-XIV, XV-XVI, записка, 1998].

# ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

## Медь

На территории листа выявлено 20 проявлений, 27 пунктов минерализации, и одна гидрохимическая аномалия меди медно-никелевой сульфидной, медно-колчеданной, медно-эпидотовой мафической (самородной меди), медно-кварцевой жильной и медистых песчаников и сланцев формаций.

## МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.

Основные проявления меди, никеля, кобальта, платиноидов связываются с Дюмталейским массивом. Дюмталейская дифференцированная интрузия дюмталейского умереннощелочного шрисгеймит-феррогаббродиоритового комплекса средне-позднетриасового возраста расположена в бассейне притоков р. Верхняя Таймыра (реки Дюмталей и Луктах) Центрального Таймыра. Интрузия вскрыта тремя поисковыми (№№ 18, 19, 21) и одной структурнопоисковой (№ 22) скважинами и прослежена по простиранию на протяжении 24 км (IV-3–30, 35, 37, V-2–1), геофизическими методами – на 56 км, при ширине 3–4 км.

Мощность интрузива по скважинам 18, 21, 22 составляет, соответственно – 597,6; 644,0 и 604,7 м. Дюмталейская интрузия от небольшого выхода в северо-восточной части брахисинклинали на поверхности погружается к западу и югу до отметок 800–1100 м, где она в основном прослежена геофизическими методами.

В разрезе интрузива выделяются три макрозоны: верхняя – монцонитгаббро-диорит-гибридная, средняя – клинопироксенит-феррогаббровая и нижняя – оливинит-плагиоверлит-пикритовая [Кокорин, 1998, 2002, Комарова и Козырев, 1998].

Оруденение Дюмталейского дифференцированного интрузива представлено последовательной сменой, сверху – вниз, пиритовой минерализации – титаномагнетитовой и сульфидной медно-никелевой. Оксидное оруденение интрузии было рассмотрено ранее в разделе «Железо, титан». Максимальная концентрация сульфидного медно-никелевого оруденения приурочена к породам нижней макрозоны интрузива.

В строении сульфидной рудной зоны по особенностям минерального состава оруденения выделяется две подзоны: а) оксидно-сульфидная, б) сульфидная. Оксидно-сульфидная подзона в разрезе скважин 18 (инт.855,1– 872,7 м) и 21 (инт.1078,5–1097,6 м.) является слаборудоносной. В разрезе скв. 22 в интервале 1384,1 – 1392,2 верхнее рудное тело мощностью 8,1 м, с содержанием условного никеля 0,41% имеет промышленное значение, нижнее тело (1472,1–1472,6 м) – непромышленное. Содержание сульфидов в оксидно-сульфидной подзоне составляет 1–3%, местами повышаясь до 3–5%, в единичных случаях достигает 10–15% до 30–35%.

Сульфидная подзона локализована в приподошвенной части интрузива в интервалах 872,7–944,6 м (скв. 18), 1097,6–1170,2 м (скв. 21) и 60,1–82,3 м (скв. 19). По скважине 22 рудная подзона расщепляется на три рудных тела (инт.1578,7–1583,3м, 1651,2–1658,8 и 1668,85–1676,2 м) с суммарным рудным горизонтом мощностью 19,55 м. Мощность подзоны по скважинам 18, 21, 19 составляет, соответственно, 71,9 м, 72,6 м, 22,2 м (рудные интервалы мощностью 49,8 м, 41,75 м, 14,4 м). Параметры рудопроявлений Дюмталейской интрузии по скважинам приведены в таблице 8.3., прогнозные ресурсы – в таблице 8.4.

Медно-никелевое оруденение в основном, представлено – пентландит (до 10–15%) – халькопирит (до 30–65%) – пирротиновым (до 20–80%) составом. Спорадически отмечаются кубанит, макинавит, сфалерит, галенит, валлериит, халькозин, виоларит, борнит, троилит, ковеллин, полидимит, миллерит, самородное серебро, аргентин, аргентопентландит, медистый пентландит, блеклые руды, герсдорфит, никелин, саффлорит, маухерит и минералы платиновой группы. В акцессориях присутствуют уранинит, торийсодержащий монацит, бадделиит, хлор-апатит. В рудах определены три минерала МПГ – сперрилит (PtAs<sub>2</sub>), фрудит (PdBi<sub>2</sub>) и ранее неизвестное соединение состава Pd<sub>3</sub>Sb<sub>2</sub> (Bi,Te)<sub>2</sub>, а также самородное золото. [Кокорин, 2009].

По характеру выделения оруденение представлено преимущественно интерстиционной, ксеноморфной, гнездовидной вкрапленностью до 2–3 см, реже отмечаются массивные руды.

Массивное (прожилковое) оруденение в разрезе интрузии проявлено в зоне максимальной концентрации сульфидной медно-никелевой минерализации в скважинах №№ 18, 21, 22 и представлено тонкими прожилками (до 10 см) сульфидов и линзой мощностью 3,35 м.

Сульфидные руды Дюмталейской интрузии пригодны к переработке по действующей на НГМК схеме коллективной флотации и по технологическим показателям приближаются к сорту II по классификации вкрапленных руд месторождения Норильск I. Содержания металлов в дюмталейских сульфидных рудах ниже, (среднее по условному никелю – 0,50%), чем в горизонте вкрапленных руд, связанных, с пикритовыми габбродолеритами месторождения Норильск I (бортовое содержание по условному никелю 0,55%) [Кокорин, 1998,2002].

### Таблица 8.3

Продряз Сира		Мощность	ГЬ Моншости	Vaadaduuuaum	Содержание, %				Содержание, г/т			Интервал, м	
ние	сква- жина	горизонта, м	залежи, м	рудоносности	Усл. Ni	Ni	Cu	Co	ΣPt	Au	Ag	ОТ	до
IV-3-30	18	49,8	71,9	0,69	0,58	0,29	0,46	0,02	0,64	0,07	2,28	872,7	944,6
IV-3-37	21	41,75	72,6	0,58	0,43	0,21	0,33	0,02	0,51	0,03	1,18	1097,6	1170,2
IV-3-35	19	14,4	22,2	0,65	0,46	0,18	0,53	0,02	0,42	0,03	0,89	60,1	82,3
Среднее		35,3	55,57	0,64	0,50	0,24	0,42	0,02	0,56	0,05	1,67		
V-2-1	22	27,5	27,5	-	0,50	0,28	0,30	0,021	0,36	-	-	1384,1	1676,2

Параметры рудопроявлений медно-никелевой сульфидной формации Дюмталейского массива [по Н. И.Кокорин, 1998,2002]

Таблица 8.4

#### Прогнозные ресурсы меди, никеля, кобальта, платиноидов Дюмталейской базит-гипербазитовой интрузии [по Н. И.Кокорин, 1998,2002]

Катагория	Мощность	Плошали	067.04	Козффициент	Объемный	Прогнозные ресурсы, тыс.т, ΣPt – т						
ресурсов	горизонта, м	блока, км <sup>2</sup>	блока, км <sup>3</sup>	достоверности	вес руды, <sub>т/м<sup>3</sup></sub>	Руды	Усл. Ni	Ni	Cu	Co	ΣPt	
P <sub>2</sub>	35,0	134	4690	0,1	3,16	1482040	6817	3557	4743	311	670	
Продуктивность, млн.т/км <sup>2</sup> , ΣPt – т/км <sup>2</sup>						11,1	0,05	0,03	0,04	0,002	5	
P <sub>3-1</sub>		121				1343100	6050	3630	4840	242	605	
Всего Р <sub>2</sub> +Р <sub>3</sub>		255				2825140	12867	7187	9583	553	1275	

Примечание. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> рассчитаны по средним параметрам скважин №№ 18, 19, 21, вскрывшим сульфидные руды Дюмталейского массива, с учетом продолжения оруденения до скв. № 22 с этими параметрами. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> рассчитаны по удельной продуктивности блока P<sub>2</sub> с оконтуриванием интрузии по геофизическим данным. Коэффициенты для перевода металлов в условный никель: никель – 1,0, медь – 0,4, кобальт – 4,5, МПГ – 0,06 [по Н. И.Кокорин, 1998,2002]. Проведенная оценка прогнозных ресурсов сульфидных медно-никелевых руд по категориям  $P_2$  и  $P_3$  [Н. И.Кокорин, 1998, 2002] показывает, что их суммарные значения в предполагаемом контуре интрузии сопоставимы с запасами месторождений Канады (Седбери) (Табл. 8.4). Вместе с тем, следует отметить, что рудные залежи залегают на глубинах более 500 м, недоступных в настоящее время для промышленной отработки. Краевая часть интрузии выходит на поверхность, небольшая часть залежи залегает на глубинах до 500 м.

Проявление оз. Находка *медно-никелевой сульфидной формации* – в верховье р. Илистая связано с крутопадающим силлом оливиновых габбродолеритов угрюминского комплекса раннего триаса (мощностью 6–20 м), залегающим во вмещающих породах астрономической, гольцовской, каменской и болотнинской объединенных толщ нижнего ордовика – верхнего силура (II– 1–12,13). Силл прослежен на 50 км, оруденелая зона мощностью 1–2, реже 3– 5 м приурочена к северному эндоконтакту габбродолеритов. Оруденение вкрапленного, прожилково-вкрапленного типа представлено пирротином, халькопиритом, пентландитом, кубанитом, талнахитом, в единичных зернах – макинавитом, сперрилитом. По данным химического анализа содержание меди изменяется от 0,01 до 0,8%, никеля – 0,1–0,25%, кобальта – 0,055 – 0,08%. [S–46-VII,VIII, Беззубцев, 1998].

Медно-никелевые проявления с пентландит-халькопирит-пирротиновым убогим оруденением Тальниковское I (IV–3–8), Дюрасиму (IV–1–4) приурочены к подошве слабодифференцированных интрузий в троктолитах и оливиновых габбродолеритах левлинского комплекса, р. Останцовая (III–3–7), Водораздельное (IV–1–13) – дайкам и силлам оливиновых габбродолеритов быррангского комплекса, Среднетарейское (IV–1–12) – габбродолеритам тарейского комплекса. Мощность интрузий от 10 до 80 м, рудного горизонта 1– 5 м, протяженность 400 – 1800 м. Интрузии прорывают терригенно-карбонатные породы турузовской, вольнинской и тарейской, песчанинской, валентиновской объединенных свит. Содержание полезных компонентов низкие: Cu – 0,02–0,2% (до 0,96%), Ni – 0,01–0,12% (до 0,43%), Co – 0,01–0,02% (до 0,2%), максимальные – в интрузиях левлинского комплекса с платиноидами до 2,4 г/т. В габбродолеритах быррангского комплекса проявления р. Останцовая (III–3–7) кроме никеля и меди установлены – платина – 0,33 г/т, палладий – 0,38 г/т.

### Медно-колчеданная формация.

Установлено четыре проявления и четыре ПМ медно-колчеданной формации, представленные, в основном, блеклыми рудами с серебром, иногда золотом, которые контролируются зонами разломов, контактами с малыми интрузиями, связаны с гидротермально-метасоматическими образованиями и сульфидно-сидеритовыми жилами в терригенно-карбонатных породах.

Горбатское (III–3–5) проявление расположено в правом борту р.2-ая Голова Таймыры, в 3 км ниже устья руч. Солнечный. Оруденение выявлено в зоне интенсивного окварцевания глинистых известняков широкинской свиты ( $\varepsilon_3$ -O<sub>1</sub>sh). Зона гидротермально-метасоматических образований контролируется

разломом северо-западного простирания. Элювиальные глыбовые развалы вторичных кварцитов с густой вкрапленностью блеклых руд (теннантита) обнажаются на участке шириной 2 м и протяженностью 7 м. Кроме теннантита, в руде установлены куприт и самородная медь. Максимальное содержание металлов в штуфных пробах руд (по данным химического анализа) составляет: меди – 34,25–41,75%; мышьяка – 2–6%; сурьмы – до 3%, серебра – 500–620 г/т и золота – 1–2 г/т, до – 2,13 г/т. В бороздовых пробах содержание меди – до 8,38%. Литогеохимическая аномалия над рудной зоной с содержание меди 1–10% имеет размеры 70х20 м [Салманов А. П., Канунников В. А., Сальников В. А., 1992].

Проявление Рудное (IV–3–1) расположено в истоках левого притока руч. Воспоминаний. В песчаниках и алевролитах соколинской свиты нижней перми канавами были вскрыты сульфидно-сидеритовые жилы мощностью от 0,1 до 0,9 м на площади 4000 м<sup>2</sup>. В составе руд преобладает пирит и халькопирит, отмечаются миллерит и блеклые руды. По данным химического анализа, содержание меди составляет от 3 до 20%, никеля 0,01–0,07%, кобальта от 0,017 до 0,062%, серебра от 3 до 70 г/т, золота 0,28 г/т. Халькопирит-сидеритовое оруденение встречено также в трещиноватых, брекчированных песчаниках. Содержание по данным химического анализа меди – 3,19–3,58%, никеля – 0,05–0,08%, серы – 5,85–6,10% [Цывьян 1979, Салманов,1992, Кокорин, 1998].

Пункты минерализации меди связаны с жильной минерализацией вблизи разломов и интрузивных тел верхнетаймырского (v $\beta$  T<sub>2-3</sub>vt), дикарабигайского ( $\xi$  T<sub>2-3</sub>d) комплексов, базальтов бетлингской (T<sub>1</sub>bt) и зверинской (T<sub>1</sub>zv) свит (IV-2-8, IV-3-7, IV-3-16, IV-3-18). Мощность кварц-сидеритовых жил с медной минерализацией составляет от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Содержание меди, по данным полуколичественного спектрального анализа, колеблется от десятых долей процента до 6%.

Самородная медь *медно-эпидотовой мафической формации* обнаружена в кальцитовых жилах, пересекающих мамонову свиту ( $T_{1-2}$ mm) (III–3–2); в карбонатизированных базальтах зверинской свиты (III–3–13), бетлингской свиты (IV–2–12). В аллювии руч. Овражный найден самородок меди весом 507 г, знаки самородной меди установлены в аллювии ручьев, протекающих среди пород мамоновой (III–3–2) и фадьюкудинской свит ( $T_1$  fd) (III–3–6). В миндалекаменных базальтах бетлингской свиты по результатам спектрального полуколичественного анализа выявлены содержания меди от 0,15–0,8% до 2% (верховье р. Б.Ботанкага).

Медно-кварцевая жильная формация широко представлена на исследованной площади (II–1–2, II–1–11, II–2–4, II–2–9, II–2–14, II–3–2, II–3–3, II–3– 5) маломощными жилами кварц-карбонатного состава с рассеянной халькопирит-галенит-арсенопирит-пиритовой вкрапленностью, составляющей первые проценты, содержанием меди до 1%, реже – в ПМ (II–1–11) в среднем течении р. Угрюмой – 1- 10%, мышьяка – до 2%. [S–46-VII,VIII, Беззубцев, 1998].

Проявление Верхнешренковское (II-2-9) расположенное в верховьях р. Шренк, приурочено к апикальной части штокообразного массива гранитов верхнешренковского комплекса позднего рифея, полого в северо-западном

направлении погружающегося под ороговикованные кварц-хлоритэпидотовые сланцы правомамонтовской толщи верхнего рифея – нижнего венда. Эндоконтактовая зона гранитов представлена телами кварц-альбитортоклазовых метасоматитов мощностью десятки – первые сотни метров на площади около 10 км<sup>2</sup> и широко распространенными сульфидно-кварцевыми жилами, прожилками, линзами и штокверками. Протяженность жильных образований составляет метры, десятки, реже сотни метров, мощность до 0.5-1 до 2 м. Сульфиды в количестве 1–3%, редко до 10–15% в виде мелкой вкрапленности, прожилков и гнезд представлены пиритом, халькопиритом иногда галенитом. В аншлифах установлены микроскопические выделения самородного золота, инголита, айкинита, гессита, штютшита, сильванита, Содержание меди в жилах составляет от 0,2 до 1% (в среднем 0,5%), золота до 0,2 г/т. [Погребицкий, ГГК-1000, записка S-44-46, 2000].

Проявление формации медистых песчаников и сланцев на левобережье р.Шренк (II–2–13) приурочено к зоне смятия и дробления нижней сланцевой подтолщи ( $RF_{1-2}sl_1$ ) и представлено халькопиритовым оруденением в элювиальном выходе кварц-серицитовых сланцев, рассеченных прожилками. В рудном пласте мощностью до 0,7 м прослои, обогащенные мелковкрапленным халькопиритом, чередуются с тончайшими прослоями практически безрудных сланцев с обильной малахит-азуритовой минерализацией. Содержание (штуфные пробы): меди 1–4%, серебра 10–60 г/т, редко золота (до 0,06 г/т) [Погребицкий, ГГК–1000, записка S–44–46, 2000].

#### Свинец, цинк

На территории листа нет значительных проявлений свинца и цинка. Известно 1 проявление, 13 пунктов минерализации, шлиховой ореол сфалерита не имеющие практического значения. Все проявления металлов относятся к жильной свинцово-цинковой формации.

Бирюзовское проявление свинца и цинка выявлено горно-буровыми работами на левобережье р. Ботанкага в 6 км ниже устья ручья, вытекающего из оз. Бирюзовые на площади 0,5 км<sup>2</sup> (Ш-3-12). Вкрапленные и прожилкововкрапленные сульфидные руды установлены в окварцованных песчаниках быррангской свиты нижней перми в пределах площади неглубокого залегания сиенитов дикарабигайского комплекса среднего-позднего триаса. Среди сульфидизированных пород видимой мощностью 60 м выявлены халькопирит-пирит-пирротиновые жилы мощностью от 0,1 до 1,5 м с вкрапленностью галенита и сфалерита. В качестве второстепенных минералов в рудах отмечаются никелистый пирит, миллерит, герсдорфит, годлевскит и молибденит. Количественным спектральным анализом в штуфных пробах руд установлены – медь (до 1,8%), свинец (до 1,0%), цинк (до 1,0%), никель (до 0,15%), кобальт (до 0,08%), серебро (до 65 г/т), золото (до 0,8 г/т). Прогнозные ресурсы проявления по категории Р<sub>2</sub>-Р<sub>3</sub> в тыс. т. составляют: свинца – 8,2; цинка – 115.5: мели –33.0 [П. Г.Палерин, и др. ГГК–200, лист S–46-XVII-XVIII, 1997. Цывьян, Салманов, 1979].

Пункты минерализации свинца и цинка выявлены в приразломных зонах гидротермально измененных пород с кварц-карбонатными прожилками и жи-

лами с вкрапленностью пирита, галенита, сфалерита, халькопирита. Они приурочены к мининской свите нерасчлененного венда-нижнего кембрия (I–3–2), сланцевой толще нижнего-среднего рифея (II–3–17), астрономической, гольцовской, каменской, болотнинской объединенных свитам нижнего ордовикаверхнего силура (II–2–20), соколинской (IV–3–23), быррангской свитам нижней перми (III–3–11). Содержание элементов достигает – Pb – 1%, Zn – 1%, Cu – 1,8%, Ag – 20–40 г/т.

### Молибден

На площади листа вынесено 2 проявления, 9 пунктов минерализации и 3 вторичных геохимических ореола молибдена не имеющих промышленного интереса. Установленные в ходе прогнозно-минерагенических исследований проявления и пункты минерализации относятся к молибденовой порфировой, молибден медно-порфировой, молибденовой кварцевой формациям.

Проявление *молибден медно-порфировой формации* выявлено в бассейне руч. Птенцовый (Ш–2–9) в сиенит-порфирах верхнетарейского комплекса среднего-позднего триаса и экзоконтактовых карбонатных породах силура. В скарнированных вмещающих породах содержание меди составляет 1,4–3,8%, молибдена – 0,01%, серебра 12–17 г/т, висмута – 20–436 г/т, золота – 0,11–0,13 г/т.

Проявление молибденовой порфировой формации выявлено на руч. Шумящий (II–2–1) в умереннощелочных гранит-порфирах оленинского комплекса поздней перми. Содержание молибдена от 0,0083 до 0,1%, рения – 0,12–0,32 г/т, теллура – 4–10 г/т, висмута – 16–60 г/т, золота – 0,04 г/т. Пункты минерализации формации известны в гранит-порфирах и гнейсах на руч. Командный и р. Толевая (I–2–31), верхнем течении р. Волчьей (I–3–10), р. Каменистой (I–3–14,15), междуречье Каменистой и Обрывистой (I–3–12). В амфибол-биотитовых гранитах оленинского комплекса молибденит образует мелкие включения, редко гнезда, тяготеющие к краевым частям интрузий и неравномерно распределенные по породе (I–3–14,15). [S–46-I-VI, 1989, Беззубцев].

В ПМ молибдена, приуроченным к кварцевым жилам *молибденовой кварцевой формации* молибденит в виде чешуек и мелких гнезд установлен в зальбандах жил керамических пегматитов на мысе Триангуляционном (I–1– 5), мысе Вильда в бухте Эклипс (I–1–4).

Вольфрам

На площади неизвестно проявлений вольфрама, здесь выделены обширные шлиховые ореолы шеелита (I–2–3, I–2–26, III–1–6). Первые 2 ореола видимо связаны с проявлениями вольфрама в гранитах коломейцевского комплекса ранней-средней перми, метаморфитах тревожнинского комплекса верхнего рифея-венда и редкометалльных пегматитах, ореол в верховье руч. Хрустальный, среднем течении р. Ленивой (III–1–6) связан, очевидно с комплексными золото-реальгар-аурипигментовыми проявлениями. [S–46-III,IV-Беззубцев, 1989, S–46-XIII,XXIV – Беззубцев, 1998].

#### Мышьяк, ртуть, сурьма

В центральной части листа известно малое месторождение мышьяка, ртути, с сурьмой и золотом – Извилистое (III-2-14, III-2-15), охарактеризованное в разделе «Золото, мышьяк». Ртутно-сурьмяное оруденение представлено одним проявлением, двумя пунктами минерализации, двумя шлиховыми ореолами. Мышьяк представлен 3 пунктами минерализации, 4 вторичными геохимическими ореолами и одним шлиховым ореолом. Выделяются следующие формации – мышьяковая арсенопиритовая березитовая, мышьяковая реальгар-аурипигментовая, ртутно-сурьмяная джаспероидная, проявления которых сосредоточены в основном в комплексных рудах золото-сульфидной формации Тарейского рудного района. Проявления мышьяка, ртути и сурьмы не имеют практической значимости. Установлена пространственная связь оруденения с антиклинальными складками и формацией малых интрузий – дайками граносиенитов, гранит-порфиров, лампрофиров верхнетарейского комплекса, интрузиями тарейского умереннощелочного габбродолеритового комплекса среднего-позднего триаса. Оруденение приурочено к тектоническим зонам дробления и представляет собой сочетание прожилкововкрапленного и жильного оруденения с развитием штокверков, мелких гнезд и богатых руд на участках пересечения зон трещиноватости.

На территории листа выявлено проявление ртути, мышьяка, сурьмы (IV– 1–9), пункты минерализации ртути (IV–1–8), сурьмы (III–2–17), мышьяка (I– 1–18, III–2–13,19). Выделяется две группы проявлений мышьяка по минеральному составу: реальгар-аурипигмент (антимонит) – киноварный (III–2– 13,14, IV–1–9), аурипигмент-реальгаровый (III–1–11,12). Ртуть и сурьма связаны с реальгар-аурипигментными рудами. Киноварь и антимонит встречаются в лежачих боках зон дробления, выполненных реальгараурипигментным цементом в месторождении Извилистое (III–2–14,15).

Проявление ртути с мышьяком и сурьмой – Узкое (IV-1-9) расположено на левом притоке р. Тарея (р. Узкая) в ее среднем течении. Рудные зоны здесь приурочены к брекчированным известнякам толмачевской и мутнинской свит объединенных среднего-верхнего ордовика в присводовых частях антиклиналей. Наиболее распространены реальгар-аурипигментовые с киноварью руды, локализованные в нижней толще ордовика и образующие линзовидные жилы длиной в десятки метров с мощностью до 0,7 м. Содержания мышьяка в них достигают 60%, ртути до 0,9%. Содержания ртути в штуфных пробах составляют 0,1–1,0%, сурьмы – 0,25–0,98%, мышьяка 0,11 – 0,39%. Киноварное оруденение установлено в линейной зоне дробления известняков длиной до 560 м при мощности от 0,1 до 6 м. Киноварь здесь образует вкрапленность в кальцитовом цементе брекчий. Содержание ее варьирует от 0,06 до 0,26%. Рудная ассоциация представлена киноварью, реальгаром, аурипигментом, пиритом, антимонитом. Жильные минералы – кальцит, кварц, опал, барит, целестин. Во всех типах руд установлено золото с содержанием – в ртутных рудах – до 0,36 г/т, в сурьмяно-ртутных – до 1,7 г/т, а в наиболее распространенных мышьяковых – до 4,7 г/т (спектрозолотометрический анализ). В единичных пробах мышьяковых руд установлено наличие вольфрама -0.6-1.0%. [Цывьян, Киселев, 1972, Романов, ГГК–200, лист S–46-XIX,XX]. Пункты минерализации мышьяка в зонах дробления с реальгар-аурипигментными жилами встречаются в нерасчлененных породах нижнего ордовика – нижнего силура (III-2-13), в отложениях доломитовой толщи верхнего силуранижнего девона (III-2-19).

Пункт минерализации сурьмы (III–2–17) расположен в 0,8 км от устья р. Извилистая вверх по течению. Здесь в брекчированных прокварцованных доломитах андреевской и синедабигайской объединенных свит силура отмечена вкрапленность и гнезда киновари, реальгара, антимонита, аурипигмента. Содержание ртути колеблется в пределах от 0,05 до 0,3%, сурьмы – 0,3%.

Пункт минерализации *мышьяковой арсенопиритовой березитовой* формации выявлен в левом притоке р. Каменная выше устья р. Ориентирной в кварцевой жиле мощностью 15 см среди кристаллических сланцев тревожнинского комплекса – (I–1–18). Содержание мышьяка – 0,3%. Вторичные геохимические ореолы приурочены к площади среднего-верхнего течения р.Хрустальной (III–2–18,20), бассейну верхнего течения р. Тареи (III–2–12).

## РЕДКИЕ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### Редкие металлы

### Бериллий

Бериллиеносность, известная в 4 пунктах минерализации в северной части территории, связана с формацией берилл-редкометалльных пегматитов. Берилл встречается в альбитизированных прокварцованных магматогенных пегматитах, образующих мощные внутригранитные крутопадающие пегматитовые тела. В метаморфогенных пегматитах проявления бериллиевой минерализации выявлены на участках диафтореза и метаморфизма андалузитсилиманитового типа в тревожнинском метаморфическом комплексе верхнего рифея-венда (I-1-6). Пегматиты рассматриваются как комплексное на мусковит, берилл, керамическое полевошпатовое сырье. Наиболее высокое содержание бериллия наблюдается в нижнем течении р. Толевой (I-2-9), мысе Тилло (I–1–6), заливе Миддендорфа (I–2–2). В пункте минерализации (I–2–9) берилл в виде отдельных кристаллов и агрегатных скоплений приурочен к кварцевым жилам. Концентрация мономинерального берилла колеблется в широком пределе от 0,004 до 12 кг/т. Спектральный анализ 4 задирковых проб показал 0,035% бериллия, что выше его содержания по пегматитовым жилам. Берилл встречается в пегматоидных гранитах ленивенско-толевского комплекса среднего-позднего карбона (I-2-1, I-2-2). Содержание минеральной фракции колеблется от 0,004 до 3,95 кг/т. Специализированные работы на берилл показали, что концентрация BeO варьирует от 0,02 до 0,2%. [S-46-I-VI, 1989, Беззубцев].

#### Литий

Пункт минерализации лития *грейзеновой формации* установлен в бассейне р. Коломейцева, выше устья р. Спокойной (I–3–4) в дайке гранит-порфиров

оленинского комплекса поздней перми среди окварцованных, бурошпатово измененных метапесчаников мининской свиты венда-нижнего кембрия с титан-магнетит-апатитовой минерализацией, залегающих несогласно на образованиях ленивенской серии венда. Содержание лития по данным ICP MS составляет 0,073%.

### Редкие земли (лантан-цериевая группа)

В юго-восточной части территории известны объекты комплексного флюорит-барит-редкоземельного оруденения, размещение и локализация которых определяется развитием тел малых интрузий сиенитов, щелочных и карбонатных метасоматитов, контролируемых региональными послескладчатыми позднетриасовыми разломами. Комплексное флюорит-барит-редкоземельное оруденение изучено в междуречье pp. Верхняя Таймыра и Фадьюкуда. Здесь установлена группа сближенных проявлений, ассоциирующих с Нижне-Кыйдинским, Верхне-Кыйдинским, Дикарабигайским массивами сиенитов. На площади известно 6 проявлений и 17 пунктов минерализации редких земель.

Выделяются две рудные формации – редкоземельно-редкометалльная карбонатитовая и редкоземельно-редкометалльная апогранитовая и щелочных метасоматитов.

К редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации относятся проявления оз. Лютые (III–3–8), Тальниковское II (IV–3–4), Кыйдинское (IV– 3–5), Кыйда (IV–3–3). Оруденение этого типа локализовано в телах карбонатных и сульфатно-галоидных метасоматитов (карбонатитов) озеротаймырского комплекса позднего триаса, тесно ассоциирующих с интрузиями сиенитов дикарабигайского комплекса среднего-позднего триаса. Для него характерны сложная морфология и внутреннее строение участков рудогенеза, резко изменчивые и нередко значительные размеры рудных тел (десятки, иногда сотни метров) и сложный минеральный состав при определяющей роли различных карбонатов, барита, гематита, магнетита, флюорита и варьирующих количеств фторкарбонатов редких земель. Оруденение этой формации имеет промышленное значение на редкие земли лантан-цериевой группы, уран и попутные – флюорит, барит.

Кыйдинское редкоземельное проявление расположено на правом берегу р.Кыйда в 4 км северо-западнее устья руч. Воспоминаний (IV–3–5). Бастнезит-флюорит-баритсодержащие кварц-карбонатные брекчии карбонатитов слагают тело сложной формы мощностью от 35 до 70 м и протяженностью 175 м на контакте массива сиенитов дикарабигайского комплекса. Химическим анализом бороздовых проб в рудоносных гематит-флюоритовых и порфировидных баритовых кварц-карбонатных брекчиях установлен лантан (0,22–0,94%), церий (0,6–2,8%), неодим (0,27–0,42%), празеодим (до 0,06%), уран (до 0,49%). Суммарное содержание редких земель достигает 5,38% [Ю. Е.Погребицкий, Н. К.Шануренко, С. А.Гулин, 1965]. В отдельных пробах встречается золото – до 2 г/т [Салманов, 1992]. Прогнозные ресурсы редких земель Кыйдинского проявления оценивались – от 60 до 200 тыс. т. [Н. К.Шануренко, А. П.Иванов, 1963, Н. К.Шануренко, Г. П.Явшиц, 1964]. Проявление Тальниковское II расположено в истоках р.Тальник (IV–3–4). Оруденение локализовано в карбонатитах озеротаймырского комплекса, слагающих тектонический блок в пределах площади неглубокого залегания сиенитов дикарабигайского комплекса. Рудное тело сложной формы мощностью от 12 до 35 м и протяженностью 210 м сложено интенсивно лимонитизированными бастнезит-флюорит-баритсодержащими кварц-карбонатными брекчиями с содержанием барита до 60–80%. По данным химического анализа, суммарное содержание редких земель цериевой группы достигает 2%, урана 0,536%,. Прогнозные ресурсы проявления редких земель оценивались – от 2 до 7 тыс. т. [Н. К.Шануренко, А. П.Иванов, 1963, Н. К.Шануренко, Г. П.Явшиц, 1964].

Проявление Кыйда (IV–3–3) расположено в верховьях одноименной реки и локализовано в крупном теле карбонатных пород размером 5х22 км и серии примыкающих мелких тел. Все они сложены средне-крупнозернистыми, преимущественно кальцитовыми метасоматитами, пространственно ассоциирующими с Верхне-Кыйдинским массивом сиенитов. Рудные метасоматиты развиты вблизи контактов с вмещающими терригенными породами и сиенитами. На одном участке площадью 0,4 х 0,1 км развита минерализация флюорита, барита, магнетита, гематита и фторкарбонатов редких земель (бастнезита, анкилита, паризита и др.). Встречаются апатит, пирит, марказит, сфалерит и акцессорные (урановая чернь, уранинит, кюрит) минералы. По данным бороздового и штуфного опробования отдельных участков содержания суммы редких земель достигают 4–6% (при рядовых 1–2%), флюорита до 20–30%, барита до 10–40%, гематита и магнетита (в сумме) до 30–40%.

К редкоземельно-редкометалльной апогранитовой и щелочных метасоматитов формации относятся проявления Снежное, Туманное. Оруденение локализовано в массивах сиенитов дикарабигайского комплекса и в приконтактовых зонах переработки пород.

Рудные тела этого типа выявлены в Нижне-Кыйдинском массиве сиенитов дикарабигайского комплекса. Они представлены небольшими по размерам магнетит-апатитовыми залежами и зонами сложной формы с расплывчатыми границами. Мощность тел варьирует от метров до десятков метров, протяженность – от десятков до первых сотен метров. Оруденение гнездововкрапленное, вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Рудная минеральная ассоциация включает магнетит, апатит, а также ортит, сфен, торит, фторкарбонаты и флюорит.

Проявление Снежное расположено на водоразделе рек Верх.Таймыра и Тальник в восточном эндоконтакте Кыйдинского массива сиенитов дикарабигайского комплекса (IV–3–17). Рудные тела сложены пиритом, пирротином, магнетитом, кальцитом и кварцем мощностью до 0,5 м, развитыми в сиенитах на площади 0,1 кв км. Суммарное содержание редких земель в рудах, по данным химического анализа, достигает 9%. Руды характеризуются высокими содержаниями урана (до 1,9%) и тория (до 0,1%). Радиоактивные элементы связаны в браннерите, торите, уранините и ортите, меньше – в сфене и редкоземельных карбонатах. Редкие земли локализуются в ортите, сфене, браннерите, анкилите, паризите.

Проявление Туманное (IV-3-13) расположено на водоразделе рек Верх. Таймыра и Тальник в северном контакте Нижне-Кыйдинского массива сиенитов дикарабигайского комплекса с вмешающими базальтами. Поверхностными горными выработками в кварц-альбитовых метасоматитах по субщелочным габбро первой фазы и вмещающим базальтам вскрыты мелкие тела (мощностью до 1 м, протяженностью – десятки метров) сложной формы существенно апатит-ортит-пирит-магнетитового состава с аномальными концентрациями урана, тория, редкоземельных элементов. В зоне гипергенеза над отдельными телами развиты фиброферрит-мелантеритовые шляпы мощностью до нескольких метров. Радиоактивные и редкоземельные элементы связаны в ортите, браннерите, урановой черни, торите, монаците, сфене, частично в флюорите и апатите. Природа редкоземельного оруденения лантанцериевая, содержание суммы редких земель, по данным химического анализа, 3-6% при небольшом количестве тяжелых лантаноидов. В рудах содержатся 0.49%) 0,97%), 3–5 торий (до И уран (до апатит ло 15 - 25%[Ю. Е.Погребицкий, Н. К.Шануренко, С. А.Гулин, 1965, Салманов, 1992].

В гнейсах и кристаллосланцах гнейсового массива, тревожнинского и медвежинского метаморфических комплексов и ленивенско-толевского мигматит-гранитового комплекса среднего-позднего карбона установлены мелкие пункты минерализации редких земель в формации бериллредкометалльных пегматитов. На мысе Триангуляционном отмечен ортит, а на мысе Штеллинга (I-1-1) в пегматитовой жиле обнаружен уранинит совместно с пирротином и халькопиритом. Содержание урана до 0,3%. Пункты минерализации на мысе Каминского (I-1-9, I-1-10), левобережье р. Каменной (I-1-11), нижнего течения р. Толевой (I-2-5), притока р. Каменной (I-2-15), нижнего течения Малой Толевой (І-2-21), водоразделе рр. Толевой и Сиреневой (I-2-25), междуречье pp. Каменной и Толевой (I-2-27), водораздел рек Толевой и Мал Толевой (I-2-38), правобережье среднего течения р. Мал. Толевой (І-2-30), левобережье верхнего течения р. Коломейцева (І-2-34) характеризуются иттрий-лантан-цериевой ассоциацией. Рудные минералы представлены ортитом и малаконом, которые наблюдаются в виде отдельных кристаллов и редкой вкрапленности. Содержание лантана и церия по данным спектрального анализа – 0,1–1,0%, иттрия – до 0,03%. Реже эта минерализация встречается в кварцевых жилах – в истоках левого притока р. Сиреневой (I-2-23), левобережье верхнего течения р. Коломейцева (I-2-39). [S-46-I-VI,1989, Беззубцев].

### БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### Золото, мышьяк

Основные проявления золота золото-сульфидной (мышьяковой) формации, имеющие практическое значение, сосредоточены в двух зонах малого месторождения мышьяка и ртути Извилистое (III–2–14,III–2–15), в котором при дальнейших работах было установлено золото. В бассейне р. Ленивая и руч. Прозрачный выявлено три проявления золота золото-сульфидной формации (III–1–11,12, III–2–16), среднем течении р. Хрустальная – три пункта минерализации золота (III–2–21,22,23).

Месторождение Извилистое (III–2–14, III–2–15) находится на правобережье р. Тареи, в междуречье Извилистой и руч. Птенцового. Месторождение приурочено к северо-западному крылу брахиантиклинальной складки вблизи ее юго-западного переклинального замыкания. На месторождении выделяются два участка – Западный и Восточный с комплексным золото-мышьяковортутно-сурьмяным оруденением.

На месторождении Извилистое, Восточном участке (III-2-14) проанализировано 1800 керновых и по двум участкам – 1100 штуфных проб. В 900 пробах содержание золота изменяется от следов – до 40,5 г/т, из них в 10 пробах - более 10 г/т, в 50 пробах - от 1 до 10 г/т, в 450 пробах - 0,08-1 г/т. Содержание серебра составляет – 0,15–0,30 г/т, вольфрама – 0,015–0,02%. [В. В.Беззубцев, 1979, В. Д.Пономарев, и др. 1982]. Золоторудные тела по данным бурения имеют форму пластовых залежей, контролируемых пересечением разломов северо-восточного простирания с благоприятными стратиграфическими горизонтами. В поперечном сечении залежи характеризуются максимальной мощностью вблизи разломов, по мере удаления от разломов мощность залежей уменьшается. Рудные тела представляют собою зоны изменения флюорит-анкерит-кальцит-кварцевого состава с аурипигментом, реальгаром, антимонитом и киноварью мощностью до 30 м, протяженностью до 1100 м в сланцах и известняках нижнего-среднего ордовика. Выделяются рудоносные горизонты, приуроченные к крутопадающим линейным зонам интенсивного дробления, трещиноватости и гидротермальных преобразований, которые сопровождаются дайками граносиенитов, гранит-порфиров, лампрофиров верхнетарейского, интрузиями тарейского умереннощелочного комплексов среднего-позднего триаса. Литолого-стратиграфический контроль оруденения выражается в приуроченности залежи к углеродистым (Сорг. до 5%) алевроаргиллитам нижнего-среднего ордовика. Выявленная по буровым скважинам глубина развития оруденения не превышает 80-100 м. Содержание золота изменяется в пределах 1,0–30,0 г/т. При изучении аншлифов золотосодержащих пород с высоким его содержанием видимого золота не обнаружено. В монофракции пирита-арсенопирита содержание золота достигает 200 г/т, в антимоните – 800 г/т. Параметры золоторудных тел рудопроявления Извилистое приведены в таблице 8.5.

Таблица 8.5

№№ скв	Интервал опробования, м	Мощность золоторудного горизонта, м	Среднее содер- жание на гори- зонт, г/т	Произведение
2	8,5–31	22,5	0,60	13,5
3	20,5–55	34,5	1,65	56,925
6	61,8–70	8,2	5,20	41,0
8	0,5–8	7,5	8,77	65,775
Сумма 4 (л.I)		72,7		177,2
средние		18,2	2,43	
10 (л.ІІ)	43-51	8,0	11,2	89,6
Всего		80,7		266,8
Среднее по л.І-ІІ		16,1	3,31	

Параметры рудопроявления «Извилистое», Восточный участок (Ш–2–14) по данным колонкового бурения [В. В.Беззубцев, 1979, В. Д.Пономарев, и др. 1982]

Минеральный состав руд представлен реальгаром, аурипигментом, марказитом, сфалеритом, киноварью, халькопиритом, пирротином, блеклыми рудами, арсенопиритом. Содержание мышьяка достигает 35%. Скважины на ртуть опробовались в небольшом объеме (27 проб – химанализ), содержание ртути по месторождению установлены при штуфном и литогеохимическом опробовании (химический анализ) на поверхности. Среднее содержание (%): Hg = 0,0026, As = 2.9, Sb = 0.3. Мощность золоторудных тел в блоках подсчета изменяется от 7,5 м до 34,5 м, составляет в среднем 16,1 м при протяженности 600 м, ширине 65–240 м, глубина залегания от поверхности до 70 м. Среднее содержание золота по данным спектрозолотометрического анализа -3,31, по данным пробирного анализа – выше 5 г/т. На месторождении совмещены золото-сульфидная (золото-арсенопирит-пиритовый минеральный тип), мышьяковая реальгар-аурипигментовая и сурьмяно-ртутная формации с реальгаром и аурипигментом (кварц-реальгар-аурипигментовый минеральный тип). Процесс рудообразования многостадийный. Первая стадия, совпадаюобразованием сколовых трещин разрыва, золото-кварц-пиритшая с арсенопиритовая, вторая – золото-кварц-антимонитовая. В низкотемпературную более позднюю стадию формировались реальгар-кальцитовое и реальгар-киноварное оруденение. [В. Д.Пономарев, и др. 1982]. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$ золота Восточного участка составляют \_ 13.8 т [В. Ф.Проскурнин и др., 2008].

На Западном участке (III–2–15) канавами вскрыты два рудных тела мышьяковых руд мощностью до 3 м, вытянутых к северо-востоку вдоль линейной зоны разлома на 125 и 75м. Основными рудными минералами являются реальгар, аурипигмент, которые совместно с кварцем и кальцитом цементируют раздробленные и окварцованные известняки. Содержание мышьяка по первому рудному телу достигает 21,5%, по второму – 31,24%. Запасы мышьяка по категории  $C_2$  составляют 2348 т [О. С.Грум-Гржимайло, Е. Н.Алистар, 1954.]. Прогнозные ресурсы до глубины 100 м оцениваются в 50 тыс. т. [В. В.Беззубцев, 1985]. Содержание ртути меняется от 0,61 до 0,9%, сурьмы

от следов – до 1,4%. Запасы ртути по категории С<sub>2</sub> составляют – 58,18 т, прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> до глубины 100 м – 1300 т. [О. С.Грум-Гржимайло, Е. Н.Алистар, 1954, Л. К.Цывьян, 1972]. В штуфных пробах, отобранных с поверхности и отвалов горных выработок в мышьяковых рудах установлено повышенное содержание золота – более 1 г/т, в кварцевых прожилках среди черных сланцев – до 4 г/т. Пункты минерализации золотосульфидной (мышьяковой) формации развиты в среднем течении р. Хрустальной (III-2-21,22,23) в зоне дробления и окварцевания известняков толмачевской и мутнинской объединенных свит среднего-верхнего ордовика. В единичных пробах содержание золота составляет 0.5 г/т. На ручье Прозрачный (III–2–16) в мышьяковых реальгаровых рудах в известняках и черных сланцах толмачевской и мутнинской объединенных свит содержание золота составляет 2,0-4,04 г, мышьяка - 6,8-12%. Проявления руч. Рудный (III-1-11,12) расположены на р. Ленивой в 13 км выше устья р. Илистая. В зоне дробления мощностью 10-20 м в окварцованных брекчированных карбонатных породах усть-пясинской свиты верхнего силура-среднего девона наблюдаются брекчированные жилы мощностью 0,2–1,0 м, длиной 25 м, выполненные крупнокристаллическим реальгар-аурипигментом до 10-70%. Содержание золота до 1 г/т.

В проявлении ртути, мышьяка, сурьмы – Узкое (IV–1–9) установлено золото с содержанием в ртутных рудах до 0,36 г/т, в сурьмяно-ртутных до 1,7 г/т, в мышьяковых до 4,7 г/т.

#### Золото

На площади листа известно 6 проявлений, из них – 2 россыпных, 21 пункт минерализации, шлиховой ореол и 2 шлиховых потока золота не имеющие практического значения. Выделяются 4 формации рудного золота – золотосульфидная (рассмотрена в разделе «золото, мышьяк») золото-кварцевая малосульфидная, золото-сульфидно-кварцевая в вулканогенных и плутоногенных породах, золото-сульфидно-кварцевая в терригенных породах.

Проявление золото-кварцевой формации Верхнешренковское (II–2–12) расположено в верховьях р. Шренк и локализовано в кварцевой жиле мощностью от 0,2–0,5 м до 1,0 м прослеженной длиной более 100 м. Вмещающими породами являются кварц-серицит-хлоритовые сланцы угрюминской толщи верхнего рифея. В гнездах сульфидов (халькопирит, пирит и галенит) размером до 10 см выявленные содержания золота по штуфным пробам варьируют от 0,2 до 1,0 г/т, достигая в одной пробе 2,4 г/т, меди – 0,2–0,5%. [S–46-IX,X – Беззубцев, 1998].

Пункты минерализации золота *золото-кварцевой формации* в маломощных кварцевых жилах (0,1–0,2 м) локализованы в угрюминской толще (II–2– 5), сланцевой толще нижнего-среднего рифея (II–3–1,4), мининской свите венда-нижнего кембрия (I–3–1). Вкрапленная сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, малахитом с содержанием золота – 1– 3 г/т. Более высокое содержание золота – до 10 г/т по данным спектрозолотометрического анализа встречено в кварцевых жилах среди туфов угрюминской толщи в верховье р. Ожидания (II–2–7). Проявление золото-сульфидно-кварцевой формации в терригенных пороdax Верное (IV-3-20) расположено в истоках одноименного ручья. Золотосульфидное медно-колчеданное оруденение приурочено к кварц-сидеритовой жиле мощностью от 0,3 до 1,1 м в аргиллитах черноярской свиты верхней перми. Рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом. Полуколичественным спектральным анализом установлено содержание меди – 1,5%, никеля – 0,043%, кобальта – 0,47%, мышьяка – 0,06% и серебра – от 0,35 до 25,5 г/т. Спектрозолотометрическим анализом выявлено содержание золота от 0,08 до 8,1 г/т [Салманов А. П., Канунников В. А., Сальников В. А., 1992].

Кварцевожильные проявления в районе залива Вальтера (I–3–1) представлены тремя геохимическими типами: полиметалльным (проявления золотокварцевой формации), висмут-полиметалльным и мышьяк-полиметалльным (проявления золото-сульфидно-кварцевой формации в терригенных породах). В зоне пиритизированных углеродистых сланцев мининской свиты венданжнего кембрия и ленивенской серии венда на участке длиной около 12 км выявлено до 40 кварцевых жил, из которых в шести жилах содержание золота превышает 1,0 г/т. Максимальные концентрации золота 30 и 60 г/т приурочены к участкам кварцевых жил, обогащенных пиритом, реже халькопиритом. При минераграфическом изучении обнаружены галенит, сфалерит, висмутин, свинцово-висмутовый сульфотеллурид, самородные висмут и золото [Васильев, 1985, 1989].

Проявление золото-сульфидно-кварцевой формации в вулканогенных и плутоногенных породах р. Мамонта (II–3–14) расположено в 3–4 км выше устья р. Левый Мамонт. В русле реки обнаружены выходы пород мамонтовской толщи верхнего рифея, пересеченных многочисленными сульфиднокварцевыми прожилками мощностью 0,1–0,3 м и видимой длиной до 10 м. Содержание сульфидов составляет 1–5%. Они представлены халькопиритом, пиритом, изредка галенитом. В субмикроскопических выделениях встречается самородное золото. Содержание золота в отдельных пробах достигает 1– 5 г/т, меди 0,5–2% [Васильев 1984, 1985, 1986].

Пункты минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации в вулканогенных и плутоногенных породах локализуются в пределах антиклинали р. Угрюмой в образованиях липарит-дацит-андезитовой формации угрюминской толщи верхнего рифея. Оруденение установлено в бассейнах руч. Дивного и р. Каменистой по элювиально-делювиальным развалам в кварцевых жилах (II–1–7, II–1–8) и в единичных обломках окварцованных гравелитов (II–1–9). Рудная минерализация гнездово-вкрапленного и прожилкововкрапленного типов представлена халькопиритом, галенитом, сфалеритом, реже – флюоритом, гематитом, блеклыми рудами. Содержание компонентов по данным спектрального анализа: Cu – 0,3%, Zn – 0,5%, Pb – 0,6%, Ag – 10 г/т, Au (по данным золотоспектрометрии) – 0,2–0,5 г/т.

Золото как попутный компонент встречается в медно-колчеданных проявлениях с содержанием до 2,13 г/т (III–3–5), медно-никелевых проявлениях с содержанием – 0,88 г/т (III–3–7), медно-никелевых рудах Дюмталейской интрузии при среднем 0,05 г/т на мощность 35,3 м (IV–3–30, 37, 35,V–2–1), свинцово-цинковом проявлении – до 0,8 г/т (III–3–12).

По р. Мамонт ниже слияния с Правым Мамонта выявлены верхненеоплейстоцен-голоценовые россыпные проявления золота на протяжении 20 км, с длиной элементарных россыпей 9 км (II–3–13), ниже слияния с р. Левый Мамонта – 11 км (II–3–15). Содержание золота в отдельных пробах русловопойменного аллювия с поверхности по простиранию россыпей вниз по течению составляет 2,2; 69,6; 3,9–4,3; 13,4–21,5; 1,16 г/м<sup>3</sup>. Золотины россыпепроявления мелкие, пластинчатые (около 70%). Зерна размером более 1 мм (максимально 5,2 мм) составляют не более 4%. Пробность золота 919–948 [Васильев 1984, 1985, 1986, 1989].

## Серебро

На территории листа известен 1 пункт минерализации серебра и 1 гидрохимический ореол. Пункт минерализации серебра выявлен в северной части оз. Сожаления (III–1–13). В зоне окварцевания доломитов колосовской свиты верхнего рифея отмечены блеклые руды, в которых содержание серебра составляет до 100 г/т. В медно-колчеданных с блеклыми рудами проявлениях постоянно отмечается повышенное содержание серебра до 620 г/т (Горбатское III–3–5), Рудное (IV–3–1) – 60 г/т. В проявлении свинца и цинка Бирюзовское (III–3–12) содержание серебра – до 65 г/т.

#### Платина и платиноиды

Платина и другие платиноиды встречаются совместно в проявлениях сульфидных медно-никелевых руд, в основном в Дюмталейской интрузии дюмталейского умереннощелочного шрисгеймит феррогаббродолеритового комплекса среднего-позднего триаса, вскрытых поисковыми скважинами (IV-3-30,35,37, V-2-1). Средняя мощность горизонта сульфидных руд составляет 35,3 м, содержание суммы платиноидов – 0,56 г/т, отношение Pd/Pt – 1,77. Сумма платиновых металлов варьирует от 0,4 до 0,8 (иногда 1,6) г/т, в том числе (в г/т) платины от 0,2 до 0,76, палладия от 0,2 до 0,8, родия -0,02, иридия – до 0,05, рутения – до 0,09, осмия – до 0,035. Платина и палладий концентрируются в минералах – сперрилите, фрудите, соединениях системы Pd-Sb-Bi-Te и Pd-As-Sb. Присутствуют родий, иридий, рутений и осмий. Прогнозные ресурсы Дюмталейской интрузии суммы платиноидов категории P<sub>2</sub> – 670 т, категории P<sub>3</sub> – 605 т [Кокорин, 1998,2002]. В проявлении хромплатинометалльной ультрамафитовой формации ожиданьинского комплекса позднего рифея (II-2-10) содержание палладия – до 0,30 г/т, платины – до 0,18 г/т, золота – до 0,27 г/т. Незначительные проявления благородных металлов установлены – в габбродолеритах быррангского комплекса раннего триаса медно-никелевого проявления р. Останцовая (III-3-7) – платины – 0,33 г/т, палладия- 0,38 г/т, золота - 0,88 г/т, левлинского комплекса раннего триаса – Тальниковское I (IV-3-8) – сумма платиноидов до 2,4 г/т.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

#### Уран, торий

Известно 4 проявления урана и тория, имеющих промышленное значение в комплексных *редкоземельно-редкометалльных* рудах и 2 пункта минерализации урана и 2 тория *урановой березитовой формации* не имеющих практического значения. Уран как попутный компонент встречается в проявлениях редких земель (IV-3-4, IV-3-5, IV-3-13, IV-3-17), где его содержание изменяется от 0,06 до 1,9%, в основном составляет 0,1-0,5%. Торий в редкоземельных рудах встречается реже, его содержание достигает 0,1-0,49%. Редкие земли, уран, торий отмечаются в форме ортита, браннерита, бастнезита. Уран и торий в рудах присутствуют также в виде примеси в минералах, реже образуют собственные минералы – урановую чернь, ураноталлит, настуран, уранофан, кюрит.

Пункт минерализации урановой березитовой формации установлен на р. Ориентирная (I–1–19) в мигматизированных гранитах ленивенскотоллевского комплекса среднего-позднего карбона, где содержание урана составляет 39 г/т. На правобережье среднего течения р. Каменной (I–2–29) уран (до 0,17%) содержится в редкометалльных пегматитах среди мигматитгранитов ленивенско-толлевского комплекса. Повышенное содержание тория 34 г/т выявлено в монцодиоритах верхнешренковского комплекса позднего рифея на правобережье р. Каменистой (II–3–6). На р. Мамонта выше устья р. Каменистой (II–3–11) повышенное содержание тория – 32 г/т и циркония 0,16% выявлено в графит-цоизитовых сланцах сланцевой толщи нижнегосреднего рифея.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### Химическое сырье

#### Пирит

Пункт минерализации пирита II–2–18 расположен в верхнем течении р.Обратная и приурочен к карбонатным отложениям нерасчленных нижнеостанцовской свиты, гравийнореченской и устремленновской толщи нижнего-кебрия-нижнего ордовика. Колчеданная минерализация представлена сплошными массами пирита, слагающими зону субширотного простирания, размером 30х300 м. Кроме железа и серы в руде отмечается цинк до 0,4% по данным спектрального анализа.

#### Флюорит

На территории листа известно 1 проявление и 10 пунктов минерализации флюорита флюоритовой карбонатной и флюорит-кварцевой аргиллизитовой формации. Минеральные ассоциации флюоритового оруденения: карбонатнофлюоритовая, полиметаллически-флюоритовая, редкоземельно-флюоритовая, реальгар-флюоритовая. Флюорит имеет промышленное значение в качестве попутного компонента в редкоземельно-флюоритовой ассоциации проявлений уран-редкоземельных карбонатитов озеротаймырского комплекса позднего триаса.

В пределах площади листа выявлено Десуанское проявление флюорита флюоритовой карбонатной формации (IV–3–32) и многочисленные пункты минерализации в бассейнах рек Буотанкага, Левли, Останцовая, Фадьюкуда, Тальник, Кыйда, Десуа.

Десуанское проявление флюорита расположено на р.Десуа в 3 км выше слияния ее с р.Дептумала (IV–3–32). В пределах площади неглубокого залегания сиенитов дикарабигайского комплекса среднего-позднего триаса в песчаниках и алевролитах черноярской свиты верхней перми установлены две флюорит-сидерит-кальцитовые жилы мощностью до 0,7 м и протяженностью до 150 м. Содержание CaF<sub>2</sub> в жилах колеблется от 3,51% до 86,98%. Прогнозные ресурсы (P<sub>3</sub>) по выявленным телам составляют 25 тыс. т. флюорита [A. B.Тарасов, 1989].

Большинство пунктов минерализации флюорита флюоритовой карбонатной формации расположено в карбонатных породах-карбонатитах, выведенных в виде инъекционных тектонических блоков среди терригенных пермских пород. Флюорит в мраморизованных кальцитовых карбонатитах присутствует в виде вкрапленности 5% от массы породы, реже до 40% (оз. Бирюзовые III-3-10). В ассоциации с флюоритом отмечены барит, сидерит, кварц, гематит, магнетит, фторкарбонаты редких земель. Флюорит обычно мелкозернистый, темноокрашенный иногда зональный, часто с повышенным содержанием иттрия. Флюоритовая минерализация связана с комплексным оруденением редкоземельной рудной формации в карбонатитах (проявление Тальниковское II (IV-3-4), Кыйдинское (IV-3-5), Снежное (IV-3-17). Все известные редкоземельные проявления характеризуются значительным количеством флюорита в рудах, часто он составляет 30% от массы руды. Прогнозные ресурсы флюорита на проявлениях редких земель составляют десятки тыс. т. [А. П.Салманов и др., 1992.]. Пункты минерализации флюоритовой карбонатной формации отмечаются в проявлениях с полиметаллической минерализацией в бассейне р. Обратной (ІІ–2–20), с реальгар-аурипигментной – на руч. Рудном (III–1–12).

Пункт минерализации флюорита *флюорит-кварцевой аргиллизитовой формации* выявлен в бассейне р. Куропаточьей (I–3–8,9), где флюоритовая минерализация локализуется в эндоконтактовой зоне штока монцонитграносиенитового беспамятниковского комплекса среднего-позднего триаса. Темно-фиолетовый флюорит образует мелкую вкрапленность в сиенитах с повышенной ториевой радиоактивностью (до 140 мкР-час). В верхнем течении р. Шренк флюорит установлен в виде неравномерной вкрапленности в вулканогенных образованиях угрюминской толщи (II–2–3,6,8).

### Барит

На площади известно 5 пунктов минерализации барита *баритовой жильной формации*, которые располагаются на Пясинско-Фаддевской геологической площади (Ш–1–1,3,5,7,9). Пункты минерализации барита размещаются в отложениях усть-пясинской свиты верхнего силура-среднего девона, где ба-

17

рит образует гнезда, жилы, межпластовые прослои, а также выполняет роль цемента в брекчиях.

На руч. Упрямом (III–1–7) в отложениях усть-пясинской свиты в 10метровом интервале установлено 3 согласных прослоя барита мощностью 3– 5 см и одного до 30 см, прослеженных по простиранию на 20–50 м. Барит представлен мелкозернистым агрегатом, а в участках интенсивного брекчирования во вмещающих кремнистых сланцах – гнездообразными скоплениями игольчато-шестоватых агрегатов. Содержание ВаО изменяется от 34,3 до 59,9% по 4 пробам.

## КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

### Пегматит керамический

Два проявления формации керамических пегматитов выявлены в северной части территории в породах тревожнинского метаморфического комплекса верхнего рифея-венда и ленивенско-толевского мигматит-гранитового комплекса среднего-позднего карбона. Пегматиты сконцентрированы в центральной части гнейсового массива и приурочены к низам гнейсового комплекса, располагаются в зоне силлиманит-альмандиновой и силлиманитальмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. В верховьях рек Каменистой и Толевой установлены проявления мусковитсодержащих керамических пегматитов (I–2–18), развитых на площади около 400 км<sup>2</sup>. Другое проявление находится в верховьях р. Толевая (I–2–6) где на площади около 100 км<sup>2</sup> установлено более 2000 тел протяженностью до первых сотен метров и мощностью 1–30 м. В составе жил доминирует ортоклаз и микроклин (15– 20%), плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит.

По заключению ГИК [Ю. И.Захаров, 1974], микроклин и микроклинпертиты относятся к высококачественному керамическому сырью, отвечающему ГОСТу 7030–67 и могут поступать в дальнейшую переработку без дополнительного обогащения. Сырье в настоящее время не востребовано.

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

### Мусковит

На площади листа имеется два проявления и двадцать пять пунктов минерализации мусковита в настоящее время не имеющие практического значения. Слюдоносность района связана с телами *мусковитоносных пегматитов*, которые ассоциируют с биотитовыми мусковитизированными гранитами ленивенско-толевского комплекса, и гнейсами тревожнинского метаморфического комплекса. Выделяется два типа мусковитоносных пегматитов – магматогенный и более продуктивный – метаморфогенный. Наибольшая плотность мусковитовых пегматитов установлена в верховьях рек Каменная и Толевая (I–2–18) и в нижнем течении р. Толевая (I–2–6). Ослюденение в жилах зональное, участковое, гнездовое, кустовое и представлено кварц-
мусковитовым комплексом в сочетании с пегматоидным (12–15%) и трещинным (25–30%). Длина слюдоносных зон обычно более 50 м, при видимой мощности 3–12 м. [S–46-I-VI, 1989, Беззубцев].

Каменско-Толевское проявление мусковита (I–1–16, I–1–17, I–1–20, I–2–8, I–2–18, I–2–22, I–2–36) занимает площадь 400 км<sup>2</sup>, на которой выявлено более 2000 пегматитовых тел, с мусковитом – около 300. Содержание забойного сырца мусковита по данным 4 валовых проб объемом по 1–1,2 м<sup>3</sup> в зонах ослюденения с доминирующим кварц-мусковитовым комплексом колеблется от 67 до 113 кг/м<sup>3</sup>, с подчиненной ролью – 17–56 кг/м<sup>3</sup>. Средний выход полученных подборов составляет 6,5 % забойного сырца (номер мусковита 5–8).

Проявление (I–2–6) в нижнем течении р.Толевая представлено 1000 слюдоносными жилами на площади 100 км<sup>2</sup>, приуроченными к телам плагиоклазовых и микроклиновых керамических пегматитов. Среднее содержание забойного сырца составляет 5,9 кг/м<sup>3</sup>, количество колотой слюды 16,9% (номер мусковита 5–6 – 34,4%, 7–8 – 65,6%).

По заключению института «Гипрометаллнеруд» мусковит из района р. Каменной имеет большое количество дефектов (зажимы, волнистость, трещины, включения других минералов). По электрическим и механическим свойствам высококачественным является пегматоидный и трещинный мусковит, который может быть использован при производстве всех видов слюдяной изоляции на основе материалов мелких размеров (№ 6–9). Мусковит кварц-мусковитового комплекса в целом пригоден для производства щипаной слюды. По данным технологических исследований определен выход забойного сырца 18 кг/м<sup>3</sup>, разборного мусковита от забойного 67%, колотого от разборного 15,9%. Средняя крупность слюды 7,63 см<sup>2</sup>, при средневзвешенной сортности 2,65.

## Графит

В пределах листа выявлено малое месторождение графита – Сэрэгэн (IV-1-11) и три пункта минерализации. Месторождение графита связано с метаморфическим преобразованием каменных углей. Формация - графитовая метаморфизованных каменных углей. Пункты минерализации графита относятся к графитовой метаморфической формации. Наиболее мощные залежи графита установлены на месторождении Сэрэгэн (IV-1-11), расположенном на водоразделе рр. Первомайского и Десуа. Здесь в отложениях убойнинской свиты нижней перми скважинами вскрыты 6 пластов графита мощностью от 0,3 до 3,3 м, иногда с прослоями углистых аргиллитов. Графиты представлены скрытокристаллическими, плотнокристаллическими и чешуйчатыми разностями. Содержание углерода составляет 95-98%, серы - 0,01-1,07%, зольность варьирует от 4,8 до 37,8 %, выход летучих – 0,88–5,40%. По заключению ЦЛ ПГО "Уралгеология" графиты месторождеия Сэрэгэн соответствуют марке тигельного графита (ГТ1 ГОСТ 4596–75) и марке кристаллического литейного графита (ГЛ1 ГОСТ 4596–75). По результатам технологических испытаний графиты могут быть рекомендованы для использования в промышленности без обогащения. Запасы и прогнозные ресурсы графитов месторождения Сэрэгэн согласно протоколу ТКЗ Таймыргеолкома от 27.12.1995 года составляют по категориям:  $C_2 - 5158,1$  тыс.т,  $P_1 - 132750,2$  тыс. т. Ресурсы категории  $P_2$  оценены в 185415,4 тыс. т. [Гирн, 1995, Романов ГГК–200, S–46-XIX-XX, 1998].

Графитовая метаморфическая формация. Графит является породообразующим минералом в гранито-гнейсовом тревожнинском метаморфическом комплексе, где он встречается в виде отдельных чешуек и агрегатов размером 3–5 мм<sup>2</sup>. Пункты минерализации в нижнем течении р. Гранатовой (I–1–12), в бассейне р. Толевой (I–2–40) приурочены к графитсодержащим плагиогнейсам. Содержание графита колеблется в пределах 10–15% от массы породы. Зоны, обогащенные графитом по мощности не превышают 1,5 м, при протяженности первые десятки метров. Реже графит встречается в тектонических трещинах, секущих тела пегматитов (I–1–7) в виде линз мощностью до 10 см, протяженностью – первые метры. [S–46-I-VI, 1989, Беззубцев].

#### ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ, ПОДЕЛОЧНОЕ СЫРЬЕ

#### Алмазы

Пункты минерализации алмазов были установлены при АФГК–200 [В. С.Скундин, 1976] в долине правого притока р. Верхняя Таймыра на восточном склоне г. Устье Дептумалы (сопка Банато), где канавами вскрыты три дайки альнеитов мооровского комплекса среднего-позднего триаса. Исследованием проб из даек методом термохимического разложения с последующим выщелачиванием кислотами в двух из них выявлено по одному зерну алмаза (V–3–1, V–3–2). В пробе из первой дайки алмаз представлен гексагональным кристаллом желтого цвета с матированной поверхностью, размером 0,15 мм, весом 0,03 мг, в пробе из второй дайки – осколком неправильной формы, желтого цвета, размером 0,125 мм, весом 0,05 мг. Оба зерна люминисцируют в желто-коричневых тонах. При проведении геологосъемочных работ 1:200000 масштаба из даек альнеитов отобраны мелкообъемные пробы  $(0,5 \text{ м}^3)$  и шлихи из дренирующих дайки водотока. В пробах алмазов не обнаружено [Падерин, лист S–46-XXIX-XXX, 1999].

#### Коллекционные материалы

На рассматриваемой территории выявлены пять проявлений коллекционных материалов двух формаций: камнесамоцветная пегматитовая и камнесамоцветная гидротермально-метасоматическая апоультрамафическая. Проявления пригодны для старательской отработки.

Проявления камнесамоцветных пегматитов высокого класса отмечены в пегматитах нижнего течения р. Гранатовой – г. Оленей (I–1–13,14,15). Проявления занимают площадь 1,5х0,5 км, на которой обнажается до 100 останцов пегматитов размером от 1 до 300 м<sup>2</sup>. Пегматиты представлены полевым шпатом белого цвета, дымчатым кварцем, письменным гранитом, которые относятся к первому классу поделочных камней. Письменный гранит имеет локальное распространение в бассейне р. Толевой – 50 м<sup>2</sup>, где слагает эндоконтактовую часть пегматитов. [S–46-I-VI, 1989, Беззубцев].

Проявления серпентинитов, относящиеся ко второму классу поделочных камней установлены в районе г. Кабачковая (III–2–4,5). Серпентиниты по гипербазитам москвичевского комплекса позднего рифея встречаются в развалах овальной формы на площади 100 м<sup>2</sup>. Серпентиниты светло-зеленые, зеленые массивные с редкими брекчиевидными включениями. [S–46-XV,XVI, Беззубцев, 1998].

#### Строительные материалы

На территории южной части листа, в пределах Северо-Сибирской низменности, имеются большие ресурсы строительных материалов, связанных с кайнозойскими и четвертичными отложениями. Среди них выделяются глинистые и обломочные породы.

#### Глинистые породы

Среди глинистых пород описаны глины и суглинки керамзитовые и глины для цементного производства.

Глины керамзитовые описаны при проведении АФГК-200 [Николаев и др., 1976] и ГГС-200 [Падерин, 1997 лист S-46-XXI-XXII, лист S-46-XXVII-XXVIII, 1999, Романов, 1998, лист S-46-XIX-XX]. Они локализованы в разрезах морских, озерных и озерно-аллювиальных отложений каргинскогосартанского возраста. Малые месторождения глин зафиксированы в нижнем течении р. Янгола (VI-1-1, VI-2-1), гле мошность глин меняется от 4 до 22 м, а также на р. Дюрасиму вблизи ее устья (IV-1-17). В последнем изучены параметры и свойства глинистого пласта [Романов 1998, лист S-46-XIX-XX]. Мощность продуктивного горизонта 5–15 м, протяженность превышает 8 км. Мощность песчаной вскрыши изменяется от 0 до 10 м. По данным литологического анализа 20 проб глин, выход глинистой фракции 90–99,9%. По составу глины монтмориллонитовые, с примесью каолинита, гидрослюд, хлорита, органического вещества и карбоната. Глины имеют коэффициент вспучивания в чистом виде 5.49, с добавкой – 6.29, объемный вес гранул –  $0.26 \text{ г/см}^3$  и  $0.25 \text{ г/см}^3$  соответственно, интервал вспучивания – 91°C и 94°C. Глины соответствуют требованиям ТУ 210284739-12-90 "Сырье глинистое для производства керамзита".

Малые месторождения глин для цементного производства выявлены в муруктинских озерно-ледниковых образованиях в среднем течении р. Аятари вблизи устья р.Лянсалебигай и в районе оз. Сатудатурку (IV-2–17, IV-2–16), а также в морских казанцевских отложениях в среднем течении р. Луктах (V-2–17). На р. Аятари протяженность выхода глин в бортах долины на обоих участках составляет 4 км, а мощность от 3 до 18 м. Глины на р Луктах прослежены более чем на 3 км при их мощности до 13 м. Выход глинистой фракции 92–98%, по составу они представляют собой тонкодисперсную смесь каолинита, гидрослюды и монтмориллонита. Физические характеристики глин таковы: число пластичности –35,4%, влажность на границе текучести – 71,7%, влажность на границе раскатывания – 36,3%, плотность по методу режущего кольца – 2174 кг/м<sup>3</sup> (испытания проведены в Центральной строительной лаборатории Норильского горно-металлургического комбината). При таких характеристиках глины могут применяться в качестве составляющей глинобетона для устройства глиняного замка [Падерин, лист S–46-XXI-XXII, 1997, лист S–46-XXVII-XXVIII, 1999].

#### Обломочные породы

Обломочные породы, пригодные для строительных целей, широко представлены в различных генетических типах кайнозойских и четвертичных образований района.

Гравийно-галечный материал для целей дорожного строительства может быть использован из голоценовых аллювиальных и сартанских флювиогляциальных образований [Падерин, лист S-46-XXI-XXII, 1997, лист S-46-XXIII-XXIV, 1997, Романов, лист S-46-XIX,XX, 1998]. Залежи голоценовых гравийно-галечных аллювиальных отложений отмечены в средних течениях рр. Тарея (IV-1-3,10) и верховье р. Аятари (IV-2-13), в низовьях рр. Кыйда (IV-3-24) и В.Таймыра, выше устья Кыйда (IV-3-25). Ресурсы материала, исходя из средней мощности аллювия 5 м, колеблются от 50 до 100 млн. м<sup>3</sup>. Сартанские гравийно-галечные образования флювиогляциальных террас выявлены на в устье р.Синедабигай (IV-2-3), верховье р. Аятари (IV-2-10), Верх. Таймыра (IV-3-21), нижнее течении р. Чум (IV-3-22). На последних двух участках ресурсы гравийно-галечного материала по категории Р<sub>3</sub> составляют 4.9 млрд. м<sup>3</sup>и 365 млн. м<sup>3</sup> соответственно, на других участках они не превышают 6-8 млн. м<sup>3</sup> [Падерин, лист S-46-XXI-XXII, 1997, лист S-46-XXIII-XXIV, 1997]. Песчано-гравийно-галечные образования на этих участках могут использоваться в качестве заполнителей бетона, балласта и в других строительных целях.

Песок формовочный, преимущественно кварцевого состава, встречен в долине р. Пясина в муруктинских флювиогляциальных (V–1–2) и морских каргинских (VI–1–2) отложениях [Николаев и др., 1976]. Его технические свойства для использования в качестве формовочного материала нуждаются в дополнительных испытаниях.

**Песок строительный** выявлен в широком спектре генетических типов кайнозойских и четвертичных отложений. Выходы песчаных пород отмечены в аллювии второй надпойменной террасы в среднем течении р. Аятари (IV-2–18,19), в озерно-ледниковых муруктинских отложениях на р. Колоу (IV-3–33). Наиболее обширные ареалы развития песков выявлены в среднем течении р. Луктах и бассейне ее притока р. Тэнкэн, р. Толбы в аллювиальных палеоген-миоценовых (V-2–6,10,11,13,14,16,19,20; V-3–3) и рр. Луктах, Камкарахай, Дакинкита в морских плиоцен-нижненеоплейстоценовых (V-2–18,22) образованиях, флювиогляциальных муруктинских (V-2–7) морских каргинских (V-2–9) осадках. Изучение физико-механических свойств песков в Центральной строительной лаборатории ПСМО "Норильскстрой" Норильского комбината показало, что пески могут быть использованы в качестве заполнителей для строительных растворов; заполнителей и корректирующей добавки в бетоны; устройства дорожных одежд, заполнителей для штукатурного рас-

твора (только после специальных испытаний) [Падерин, лист S-46-XXVII-XXVIII, 1999].

## ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### Гипс, ангидрит

Проявление гипса и ангидрита сульфатно-карбонатной формации приурочены к карбонатным отложениям тарейской, песчанинской и валентиновской объединенным свитам нижнего-верхнего девона в среднем течении р. Тарея (IV–1–18). В береговом уступе реки залегает залежь гипса и ангидрита мощностью 8–12 м и протяженностью 800 м, площадь выхода на поверхности 1,0 км<sup>2</sup>. Гипс и ангидрит разнозернистые от тонко- до крупнокристаллических. Химический состав (%): SiO<sub>2</sub> – 0,004–0,046, TiO<sub>2</sub> – 0,0016–0,002, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,02–0,06, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> общ. – 0,014, MnO – < 0,01, CaO – 40,75–40,89, MgO – 0,071– 0,077, Na<sub>2</sub>O – 0,041–0,043, K<sub>2</sub>O – 0,036, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,008, SO<sub>3</sub> – 55,38–55,61, CO<sub>2</sub> – 0,068–0,67, S – 22,15–22,34, H<sub>2</sub>O гигр. – 0,21–0,63. По химическому составу гипсовое сырье аналогично гипсам Охлебнинского месторождения (Уфимский район). Прогнозные ресурсы гипсов проявления по категории P<sub>3</sub> оцениваются в 20 млн. т. [А. П.Романов и др., 1998, ГГК–200, лист S–46-XIX,XX]. Промышленного значения не имеет.

# 9. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПА-ЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

S-46 Таймыро-Территория листа располагается в прелелах 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 Центрально-Таймырским швом на Предтаймырский передовой мегапрогиб на Таймырском основании и Хатангско-Ленский краевой мегапрогиб Сибирской платформы. Предтаймырский юрско-меловой передовой мегапрогиб, как структура обрамления герцинско-раннекиммерийского Таймырского основания причленяется к Западно-Сибирской эпигерцинской платформе.

9.1. Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования В пределах листа, в соответствии с металлогеническим и тектоническим районированием России, выделяются части Таймыро-Североземельской и Западно-Сибирской минерагенических провинций (МП), которые сформированы в течение пяти крупных минерагенических эпох (табл. 9.1): раннепротерозойской, рифейско-вендской, поздневендско-среднекаменноугольной, среднекаменноугольно-триасовой, юрско-кайнозойской.

Юрско-кайнозойской минерагенической эпохой сформированы наиболее крупные современные структуры: Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция, как основание молодой эпираннекиммерийской платформы с кайнозойской Центральнотаймырско-Североземельской золотороссыпной зоной: Усть-Енисейская буроугольно-нефтегазоносная минерагенической минерагеническая область (MO) Западно-Сибирской МΠ. Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция разделяется по среднекаменноугольно-триасовой эпохе на Карскую и Быррангскую минерагенические субпровинции. Первая характеризуется выходами докембрийских и нижнесреднепалеозойских структурно-вещественных комплексов (СВК) двух минерагенических зон (МЗ): Хутудинско-Большевистской, принадлежащей Северотаймыро-Североземельской складчатой системе Северо-Карского блока и Центрально-Таймырской – Таймырской складчатой системе северозападной окраины Восточно-Сибирского кратона. Быррангская минерагеническая субпровинция объединяет Диксоновско-Северобыррангскую и Озеротаймырско-Южнобыррангскую МЗ, отвечающие одноименным двум крупным раннекиммерийским зонам, слагаемым поздневендско-палеозойскими и раннемезозойскими СВК Таймырской складчатой системы. В соответствии с

геологическим районированием в течении минерагенических эпох формируются структурно-минерагенические области и зоны (СМО, СМЗ).

Таблица 9.1.

Эп	oxa		Ν	Линераге	нические г	ровинции (М	4Π), о	бласти (MO), зоны (M3)
Z	КZ этап	Центральнотаймырско-						Енисей-Хатангская СМЗ
CM -L	Ј-К этап		(	Северозем россып	иельская зо еносная С	олото- M3		Усть-Енисейская буроугольно- нефтегазоносная МО
0	Ŧ	ШМ	Кар субпро	оская Эвинция	Бырр субпр	ангская овинция		
C <sub>2</sub> .	- 1	мельская	горудная	ı M3	ая сурь- МЗ	лно- ЛЗ	оская МП	
V <sub>2</sub> -	C <sub>2</sub>	Таймыро-Северозе	Большевистская молибден-золот M3	аймырская медно-золоторудная	Диксоновско-Северобыррангска мяно-ртутно-золоторудная	Озеротаймырско- Южнобыррангская мел полиметаллическая М	Западно-Сибир	
			-инско-	рально-Т				
PR <sub>1</sub>	-V <sub>1</sub>		Хуту	Цент				

# Минерагенические провинции, области (зоны) листа S-46

# 9.1.1. Раннепротерозойская минерагеническая эпоха

В раннепротерозойскую минерагеническую эпоху вся территория листа к югу от Главного Таймырского разлома входила в состав Северо-Азиатского кратона с глыбово-складчатой структурой сложенной мраморгранитогнейсовым комплексом. В Шренк-Фаддеевской СМО среди рифейско-вендских образований выделяется Шренковский выступ диафторирован-Шренковского метаморфического эклогит-амфиболитных пород плагиогнейсового комплекса. являющихся отголосками раннепротерозойского тектонического цикла. Амфиболиты шренковского комплекса отвечают рифтогенным базальтоидам известково-шелочного ряда, которые, вероятно, могли развиваться на пассивной окраине. Гнейсы отвечают известковощелочным гранитам и плагиолейкогранитам. В метаморфическом плагиогнейсовом шренковском комплексе из синметаморфических рудных формаций установлены проявления графитовых гнейсов. Локально развитые гидротермально-метасоматические изменения при диафторезе и низкотемпературном метасоматозе вдоль зон разломов создают благоприятную среду для золото-сульфидно-кварцевых проявлений.

## 9.1.2. Рифейско-вендская минерагеническая эпоха

Рифейско-вендская минерагеническая эпоха определяет существование структурно-минерагенических областей (CMO): Мининско-ЛВVХ Большевистской энсиалической миогеоклинально-коллизионной (СМО) с молибден-золоторудной Хутудинско-Большевистской M3 Шренки Фаллеевской энсиматической офиолитово-субдукционно-акреционной (СМО) с Центрально-Таймырской медно-золоторудной МЗ. Металлогеническое значение первой определяется керамическими пегматитами, второй золотом, проявлениями медистых сланцев, медно-кварцево-жильными, хромникель-платиновыми.

В Мининско-Большевистской СМО, на территории листа наиболее широко представлены венд-кембрийские турбидитовые комплексы (ленивенская олигомиктовая и мининско-хутудинская вулканомиктовая серии) континентального склона и подножья и тревожнинский выступ метаморфических пород. Выходы на дневную поверхность пород метаморфического тревожнинского комплекса верхнего рифея-венда приурочены к ядрам гнейсовых куполов, где они ассоциируют с катаклазированными, метаморфизованными плагиогранитами медвежевского комплекса венда. Для Тревожнинского блока характерен монофациальный высокотемпературный метаморфизм умеренных давлений с образованием метаморфогенных керамических пегматитов. В поле развития пород амфиболитовой фации в наиболее высокобарических зонах выделяется Каменско-Толевский пегматит-керамический слюдоносный район. Петрохимические исследования показывают принадлежность амфиболитов тревожнинского комплекса к семейству базальтов. Медвежевский метаморфический комплекс венда сложен интенсивно мигматизированными графито-силлиманито-гранато-биотито-кордиеритовыми породами, плагиогнейсами, аплитами, биотитовыми гранитами, в которых известны проявления редких земель, графита и молибдена.

Шренк-Фаддеевская СМО допоздневендская отражает древнюю конвергентную границу литосферных плит, разделяемую в соответствие с геологическим районированием на Колосовско-Дорожнинскую и Мамонтовско-Лаптевскую минерагенические подзоны (МПЗ). В Колосовско-Дорожнинской МПЗ в ранне-среднерифейский этап структурно-вещественные комплексы терригенно-карбонатной Сланцевой толщи сформировались в режиме пассивной окраины континента. Среднепозднерифейский этап характеризуется обстановками активной континентальной окраины, окраинно-континентальным поясом с Ледяным гранитгранодиоритовым известково-щелочным комплексом. В позднерифейский этап на шельфе образовался Краснореченско-Посадочнинский тектонический комплекс пассивной окраины континента (задугового бассейна).

Колосовско-Дорожнинская МПЗ характеризуется проявлениями золотосульфидно-кварцевой формации и медистых песчаников в карбонатнотерригенном комплексе раннего-среднего рифея (Сланцевой толще). Золотосульфидно-кварцевая минерализация приурочена к зонам диафторитов по карбонатно-терригенным породам с регионально-площадными гидротермально-метасоматическими изменениями березит-лиственитового типа.

Мамонтовско-Лаптевская МПЗ состоит из структурно-вещественных комплексов позднего рифея – раннего венда следующих геодинамических обстановок: океанического бассейна и глубоководных впадин преддуговых морей (Москвичевско-Ожиданьинский офиолитовый), развитых энсиалических островных дуг (Верхнешренковско-Мамонтовский), фронтальных вулканогенноосадочных поясов и межгорных впадин (Гусинозерско-Угрюминский орогенный). Гусинозерско-Угрюминский позднерифейско-вендский СВК характеризуется гравелито-песчаниковой базальной и карбонатно-терригенной углеродистой формациями, а также контрастным трахибазальт-риолитовым вулканизмом, завершающимся молассовыми грубообломочными вулканомиктовыми толщами (Гусинозерская и Прозрачнинская толщи). В офиолитовом Москвичевско-Ожиданьенском СВК выявлены проявления хромитовой, никелевой, хризотил-асбестовой, платино-палладиевой минерализации и золота. Проявления золотосульфидно-кварцевой формации в вулканогенноосадочных и плутонических комплексах Мамонтовско-Лаптевской МПЗ приурочены к субдукционным комплексам средней стадии, захватывая также более древние образования раннего офиолитового комплекса. Рудоносные площади контролируются зонами березитизации, имеющими приразломный характер, с периферическими обширными полями пропилитизации в условиях зеленосланцевой фации (зоны биотита).

Минерагения поздней коллизионной стадии определяется проявлениями золотосульфидно-кварцевой формации. В пределах Мамонтовско-Лаптевской МПЗ по конечной эпохе рудообразования, контролируемой зонами зеленосланцевого метаморфизма, выделяются: Верхнемамонтовско-Шренковский медно-золоторудный район потенциальный с Верхнемамонтовским потенциальным золоторудным узлом.

#### 9.1.3. Поздневендско-среднекаменноугольная минерагеническая эпоха

Поздневендско-среднекаменноугольная минерагеническая эпоха для Таймыро-Североземельского региона характеризуется вхождением в единую эпибайкальскую постколлизионную платформенную систему с двумя структурно-минерагеническими областями (СМО), соответствующими геологическим районам: Северо-Быррангской (развита в Центрально-Таймырской и Диксоновско-Северобыррангской МЗ) и Фалабигай-Нордвикской (в Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ). СМО сформированы в течение четырех этапов: поздневендско-раннеордовикского, раннеордовикскопозднесилурийского, позднесилурийско-девонского и раннесреднекаменноугольного.

Кажлая ИЗ CMO характеризуется своими рядами структурноформационных (минерагенических) комплексов с определенными тектоническими режимами: хатакратонно-авлакогенным Северобыррангским с осадочнекомпенсируемым ассиметричным прогибом И авлакогенноным рифтогенным Фалабигайско-Нордвикским. Условные границы СМО соответствуют Главному Таймырскому, Диабазовому, Пограничному разломам.

Потенциальная рудоносность вещественных комплексов раннего этапа определяется наличием грубообломочных (нижнеостанцовская свита, прозрачнинская толща) и углеродистых (степановская, грустнинская, широкинская свиты) отложений. Первые потенциально перспективны на месторождения U типа «угловых несогласий». Углеродистые сланцы Пясино-Фаддеевской МПЗ (Центрально-Таймырская МЗ) геохимически металлоносны (Mo, V, U, Th, Au и др.).

Раннеордовикско-позднесилурийский этап характеризуется дальнейшим разделением на три фациальных зоны. Основное минерагеническое значение придается геохимической специфике «черносланцевым» формациям Северо-Быррангской СМО.

Позднесилурийско-девонский и ранне-среднекаменноугольный этапы характеризуются дальнейшей дифференциацией движений с формированием в Северо-Быррангской СМО преимущественно карбонатных образований, а в Фалабигайско-Нордвикской СМО соленосно-сульфатно-терригеннокарбонатного ряда формаций.

## 9.1.4. Среднекаменноугольно-триасовая минерагеническая эпоха

Среднекаменноугольно-триасовая дейтерогенная минерагеническая эпоха характеризует чрезвычайную мобильность территории и является наиболее продуктивным в отношении полезных ископаемых. В течение этой эпохи сформированы Карская потенциально молибден-золоторудная (Хутудинско-Большевистская, Центрально-Таймырская МЗ), Северо-Быррангская (Диксоновско-Северобыррангская МЗ) сурьмяно-ртутно-золоторудная и Южно-Быррангская полиметаллическо-платиноидно-медно-никелевая (Озеротаймырско-Южнобыррангская МЗ) СМО, соответствующие Карской и Быррангской субпровинциям. Карская и Северо-Быррангская СМО характеризуется филократонно-сводово-плутоническим или повторно коллизионным тектоническим режимом, Южно-Быррангская \_ приорогенно-рифтогеннотафрогенным (или тектоническим режимом осадочных бассейнов форланда и постколлизионных межгорных впадин, а также трапповых областей и горячих точек). В Карской СМО широко развиты рудопроявления золотозолото-сульфидно-кварцевой, золотосодержащих кварцевой. И мелномолибден-порфировой, молибден-кварцевой, молибден-порфировой формации. В Пясинско-Фаддевской МПЗ установлены золото-мышьяковые проявления (Ленивенский сурьмяно-ртутно-золоторудный узел). В Северо-Быррангской СМО Тарейско-Клюевской МПЗ широко развиты проявления золото-сульфидной (мышьяковой), сурьмяно-ртутной формаций, в Южно-Быррангской СМО – проявления платиноидно-медно-никелевой, комплексной уран-редкоземельной (флюорит-барит-редкоземельной с ураном и торием), потенциально лампроит – алмазоносной.

соответствии с режимами сжатия растяжения B И структурноминерагенические области сформированы тремя крупными тектоническими этапами: среднекаменноугольно-позднепермским, позднепермскораннетриасовым и средне-позднетриасовым. Первому этапу соответствует салические интрузивные серии формаций (мигматит-гранитовая, гранитлейкогранитовая, умеренощелочногранитовая гранодиоритовая), второму – мафическая (трахидолеритовая, долеритовая, пикрит-габбродолеритовая, оливинит-пикрит-габбродолеритовая формации), третьему – мафическисалическая (монцонит-граносиенитовая, лампрофировая, умереннощелочногаббродолеритовая, габбро-монцонит-сиенитовая, шрисгеймит-феррогабброультрамафически диоритовая формации) и \_ мафическая (натроволампрофировая, альнеитовая, карбонатитовая коровая формации).

# Карская СМО

Среднекаменноугольно-триасовый тектоно-минерагенический этап наиболее важен в отношении золотоносности. Этап подразделяется на три стадии рудообразования: среднекаменноугольно-позднепермскую, позднепермскораннетриасовую, средне-позднетриасовую.

В течение среднекаменноугольно-позднепермской стадии (раннеповторно коллизионной) наиболее мощно проявлены сводово-плутонические процессы, формируются «двуслюдяные граниты» (S-типа) мигматит-гранодиоритгранитовой (ленивенско-толевский комплекс) формаций. Раннеколлизионные гранитоиды относятся к автохтонным и сопровождаются региональным зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа. Региональный метаморфизм и гранитоиды являются золоторудогенерирующими факторами контроля в Штурмановском молибденово-золоторудном районе. К отложениям метаморфизованным в зеленосланцевой фации приурочены проявления золото-кварцевой, золотосульфидно-кварцевой формаций. Большинство проявлений рудных формаций подчинено метаморфогенно-гидротермальным раннеколлизионым процессам, развивающимся в терригенных углеродистых отложениях ленивенской серии венда и мининской толщи венда-раннего кембрия. Образования эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации приурочены к выходам тревожнинского и медвежевского метаморфических комгранитах, мигматит-гранитах гнейсах плексов. В И с андалузитсиллиманитовым метаморфизмом проявлены керамические пегматиты, мусковит, берилл (Каменско-Толевский РР).

Заключительная среднекаменноугольно-позднепермская стадия (позднеповторно коллизионная) характеризуется становлением массивов, батолитов магматического замещения диорит-гранодиоритовой формации (коломейцевгранит-лейкогранитовой ский комплекс). формации (еремеевскобирулинский комплекс) и внедрением штокообразных интрузий умереннощелочногранитовой формации (оленьинский комплекс). Проявления золотосульфидно-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 (Штурмановский молибденово-золоторудный район). В связи с зональным метаморфизмом установлена региональная гидротермальнометасоматическая зональность с проявлением рудоносной кремнещелочноберезит-бурошпатовой формации [Васильев Б. С. и др., 1989, Проскурнин В. Ф., 1987, 2013]. С жильно-кварцевыми образованиями со слабо проявленными березитовыми минеральными ассоциациями во вмещающих терригенных породах – отмечаются золоторудные проявления. В связи с гранитпорфирами оленьинского комплекса установлены проявления золотосодержащих молибден-порфировой и молибден-кварцевой формаций (Каменисто-Волчий молибденоворудный район). Позднепермский-раннетриасовый этап в пределах Карской СМО характеризуется становлением даек габбродолеритов угрюминского комплекса 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 (беспамятнинский комплекс) с флюоритовой минерализацией в эндоконтакте. Этап характеризуется гидротермальными золото-мышьяково-сурьмяными и ванадийбаритовыми проявлениями (Ленивенский потенциальный узел).

# Северо-Быррангская СМО

Среднекаменноугольно-позднепермская стадия характеризуется общим прогибанием с формированием узких заливов с востока и накоплением тафрогенных аллювиально-морских и прибрежно-морских грубообломочных отложений (коротковская толща). В этот период формируется аргиллитопесчано-алевролитовая шельфовая и песчано-алевритовая каменноугольная паралическая формации внутриконтинентального шельфа внешнего участка складчато-надвиговой области прилегающей платформы И (Запално-Таймырский каменноугольный район). В позднепермский-раннетриасовый этап с проявлениями термального метаморфизма при внедрении силлов габбродолеритов в угленосную толщу перми связаны проявления графита (месторождение Сэрэген). В средне-позднетриасовый этап ареалы даек и малых интрузий пестрого состава среднего-позднего триаса (верхнетарейского комплекса) контролируют размещение золото-сульфидно-мышьякового и ртутно-сурьмяного оруденения (Тарейский рудный район). Сиениты верхнетарейского комплекса – рудогенерирующие и рудовмещающие для проявлений золотосодержащей молибден-медно-порфировой формации.

# Южно-Быррангская СМО

На раннем среднекаменноугольно-позднепермском этапе 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 (черноярская свита).

Средний позднепермско-раннетриасовый этап характеризуется формированием туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, долеритовой, пикрогаббродолеритовой, оливинит-пикрит-габбродолеритовой формаций внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза, сопровождающихся платино-медно-никелевой минерализацией, в основном в левлинском пикрогаббродолеритовом комплексе. Проявления самородной меди приурочены к базальтам и туфам мамоновой, шайтанской и зверинской объединенных, бетлингской свит. На площади листа выделяется Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный район с проявлениями в быррангском, левлинском, тарисемитаринском комплексах. 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 присутствуют интрузии дюмталейского комплекса, сопровождающеся титаномагнетитовым и сульфидным с благородными металлами оруденением в Луктах-Дюмталейском рудном районе. Характерной чертой развития кольцевой структуры является наличие среднепозднетриасовых интрузий габбродолеритовой (верхнетаймырский комплекс), габбро-монцонит-сиенитовой (дикарабигайский комплекс), шрисгеймит-феррогаббро-диоритовой (дюмталейский комплекс), граносиенитовый (верхнетарейский комплекс), карбонатных инъекционных тектонитов (озеротаймырский комплекс) формаций и потенциально алмазоносных альнеитов мооровского комплекса. Терригенные и вулканогенные породы среднего карбона-перми и триаса смяты в складки и разбиты на блоки разломами сбросовзбросового 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 редкоземельно-флюорит-баритовых с урасовмещенных с медно-колчеданными проявлениями HOM. в кварцсидеритовых жилах (Кыйдинско-Фадьюкудинский уран-редкоземельный район).

#### 9.1.5. Юрско-кайнозойская минерагеническая эпоха

Юрско-кайнозойская эпоха характеризуется формированием двух СМО: Таймыро-Североземельской золото-россыпеносной, Усть-Енисейской буро-В угольно-нефтегазоносной. 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 условиях пенеплена. В ее пределах выделяются, в зависимости от истории развития, три трансгрессивно-эмерсивных лито-стратиграфических ряда: парашельфо-геократический юрско-меловой, ортошельфо-геократический палеоген-поздненеоплейстоценовый и ортошельфо-эпейрогенический поздненеоплейстоцен-голоценовый. Россыпепроявления золота приурочены к «трансгрессивным» фациям лито-стратиграфических рядов (современные аллювиальные россыпи). В зависимости от изученности россыпной золотоносности кайнозойского чехла выделяются Мамонтовская россыпеносная плошаль.

Проявления бурого угля установлены в регрессивных и эмерсивных фациях ранне-среднемелового ряда формаций (шренковская и малохетскояковлевская свиты).

Усть-Енисейская буроугольно-нефтегазоносная СМО сформирована в три этапа и слагается соответственно тремя рядами формаций: юрскораннемеловым 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). С этой же эпохой связывается основная перестройка территории, инверсия юрско-раннемелового прогиба и основной этап миграции нефтегазоносных флюидов.

## 9.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕ-МЫХ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

В пределах листа, в соответствии с минерагеническим районированием (табл. 9.1) выделяются Таймыро-Североземельская и Западно-Сибирская минерагенические провинции (МП).

Таймыро-Североземельская МП разделяется по позднепалеозойскораннемезозойскому циклу на две минерагенические субпровинции: Карскую с Хутудинско-Большевистской и Центрально-Таймырской минерагеническими зонами (МЗ) и Быррангскую с Диксоновско-Северобыррангской, Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ. По кайнозойскому минерагеническому этапу Таймыро-Североземельская МП включает Центральнотаймырско – Се-

вероземельскую золотороссыпную минерагеническую зону. Хутудинско-Большевистская и Центрально-Таймырская МЗ специализированы на рудное золото, молибден, мусковит, керамические и редкометалльные пегматиты. Золоторудные проявления обладают значительным ресурсом в Верхнемамонтовском золоторудном узле. Ленивенский потенциальный РУ вне района специализирован на золото, мышьяк, ртуть, сурьму. Диксоновско-Северобыррангская МЗ потенциально перспективна на золото, мышьяк, ртуть, сурьму, каменный уголь, графит. В пределах Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ практический интерес могут представлять проявления меди, никеля, платины, железа, титана в интрузиях дюмталейского комплекса, релкие земли с ураном.

Западно-Сибирская МП на рассматриваемом листе представлена Усть-Енисейской буроугольно-нефтегазоносной МО, которая обладает перспективами на выявление месторождений нефти, газа, бурого угля. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала, таблицы прогнозных ресурсов и впервые выявленных и переоцененных ресурсов сведены в приложениях 2,3,4.

## 9.2.1. Таймыро-Североземельская минерагеническая провинция

Закономерности размещения полезных ископаемых Хутудинско-Большевистской молибденово-золоторудной МЗ

В пределах Хутудинско-Большевистской МЗ выделяются потенциальные Штурмановский молибденово-золоторудный, Каменско-Толевский пегматит керамический слюдоносный и Каменисто-Волчий молибденоворудный районы.

Штурмановский потенциальный молибденово-золоторудный район

В пределах листа выделяется западная часть Штурмановского потенциального молибденово-золоторудного района площадью 780 км<sup>2</sup>, охватывающая западную часть зал. Вальтера и бассейны рек Коломейцева и Аномалий. Рудный район слагается вендскими флишоидными терригенными отложениями ленивенской серии и вендско-нижнекембрийскими – мининской толщи. Магматические образования на участке, прилегающем к зал. Вальтера, представлены мусковитизированными ленивенско-толлевскими ( $\gamma C_{2-3}$ lt) и коломейцевскими ( $q\delta P_{1-2}$ k) гранитами и редкими маломощными дайками лампрофиров северотаймырского комплекса позднего триаса. Площадь района клиновидно размещается между гранитами, границы проведены по контакту пород ленивенской серии с контактовыми роговиками.

Контроль оруденения выражается в локализации жильных образований в пластах и пачках углеродистых, пиритизированных алевро-песчаных пород и филлитов преимущественно в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма.

В соскладчатых маломощных кварц-карбонатных жилах I генерации с пиритом, содержание золота достигает первые г/т. Косо- и продольносекущие жилы II генерации, нередко переходящие по простиранию в согласные – развиваются непосредственно по жилам I генерации. Содержание сульфидов, в основном – пирита 2–5%, на отдельных участках достигает 15–40%. Этот тип жил содержит повышенные концентрации металлов: Аu до 60 г/т, Bi до 0,1%, Cu до 0,1%, Pb до 0,17%, Zn более 0,1% [Проскурнин, 1987]. В Шренковском потенциальном рудном районе на листах S-46,47 ранее были выделены две перспективные зоны северо-восточного простирания с прогнозными ресурсами золота в количестве 26 т, при продуктивности 55 кг/км<sup>2</sup>. [Васильев,1985,1986]. Ресурсы золота категории P<sub>3</sub> золотокварцевой формации с принятой продуктивностью составят 780 км<sup>2</sup> х 55 кг/км<sup>2</sup> х 0,2 (коэффициент рудоносности) = 8,6 т. Золотоносные кварцевые жилы не представляют промышленного интереса в силу низких содержаний (по жилам в среднем 1 г/т, по зоне – менее 1 г/т), небольшой мощности, незначительного ресурса, к тому же район находится на территории заповедника.

## Каменско-Толевский пегматит

## керамический слюдоносный район

Каменско-Толевский пегматит керамический слюдоносный район с площадью 2900 км<sup>2</sup> располагается в юго-восточном обрамлении гнейсового тревожнинского комплекса верхнего рифея-венда в виде полосы шириной 20-25 км, протяженностью 120 км. Рудный район приурочен к ядру синклинали, сложенной плагиогнейсами силлиманит-альмандин-мусковитовой фации метаморфизма тревожнинского комплекса и мигматит-гранитами ленивенскотолевского комплекса среднего-позднего карбона. Здесь выявлено более 3000 пегматитовых тел формации мусковитоносных, керамических, бериллредкометалльных, камнесамоцветных, метаморфогенных и магматогенных пегматитов. Метаморфогенные керамические пегматиты образовались при региональном метаморфизме пород тревожнинского комплекса дистенсиллиманитового типа в позднерифейское-вендское время. В среднепозднекаменноугольный этап образовались мусковитоносные и бериллмусковитовые пегматиты за счет динамотермального зонального андалузитсиллиманитового метаморфизма ленивенско-толевских гранитов (магматогенные) и метаморфогенных пегматитов тревожнинского комплекса. Основные концентрации керамических пегматитов сосредоточены в Каменско-Толевском слюдоносном районе, где они в большинстве своем несут слюдяную (мусковит и биотит) минерализацию. В верховьях рек Каменистой и Толевой установлены проявления мусковитсодержащих керамических пегматитов (2000 тел) развитых на площади около 400 км<sup>2</sup>. Аналогичные пегматиты выявлены в нижнем течении р. Толевая, где на площади около 100 км<sup>2</sup> установлено более 1000 тел протяженностью до первых сотен метров и мощностью от 1 до 30 м. В составе жил доминируют ортоклаз и микроклин (15-20%), плагиоклаз и кварц в сочетании с мусковитом и биотитом.

Основные пегматитовые поля, имеющие линейный характер, размещаются на крайних флангах мигматитовых поясов вдоль региональных разломов, ограничивающих метаморфическую грабен-синклиналь. Литологический контроль в размещении мусковитовых пегматитов выражается в приуроченности к пачкам и горизонтам высокоглиноземистых плагиогнейсов, а также в зависимости от интенсивности проявления диафторических процессов. Берилл встречается в магматогенных альбитизированных мощных крутопадающих полнодифференцированных внутригранитных пегматитовых телах. В метаморфогенных пегматитах проявления редкометалльной и бериллиевой минерализации встречаются на участках диафтореза и проявлений метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Выходы бериллиевых пегматитов оконтуривают мусковит-керамические пегматиты по периферии. Центральная часть района с проявлениями мусковитовых и керамических пегматитов значительно эродирована, что снижает перспективность на редкометальные пегматиты, исходя из вертикальной зональности, где они располагаются в верхней части разреза [Захаров, 1974].

Прогнозные ресурсы мусковита (забойного сырца) – 42,9 тыс. т., в т. ч. 22,21 тыс.т с кристаллами более 4 см<sup>2</sup>, и 15,984 тыс. т. колотой слюды, в т. ч. – 1,48 тыс.т с размером кристаллов более 4 см<sup>2</sup> (категории Р<sub>3</sub>), микроклина (полевошпатовое сырье) – 62 млн. т. (Р<sub>3</sub>) [Захаров, 1974]. В настоящее время сырье не востребовано.

## Каменисто-Волчий молибденоворудный район потенциальный

Рудный район площадью 1240 км<sup>2</sup> оконтурен по выходам мелких штоков потенциально перспективных на молибден проявлений оленинского умереннощелочно гранитового комплекса поздней перми, прорывающих породы ленивенской серии, мининской и хутудинской толщ и коломейцевские гранитоиды ранней-средней перми. Граниты оленинского комплекса представлены массивами Каменный, Волчий на левобережье р. Мамонта и мелкими телами в ее верхнем течении. Массивы сложены крупнозернистыми биотитовыми умереннощелочными гранитами, а также лейкогранитами, гранодиоритами. На завершающем этапе образуются мусковит-кварц-полевошпатовые жилы и гидротермально-метасоматические прожилки флюорит-пирит-мусковит-кварцевого состава. Образования поздней фазы несут молибденитовую и халькопирит-пиритовую минерализацию.

Южная граница района проводится по зоне Главного Таймырского разлома, северная – по серии продольных разломов, образующих клиновидный блок. В пределах района выделены – Западный (175 км<sup>2</sup>) и Восточный (70 км<sup>2</sup>) потенциальные рудные узлы, на площади которых известны проявления и пункты минерализации молибдена молибден-порфировой и молибден-кварцевой формаций в гранитах и жилах среди гранитов оленинского комплекса.

Минерализация молибдена проявляется только в краевых частях интрузий в гидротермально-метасоматических образованиях поздней фазы, поэтому перспективы слабо изученного Каменисто-Волчьего района на молибденовое оруденение невелики.

Закономерности размещения полезных ископаемых Центрально-Таймырской медно-золоторудной МЗ

Границами МЗ являются региональные протяженные разломы – надвиги – Главный Таймырский – на северо-западе и Пясино-Фаддеевский – на юговостоке. В пределах МЗ выделяется потенциальный ВерхнемамонтовскоШренковский медно-золоторудный район с Верхнемамонтовским потенциальным золоторудным узлом.

# Верхнемамонтовско-Шренковский медно-золоторудный район

## потенциальный

Верхнемамонтовско-Шренковский потенциальный район площадью 2330 км<sup>2</sup> с проявлением оруденения золото-кварцевой, золото-сульфиднокварцевой формаций в карбонатно-терригенных и вулкано-плутонических породах расположен южнее Главного Таймырского надвига. Северная граница района проведена по Главному Таймырскому надвигу, северо-западная граница идет параллельно Диабазовому разлому по выходам рифейских пород. На юго-западе район, сложенный в основном породами верхнего рифея располагается в тектоническом клине между породами ордовика-силура.

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. В верховьях р. Мамонта в пределах развития угрюминской, правомамонтовской, мамонтовской и сланцевой толщ, метаморфизованных в зеленосланцевой фации выделяется Верхнемамонтовский потенциальный рудный узел.

Верхнемамонтовский потенциальный рудный узел площадью 350 км<sup>2</sup> располагается в южном обрамлении Каменского массива гранитоидов по обоим берегам pp. Лев. Мамонта и Мамонт. В геологическом строении площади, принимают участие флишоидные карбонатно-терригенные отложения правомамонтовской толщи верхнего рифея-нижнего венда и вулканогенные отложения угрюминской и мамонтовской толщ верхнерифейского возраста, образования сланцевой толщи нижнего-среднего рифея, претерпевшие региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации.

Интрузивный магматизм на площади узла представлен массивом гранитоидов ледяного комплекса позднего рифея, прорывающего отложения сланцевой толщи.

В составе золото-(сульфидно)-кварцевой формации выделяются два типа рудных зон, контролируемых радиально-кольцевыми разломами, возникшими при становлении гранитоидного массива «Каменистый» и местам их смыкания с региональными разломами северо-восточного простирания:

- связанные с полями развития зеленокаменноизмененных осадочновулканогенных образований угрюминской и мамонтовской толщ;

- связанные с флишоидными карбонатно-терригенными и терригенными отложениями правомамонтовской и сланцевой толщ.

Рудные зоны первого типа в породах угрюминской и мамонтовской толщи представлены кварцево-жильными, гидротермально-метасоматически измененными породами, вплоть до лиственитов и березитов с мелковкрапленным пиритом. Кварцево-жильные поля, представляют собой ряд отдельных жил кварца мощностью от первых метров до первых десятков метров и зоны гидротермально-метасоматической проработки.

Рудные зоны второго типа выявлены в породах правомамонтовской и сланцевой толщ, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, наложенного контактового метаморфизма с проявлениями процессов окварцевания, серицитизации и сульфидизации.

Содержания золота характеризуются большим разбросом значений – от 0,1 до 12,2 г/т. Содержания сульфидов в основном пирита, реже арсенопирита незначительны – первые проценты, редко до 10%. При литогеохимическом опробовании по вторичным ореолам рассеяния на детальном участке в междуречье Левый Мамонт-Мамонт выявлены элювиальные проявления крупно-го золота с содержанием 20–30 г/т.

Подсчет прогнозных ресурсов потенциального рудного узла проведен методом аналогии. В качестве эталона аналога принимается Омчакский и Перевальнинский рудные узлы с месторождениями золото-кварцевой формации. Общими признаками аналогов и Верхнемамонтовского рудного узла являются: 1) приуроченность к антиклинальной структуре, 2) наличие крупных (рудоконтролирующих) глубинных разломов, 3) наличие эшелонированной системы сдвигов, 4) позиция в клиновидном блоке, образованном двумя сопряженными под острым углом разломами, 5) приуроченность оруденения к вулканогенно-осадочным и углеродистым породам, 6) наличие окаймляющих гранитоидных массивов с апофизами по разломам, 7) геохимические аномалии золота, серебра, мышьяка, вольфрама, 8) золото-пирит-арсенопиритовая с полисульфидами ассоциация.

Ресурсы рудного золота составляют: 0,6 т/км<sup>2</sup> (средняя продуктивность) х 350 км<sup>2</sup> х 0,5 (коэффициент подобия) = 105 т, при среднем содержании 3,5–4 г/т. Рекомендуются провести поисковые работы на рудное золото 1:50000 масштаба в пределах Верхнемамонтовского потенциального рудного узла.

# Ленивенский потенциальный РУ (вне района)

В юго-западной части Центрально-Таймырской МЗ выделяется потенциальный на Au-Hg-Sb оруденение Ленивенский узел площадью 350 км<sup>2</sup>, приуроченный к бассейну р. Ленивой и руч. Прозрачный. С юга узел ограничен Пясинско-Фаддеевским надвигом, на остальной площади его границы немного выходят за контур вторичного геохимического ореола мышьяка. В пределах РУ кроме ВГХО мышьяка выявлены два пункта минерализации мышьяка и золота (1 г/т) в реальгар-аурипигментных жилах мощностью до 1 м, во вмещающих окварцованных брекчированных карбонатных породах устьпясинской свиты верхнего силура – среднего девона. Золото-мышьяковосурьмяное оруденение сопровождается шлиховым ореолом шеелита, коренные проявления которого на площади работ выявлены в мышьяковых рудах руч. Узкого, с содержанием вольфрама – 0,6–1,0%. Изученность узла недостаточна. Закономерности размещения полезных ископаемых Диксоновско-Северобыррангской сурьмяно-ртутно-золоторудной МЗ

Диксоновско-Северобыррангская минерагеническая зона на севере граничит по Пясино-Фаддеевскому надвигу с Центрально-Таймырской, а по Пограничному надвигу на юге – с Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ. В пределах МЗ выделяются Тарейский сурьмяно-ртутно-золоторудный район с Извилистым и Аятуркинским рудными узлами, Западно-Таймырский каменноугольный район, Верхнетаймырский потенциальный медно-никелевый узел (вне района).

# Тарейский сурьмяно-ртутно-золоторудный район

Тарейский сурьмяно-ртутно-золоторудный район, имеющий площадь 4000 км<sup>2</sup> расположен в верхнем течении реки Тареи в центральной части Диксоновско-Северобыррангской МЗ в пределах Тарейского вала.

Предыдущими работами [Губарева, 1952, Грум-Гржимайло, 1954] было выявлено и изучено с поверхности горными выработками ртутно-сурьмяномышьяковое месторождение р. Извилистой, подсчитаны запасы категории  $C_2$  по Западному участку месторождения – мышьяка – 2348 т, ртути – 58,18 т, определены прогнозные ресурсы категории  $P_3$  до глубины 100 м – мышьяка – 50000 т, ртути 1300 т [Цывьян, 1972]. При проведении АФГК–200 [Беззубцев и др., 1979] ревизионно-опробовательскими работами на проявлении мышьяка и ртути было установлено золото. Геолого-геофизическими, буровыми и горными работами в 1980–1984 гг В. В.Беззубцевым и В. Д. Пономаревым прослежены в разрезе и на площади рудные тела с мышьяком, ртутью, сурьмой и золотом. Прогнозные ресурсы золота проявления Извилистое категории  $P_2$  определены в 7,2 т [Беззубцев, 1985], по Восточному участку – 13,8 т (категория  $P_2$ ) [В. Ф.Проскурнин и др., 2008].

В строении рудного района принимают участие осадочные и вулканогенные формации, дислоцированные в складки и осложненные многочисленными дизъюнктивами. Выделяются формации: карбонатно-сланцевая (ордовикско-силурийские отложения), карбонатная рифогенная (силурийские отложения), карбонатно-галогенная (девонские отложения), известняковая рифовая карбон), алеврито-песчаная (средний (нижний-средний карбон-нижняя пермь), паралическая угленосная (пермь). В пределах рудного района широко развиты интрузии, представленные дайками граносиенитов, гранитпорфиров, лампрофиров верхнетарейского комплекса, интрузиями тарейского умереннощелочного габбродолеритового комплекса среднего-позднего триаса. Структурный контроль мезозойских интрузий принадлежит глубинным разломам сбросо-сдвигового характера меридионального и северозападного простирания.

В Тарейском районе выявлены проявления золото-сульфидной, мышьяковой реальгар-аурипигментовой и ртутно-сурьмяной джаспероидной формаций: Извилистое, р. Узкой, руч. Хрустальный. Кроме рудопроявлений, обнаружены литохимические аномалии золота, ртути, сурьмы и мышьяка, шлиховые ореолы и отдельные шлиховые пробы киновари, золота и реальгара. Вмещающие породы претерпели аргиллизацию, окварцевание (джаспероидизацию), брекчирование в зонах нарушений.

В Тарейском рудном районе выделяется два рудных узла Извилистый и Аятуркинский. Извилистый расположен в северо-восточной части района, Аятуркинский в юго-западной. Рудные узлы приурочены к пересечению высокоамплитудных продольных разломов глубинного заложения и зон интенсивной линейной складчатости. Рудные узлы обособляются в пределах куполовидных горст-антиклиналей, сложенных карбонатными толщами и осложненными взбросо-надвиговыми дислокациями; характерно широкое развитие крутопадающих сбросов.

Извилистый рудный узел (1080 км<sup>2</sup>) специализирован на Au, As, Sb, Hg и располагается в зоне сочленения региональных систем разломов субширотного и северо-западного простирания, охватывающей верховья р. Тареи. Извилистый рудный узел приурочен к сводовой части антиклинали шириной 20 км, ориентированной в северо-восточном направлении. Широким распространением на площади рудного узла пользуются магматические образования граносиенитовой формации верхнетарейского комплекса среднего-позднего триаса. Осадочные породы смяты в пологие складки, осложняющие крыло антиклинали и разбиты разломами сбросо-сдвигового характера, с приразломными складками, зонами дробления и трещиноватости, контролирующими оруденение. Отмечается приуроченность оруденения к межпластовым зонам дробления и окварцевания, связанные с надвигами и сбросо-сдвигами.

Рудные тела по данным бурения имеют форму пластовых пологозалегающих залежей флюорит-анкерит-кальцит-кварцевого состава с аурипигментом, реальгаром, антимонитом и киноварью, протяженностью до 1100 м, мощностью до 30 м, контролируемых пересечением разломов северо-восточного простирания с рудовмещающим горизонтом в сланцах и известняках нижнего-среднего ордовика. Содержание (г/т): золота 1,0–40,0, мышьяка 25,0– 65,0%, сурьмы 0,05–10,0%, ртути до 0,3%, при средних значениях – золото – 3,5–5 г/т, мышьяк – 2,9%, сурьма – 0,3%, ртуть – 0,0026%.

Формационным аналогом рудопроявлений рудного узла Извилистое является месторождение типа «карлин» – Белл (США).

Аятуркинский рудный узел площадью 495 км<sup>2</sup> специализирован на Au, As, Sb, Hg. Рудный узел приурочен к сводовой части антиклинали протяженность 33 км, шириной 5 км в области сочленения двух зон разломов.

В пределах Аятуркинского рудного узла выявлено одно рудопроявление и ряд шлиховых и комплексных геохимических ореолов золота, мышьяка и ртути, позволяющих рассматривать его как перспективный на обнаружение объектов золото-рудной (мышьяковой) формации. Учитывая высокие содержания золота (до 4,7 г/т) и сходство геологической ситуации с рудопроявлениями р. Извилистой здесь прогнозируется рудопроявления золото-сульфидной формации типа «карлин». Прогнозно-поисковые критерии прогнозируемого Тарейского рудного района и аналога приведены в таблице 9.2. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в целом для рудного района при средней продуктивности рудного района с рядовыми месторождениями – 150 кг/км<sup>2</sup> составляют: 150 кг/км<sup>2</sup> х 4000 км<sup>2</sup> х 0,5 = 300 т. ЦНИГРИ утверждены прогнозные ресурсы рудного золота по Тарейскому рудному району в коли-

честве 200 т по категории P<sub>3</sub> на 01.01.2010. Прогнозные ресурсы мышьяка при среднем содержании 2,0%, продуктивности 30 т/км<sup>2</sup>, коэффициенте достоверности 0,5, площади района 4000 км<sup>2</sup> составят по категории P<sub>3</sub> – 60 тыс. т. Рекомендуются провести поисковые работы 1:50000 масштаба на известных проявлениях в Извилистом и Аятуркинском рудных узлах на рудное золото.

#### Таблица 9.2.

Прогнозно-поисковые кри-	Прогнозируемый объект	Объект-аналог
терии и признаки (элементы		
модели)		
1.Структурно-тектоническая	Тарейский вал со складча-	Валообразное поднятие со
обстановка	тыми нижне-средне палео-	складчатыми нижне-средне па-
	зойскими терригенно-	леозойскими терригенно-
	карбонатными образовани-	карбонатными образованиями
	ями на границе Диксонов-	на границе эвгеосинклинали с
	ского и Озеротаймырского	миогеосинклиналью, область
	синклинория, область мезо-	олигоцен-миоценовой ТМА
	зойской ТМА	
2. Рудовмещающая форма-	Углеродистая карбонатно-	Флишоидно-турбидитовая фор-
ция	терригенная формация	мация пассивной континенталь-
	краевой части Северобыр-	ной окраины
	рангского нижне-средне	
	палеозойского остаточного	
	постколлизионного проги-	
	ба пассивной континен-	
	тальной окраины	
3. Рудовмещающая толща	Карбонатные и терригенно-	Карбонатные и терригенно-
	карбонатные породы – гли-	карбонатные породы – извест-
	нистые и доломитистые	няки, доломиты. известковистые
	известняки и алевролиты,	алевролиты с прослоями крем-
	известково-глинистые	нистых сланцев и кварцитов
	сланцы, известковые алев-	
	ролиты, аргиллиты	~
4.Региональный метамор-	Стадия диагенеза	Стадия диагенеза
физм		
5.Стратиграфический уро-	Нижний-средний ордовик	Ордвикские свиты Комус, Хан-
вень локализации орудене-		сен-Крик, среднесилурийская-
НИЯ		позднедевонская свита Робертс-
		Маунтис, реже оруденение при-
		урочено к породам кембрия и
(		триасовой свиты Начтез-Пасс
<ol> <li>6.Рудоконтролирующая</li> </ol>	Фронтальная зона Пясин-	Фронтальная часть надвига Ро-
структура	ско-Фаллевского налвига	бертс Маунтис

# Прогнозно-поисковые критерии Тарейского сурьмяно-ртутно-золоторудного района в сравнении с объектами – аналогами типа «карлин»

Прогнозно-поисковые кри- терии и признаки (элементы модели)	Прогнозируемый объект	Объект-аналог
<ol> <li>Рудовмещающие струк- турные элементы</li> </ol>	Пологие пластообразные залежи, приуроченные к лежачему крылу надвига, с раздувами в зонах разрыв- ных нарушений	Пологие пластообразные зале- жи, приуроченные к лежачему крылу надвига, с раздувами в зонах разрывных нарушений
<ol> <li>Магматические образова- ния и их пространственное соотношение с оруденением</li> </ol>	В пределах рудного района широко развиты средне- позднетриасовые интрузии верхнетаймырского ком- плекса: дайки, штоки гра- носиенитов, дайки лампро- фиров, гранит-порфиров и тарейского комплекса уме- реннощелочно габбродоле- ритового	На границе рудного района встречаются дорудные поздне- мезозойские интрузии и дайки среднего и кислого состава, синрудные олигоцен- плиоценовые вулканиты и дайки кислого-среднего состава
<ol> <li>9. Гидротермально- метасоматические преобра- зования пород рудовмеща- ющей толщи</li> </ol>	Аргиллизация, джасперои- дизация, окварцевание	Аргиллизация, джаспероидиза- ция, окварцевание, иногда алу- нитизация, баритизация
10. Вещественный состав руд	Нерудные минералы: каль- цит, кварц, опал, барит, целестин, флюорит, анке- рит; рудные минералы: киноварь, реальгар, аури- пигмент, пирит, арсенопи- рит, антимонит, золото, в незначительных количе- ствах развиты – галенит, халькопирит, сфалерит, самородный мышьяк. Ко- личество сульфидов – до 10%.	Нерудные минералы: кварц, халцедон, карбонаты, барит, ангидрит, гипс, серецит, иллит, каолинит, флюорит, аморфный углерод и графит; рудные мине- ралы: пирит (1–3%), киноварь, реальгар, аурипигмент, антимо- нит, арсенопирит, золото, само- родный мышьяк, редкие мине- ралы таллия: рутьерит, кристит, карлинит, сульфасоли серебра. Количество сульфидов – более 5%.Для более поздних кварц- барит-антимонитовых жил ха- рактерны галенит, сфалерит, халькопирит и иорданит. В зоне окисления выщелоченные окис- ленные руды состоят из мелко- зернистого кварца, иллита, не- большого количества каолини- та, серецита, монтмориллонита, ангидрита, окислов железа, ре- ликтов доломита и кальцита. Окисленные руды характеризу- ются ассоциацией золота с окислами железа и слюдисто- глинистыми минералами, в них отмечаются вторичные минера- лы ртути, а самородная ртуть совместно с золотом, мышьяком и сурьмой концентрируется в окислах железа.

Прогнозно-поисковые кри- терии и признаки (элементы модели)	Прогнозируемый объект	Объект-аналог
11. Морфология рудных тел	Пластообразные залежи и минерализованные зоны преимущественно вкрап- ленных руд. Мощность от первых метров до 30 м, протяженность до 1,1 км, на эталонном объекте «Из- вилистое» прослежены скважинами до глубины 102 м	Пластообразные залежи и мине- рализованные зоны преимуще- ственно вкрапленных руд. Мощность от первых метров до 30 м (до 75 м в карбонатной брекчии в отложениях триаса месторождения Релиф Каньон), протяженность 1–2 км, по паде- нию – на первые сотни метров
12. Вторичные геохимиче- ские ореолы рудогенных элементов	Au, Hg, Sb, As	Au, Hg, Sb, As
13. Содержание золота в рудах, запасы, ресурсы	Содержание золота в рудах от 3 до 40 г/т. Содержание золота в монофракциях пирита и арсенопирита составляет 200 г/т, в моно- фракции антимонита – 800 г/т. Содержание Hg – 26 г/т (до 0,3%), As – 2,9%, Sb – 0,3%, Ag – 0,15– 0,30 г/т, W – 0,015- 0,02%. Отношение Au : Ag состав- ляет 20:1 – 10:1, Au:Hg – 1:10- 1:30. Прогнозные ресурсы Тарейского PP категории P <sub>3</sub> составляют 300 т, приняты ЦНИГРИ 200 т в 2010 г.	Содержание золота в рудах 1,5– 3,2 г/т до 10–30 г/т. Содержание золота в жилах – до 14 г/т. Запа- сы РР оцениваются в 3000 т, ресурсы – в 10000 т. Месторож- дение Карлин – среднее содер- жание 7–10 г/т, добыто 124 т, запасы совместно с рудниками Маги-Крик, Блу-Стар, Бустрап составляют 373 т, Релайф- Каньон – содержание 1,4–2,4 г/т, Гэтчелл – содержание 2,5 г/т, добыто 15 т, Джерит-Каньон – содержание 7,4 г/т, запасы 67,7 т, Голд-Кворри – содержа- ние 1,5 г/т, запасы 334,5 т, Мейкл – содержание 20 г/т, за- пасы 198 т, Пинсон – запасы 17,5 т, Белл – содержание 7,03 г/т, запасы 88 т, Кортец – запасы 34 т, Меркур – содержа- ние 3,4 г/т, запасы 55 т, Норт- Стар – содержание 1,78 г/т, за- пасы 457 т, ресурсы – 454 т, добыча за 2002 г – 41,5 т, Пост- Бетце – запасы – 930 т. Содер- жание Hg – 25 г/т, TI – 50 г/т, Sb – 100 г/т, As – 400 г/т, Ag – до 40 г/т. Отношение Au : Ag со- ставляет 20:1 – 1:1, Au:Hg – 1:1- 1:10.
14. Геохимическая характе-	В аншлифах золото не об-	Золото свободное дисперсное,
ристика руд	наружено, даже при высо- ком его содержании. Воз- можно его дисперсное нахождение в ассоциации с пиритом, арсенопиритом,	от долеи микрона до 1–5 мкм, 950–990 пробы, ртутистое. Эле- менты-примеси в золоте – Hg, Tl, Sb, As. В углеродистых и кремнистых рудах золото свя-
	антимонитом и кварцем, а	занное трудноизвлекаемое. На
	также в виде золотооргани- ческих соединений.	месторождении Карлин около 80% золота находится в части-

Прогнозно-поисковые кри- терии и признаки (элементы модели)	Прогнозируемый объект	Объект-аналог
		цах размером меньше 0,2 мкм. Основное количество золота совместно с ртутью, мышьяком и сурьмой встречается в виде пленок на зернах пирита, квар- ца, слюдисто-глинистых части- цах или содержится в углероди- стом веществе.

# Западно-Таймырский каменноугольный район

Перспективы на каменные угли территории связаны с пермскими угленос-1325 км<sup>2</sup> терригенными отложениями на плошали Запалноными Таймырского каменноугольного района. Строение угленосной толщи определяется приуроченностью площади к восточной прибортовой части Диксонского мегасинклинория. Угленосные отложения приурочены к крестьянской (Сэрэгэн), убойнинской, реже к ефремовской свитам. В убойнинской свите насчитывается 33 пласта угля мощностью от 0,1 м до 8,0 м. Суммарная мощность кондиционных углей для убойнинской свиты равна 11,4 м, ефремовской – 2,9 м. Марочный состав углей соответствует разностям переходным от тощих к антрацитам. Антрациты встречаются главным образом на месторождении Сэрэгэн, где отмечается высокая насыщенность разреза интрузиями долеритов. Запасы их по категории С2 составляют – 41,9 млн. т, прогнозные ресурсы (Р<sub>1</sub>) – 178,1 млн. т. Прогнозные ресурсы углей площади по категории Р<sub>3</sub> составляют – 3317 млн. т. [Романов, ГГК–200, 1998, отчет 1996, Гирн, 1995].

Графитоносность изученной территории связана с метаморфическим преобразованием каменных углей (антрацитов) раннепермского возраста на участках интенсивного траппового магматизма в убойнинской свите. Наиболее перспективным является месторождение Сэрэгэн. Запасы и прогнозные ресурсы графита месторождения Сэрэгэн составляют по категориям:  $C_2 - 5,2$ млн.т,  $P_1 - 132,8$  млн. т. Ресурсы графита категории  $P_2$  оценены в 185,4 млн. т. [Романов, ГГК–200, 1998, отчет 1996, Гирн, 1995].

# Верхнетаймырский потенциальный медно-никелевый рудный

#### узел

Потенциальный рудный узел площадью 250 км<sup>2</sup> выделен в истоках р. Первая Голова Таймыры на площади распространения широкинской свиты верхнего кембрия-нижнего ордовика, рассеченных дайками левлинского пикрогаббродолеритового комплекса нижнего триаса. Установлены перспективные проявления медно-колчеданной гидротермальной формации с высоким содержанием меди (до 30%), серебра (500–600 г/т) с сопутствующим золотом (1–2 г/т) в джаспероидах и кварц-сидеритовых жилах. Наиболее интересны площадные проявления гидротермально-метасоматического генезиса. Менее перспективны проявления медно-никелевой формации в дайках.

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 ( $T_{1-3}$ ). Проявления послетраппового магматизма, с которым связано основное оруденение, контролируются флюидно-магмоподводящей зоной Фадьюкудинско-Ладыгинского горячего пятна и зонами крупных разрывных нарушений (Пограничный надвиг и Южно-Таймырская зона разломов) [Проскурнин, 2013]. Пункты минерализации алмазов в дайках альнеитов мооровского комплекса среднего-позднего триаса являются сигнальными – показателями возможного этапа этого возраста проявлений кимберлит-лампроиттуффизитового магматизма в пределах фундамента Таймырского основания прогиба.

# Восточно-Таймырский каменноугольный район

На территории листа S-46 в Восточно-Таймырском угольном районе площадью 2470 км<sup>2</sup> ограниченно развита каменноугольная пермская угленосная формация. Здесь оконтурено западное окончание Восточно-Таймырского района, где известно несколько небольших проявлений каменного угля в черноярской свите верхней перми.

Верхнетаймырско-Левлинский платино-никелево-меднорудный район потенциальный

В Верхнетаймырско-Левлинском платино-никелево-меднорудном районе западная часть) на площади 535 км<sup>2</sup> листа S-46 нет значительных медно-никелевых проявлений.

Рудный район контролируется системой дизъюнктивных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее крупными нарушениями северо-восточного направления являются Пограничный надвиг и Южно-Таймырская зона разломов. На рассматриваемой территории интрузивные формации развиты в толще пермо-карбоновых и пермских терригенно-угленосных образований. Среди интрузивных формаций с медноникелевым оруденением в пределах рудного района выделяются: пикрогаббродолеритовая левлинского, долеритовая быррангского комплексов раннего триаса и трахидолеритовая тарисеймитаринского комплекса поздней перми. Потенциал района на платино-медно-никелевое оруденение относится к листу S–47.

## Кыйдинско-Фадьюкудинский ураново-редкоземельный потенци-

# альный рудный район

Кыйдинско-Фадьюкудинский рудный район площадью 3000 км<sup>2</sup> приурочен к Фадьюкудинской грабен-синклинали. Район оконтурен с северо-запада Пограничным разломом, разграничивающим две минерагенические зоны -Ликсоновско-Северобыррангскую Озеротаймырскона севере от Южнобыррангской с Кыйдинско-Фадьюкудинском РР – на юге. Южная и восточная границы района проведены по разломам, разграничивающим блоки пород с узкими сжатыми линейными склалками с проявлениями редкоземельной минерализации (Фадьюкудинская грабен-синклиналь) – от блока – с брахиформными складками (Шайтан-Таксогербейская антиклиналь) с проявлениями титан-железорудной и сульфидной медно-никелевой минерализации. Район оконтуривается по проявлениям редких земель, аэрогаммаспектрометрических аномалий с повышенным содержанием урана и тория в сиенитах дикарабигайского комплекса среднего-позднего триаса, карбонатитах озеротаймырского комплекса позднего триаса, трахитах аятаринской свиты среднего-верхнего триаса, базальтах бетлингской свиты нижнего триаса. Район сложен терригенными и угленосными породами перми и вулканогенными породами нижнего- и среднего-верхнего триаса. В линейном тектоническом блоке вблизи Пограничного разлома среди образований перми в ядре антиклинали выходят средне-верхнедевонские и нижнекарбоновые карбонатные и среднекарбон-нижнепермские терригенные породы. Интрузивные породы представлены малыми интрузиями дикарабигайского габбро-монцонитсиенитового комплекса среднего-позднего триаса, дайками и силлами габбролеритов быррангского комплекса раннего триаса, силлами, реже дайками левлинского пикрогаббродолеритового комлекса раннего триаса. В ассоциации с субщелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами, субщелочными гранитоидами дикарабигайского комплекса и трахитами аятаринской свиты находятся инъекционные тектонические блоки карбонатных пород и гидротермальные карбонатные образования озеротаймырского комплекса позднего триаса. Карбонатные образования относятся к остаточным карботермальным карбонатитам, формирующимся в виде низкотемпературных флюидов, богатых углекислотой, водой и фтором (по Mitchell, 2005). Карбонатиты принадлежат к кальцит-сидеритовому и кальцит-баритовому минеральным типам.

В Кыйдинско-Фадьюкудинском рудном районе рудные образования первого типа – карбонатиты флюорит-барит-редкоземельной ассоциации с урасобой представляют продукты гидротермальноторием ном И метасоматической и флюидноэксплозивной переработки вмещающих пород щелочно-углекислотными и сульфатно-галоидными растворами в зонах региональных разломов [Ю. Е.Погребицкий, С. А.Гулин, Н. К.Шануренко, 1965, С. А.Гулин, 1970 автореферат]. Карбонатиты представлены флюидноэксплозивными микробрекчиями (брекчиями минералов) и макробрекчиями (породными брекчиями) с флюоритом и гематитом, приуроченные к краевой зоне сиенитоподобных метасоматитов и внутренней зоны ранних метасоматических карбонатных пород. Две разновидности рудных карбонатитов выделяются в виде гематит-флюорит-кальцит-сидеритовых и кварц-магнетитфлюорит-кальцит-баритовых микробрекчий с порфировыми вкрапленниками раздробленных – барита, кальцита, кварца, флюорита, сцементированных тонкозернистым кальцит-флюоритовым цементом с фторкарбонатами редких земель и урановыми минералами (уранинитом, уранофаном, урановой чернью, ураноталлитом, кюритом). Микробрекчиевидным эксплозивным карбонатитам присуща замкнутая, сфероидная форма и эруптивные контакты. Гидротермально-метасоматические, инъекционные массивные, полосчатые и макробрекчиевидные карбонатиты кальцит-сидерит-барит-гематитфлюоритовой ассоциации выделяются в треугольных тектонических блоках и трубках взрыва (?) среди пермских терригенных пород в ассоциации с сиенитовым дикарабигайским комплексом. По периферии рудных карбонатитов развиваются дорудные и пострудные карбонатные полимиктовые брекчии и метасоматические инъекционные мрамора.

Для оруденения первого типа в карбонатитах характерны: 1) сложная морфология и внутреннее строение рудных тел (жилы, линзы, пологосекущие тела), длина и мощность которых измеряется десятками и сотнями метров, протяженность до 1,5–2,0 км; 2) высокие концентрации окислов редкоземельных металлов (2–4%, реже 8–9%), при низком содержании урана (от 0,01 до 0,3–0,9%) в мелких гнездах; 3) лантан-цериевая природа оруденения при отсутствии тяжелых лантаноидов, иттрия, тория; 4) высокое содержание в рудах фтора – 10–20%, Ва – до 20–30%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> общ. – до 40%, Nb – до 0,01%, Pb и Zn до 0,4–1%, SrO – до 25–75%; 5) редкие земли в основном связаны с фторкарбонатами – бастнезитом. Содержание кальцита, сидерита с анкеритом и барита в породе более 50%, иногда меньше, при увеличении роли флюорита. Нередко кальцит замещается кварцем, при этом концентрация SiO<sub>2</sub> достигает 10–20%, также отмечается существенное количество барита – 50–60 % – в порфировидных баритовых карбонатитах.

Оруденение второго типа локализовано в малых интрузиях сиенитов дикарабигайского комплекса, в их экзоконтактовых зонах среди вмещающих терригенно-вулканогенных и интрузивных пород (базальтов бетлингской, трахитов аятаринской свит и габбродолеритов быррангского комплекса), претерпевших в зонах дробления гидротермально-метасоматическую и флюидноэксплозивную переработку с развитием апатит-магнетит-пиритовой и уран-редкоземельной минерализации. Оруденение этого типа характеризуется небольшими размерами рудных тел, сложным минеральным составом руд при высоком содержании редких металлов  $\Sigma TR_2O_3 -$  от 0,01 до 5%, с концентрацией урана от 0,01 до 0,4–0,7%, тория от 0,01 до 1%, при неравномерном распределении. Редкие земли, уран, торий отмечаются в форме ортита, браннерита и торита при подчиненной роли фторкарбонатов – в зонах карбонатизации.

Наиболее перспективным является оруденение первого типа в гематитфлюорит-кальцит-сидеритовых, кварц-магнетит-флюорит-кальцит-баритовых карбонатитах и карбонатных метасоматитах, для которого характерны значительные размеры и высокое содержание редких земель. По Кыйдинско-Фадьюкудинскому району среднее содержание по сумме  $TR_2O_3$  – (лантана, церия, празеодима) – 2,0%, урана 0,12%, бария – 10–20%, железа –10–20%, фтора – 5–15%, серы (сульфатной) – 3–7%. Локализация оруденения определяется зоной развития ассоциирующих малых интрузий сиенитов, карбонатитов, щелочных и карбонатных метасоматитов и контролируется послескладчатыми позднетриасовыми разломами, генетически связанными с формированием Енисей-Хатангского прогиба и Фадьюкудинско-Ладыгинской структуры.

Как показывают результаты бурения скважин до 1500 м на медноникелевые руды, в разрезе среди терригенных пород района присутствуют флюорит-карбонатные тела и сиениты дикарабигайского комплекса, не опробованные на редкоземельное оруденение. Скважинами 2, 6, 8 вскрыты многочисленные интрузии сиенитов дикарабигайского комплекса и флюоритоносные зоны в карбонатных породах (кальцит-флюорит-баритовых карбонатитах) мощностью до 40 м [Кокорин, 1998]. Прогнозные ресурсы проявлений редких земель оценивались ранее по категории Р<sub>3</sub> – Кыйдинского – 60– 200 тыс. т., Тальниковского – 7 тыс.т [Н. К.Шануренко и др., 1963, 1964].

Аналогом редкоземельных проявлений Кыйдинско-Фадьюкудинского района является Чаа-Хольская рудная зона с Карасугским и Улатайским рудными узлами Алтае-Саянской провинции. Чая-Хольская рудная зона субмеридионального простирания протяженностью 150 км при ширине 15–20 км соответствует по площади Кыйдинско-Фадьюкудинскому рудному району. Карасугский РУ обладает крупными ресурсами по девяти карбонатитовым сближенным телам трубочного типа в ранге Карасугского комплексного железо-редкоземельного месторождения. В узлах пересечения разломов северозападного и субмеридионального простирания выявлены карбонатитовые тела, анкерит-кальцитового и флюорит-барит-сидеритового состава, локализованные среди ордовик-силурийских отложений. В Улатайском РУ выделяется 20 карбонатитовых тел размером 400х600 м, прослеженных на глубину более 300 м в поле развития девонских отложений. Предполагается, что карбонатиты образовались инъекционным способом в условиях субвулканической фации глубинности в интервале 75–66 млн лет.

На месторождении Карасугское, Карасугского РУ редкие земли с содержанием 1,11% сосредоточены в бастнезите. Запасы редких земель цериевой группы месторождения по результатам разведки 1947–1954 гг составляли 1,2 млн.т в окисленных и 1.9 млн т в первичных рудах, затем были сняты с баланса. В настоящее время прогнозные ресурсы месторождения категории Р<sub>1</sub> составляют 500 тыс.т. Р<sub>2</sub> – 1000 тыс. т. Запасы урана категории C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> составляют 50,8 тыс. т., ресурсы категории Р<sub>1</sub> –77,4 тыс. т. На месторождении Улаг-Танзек балансовые запасы по состоянию на 1.01.2015 категории (А+В+С<sub>1</sub>) по урану составляют 67,5 тыс. т., по редким землям – категории А+B+C<sub>1</sub> –307,0 тыс.т, категории С<sub>2</sub> – 178,8 тыс. т., забалансовые – 26,4 тыс. т. Прогнозные ресурсы Улатайского РУ на глубину 800 м по категориям Р<sub>2</sub>+Р<sub>3</sub> оцениваются в 13,5 млн.т, до глубины 300 м – в 1000 тыс. т суммы редких земель цериевой группы при содержании 1%. [Лист 1000/3, М-46, Кызыл, 2008]. Близким аналогом проявлений редких земель Кыйдинско-Фадьюкудинского района являются флюорит-барит-кальцитовые тела с бастнезитом крупного месторождения Маунтин-Пасс в Калифорнии [Геология месторождений..., 1959].

При расчете прогнозных ресурсов прогнозируемого Кыйдинско-Фадьюкудинского рудного района принимается удельная продуктивность Чаа-Хольской рудной зоны на редкие земли – 0,8 тыс. т./км<sup>2</sup>, на уран – 0,040 тыс. т./км<sup>2</sup>. Среднее содержание  $\Sigma TR_2O_3 - 2\%$ , урана – 0,12%. Ресурсы категории P<sub>3</sub> суммы окислов редких земель цериевой группы составят: 3000 км<sup>2</sup> (площадь) х 0,8 тыс.т/км<sup>2</sup> х 0,5 (коэффициент подобия) = 1200 тыс. т. Прогнозные ресурсы урана по аналогии с месторождениями Карасуг и Улаг-Танзек принимаются в количестве 40 тыс. т.

# Луктах-Дюмталейский потенциальный рудный район

Потенциальный рудный район площадью 2000 км<sup>2</sup> расположен на югозападе Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ, в северном борту Енисей-Хатангского прогиба.

Рудный район располагается в зоне сочленения Енисей-Хатангского прогиба и Таймырской эпиплатформенной складчатой области и контролируется зоной пересечения глубинных долгоживущих региональных разломов фундамента субширотного и северо- – восточного направления и флюидномагмоподводящей зоной Фадьюкудинского-Ладыгинского горячего пятна [Гулин, 1994, Салманов,1992, Беззубцев,1979, Проскурнин, 2013]. Луктах-Дюмталейский потенциальный рудный район специализирован на Ni, Cu, Co, МПГ, Ti, Fe. Рудный район оконтурен по данным бурения и геофизическим данным, юго-западная часть расположена под меловыми отложениями Енисей-Хатангского прогиба. В геофизических полях рудный район выражен областью высокоградиентного знакопеременного магнитного поля и расположен в пределах крупной (до 1600 км<sup>2</sup>) и высокоинтенсивной (до 100 мГал) гравиметрической аномалии [Кокорин, 1998,2002, Романов и др.2011].

По данным бурения поисковых и структурно-поисковых скважин в геологическом строении площади участвуют терригенные отложения перми и вулканогенные образования нижнего триаса, которые слагают Митыринирскую синклиналь и Янгодо-Горбитское поднятие, и интрузивные образования, представленные дифференцированными массивами руч. Дюмталей, руч. Луктах, Лынтангин. Дюмталейская полукольцевая серповидная интрузия среднего-позднего триаса вскрыта 4 скважинами (18,19,21,22) на протяжении 24 км и прослежена геофизическими методами на 56 км, при ширине 3–4 км под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений мощностью 400–800 м. В югозападной части района выделяется по скважине № 23 обособленная интрузия дюмталейского комплекса – Лынтангинская.

Во внутреннем кольце, в северной части структуры по геофизическим данным выделяется шток интрузии предположительно дюмталейского комплекса размером 12,5х15 км. Во внешнем части кольца Дюмталейской интрузии, на юге структуры скважиной 24 (инт. 384,7 – 1500,0 м) вскрыт Луктахский массив (шток) размером 10х12 км дюмталейского комплекса, который считается подводящим каналом двух ветвей Дюмталейской интрузии. В разрезе Луктахского массива оруденение представлено непромышленной вкрапленностью сульфидов и оксидов в интервале 958,2–1191,0 м. Дюмталейская интрузия локализована вдоль межслоевых плоскостей в пологопадающих (20–25<sup>0</sup>) верхнепермских угленосных терригенных породах на контакте с

вулканогенными отложениями бетлингской свиты нижнего триаса, местами внедряясь в основание вулканической толщи. По химическому составу и характеру рудоносности в Дюмталейской интрузии можно выделить два горизонта. Верхний горизонт, представлен диоритами, монцодиоритами, феррогаббро и габбро с титано-магнетитовым оруденением. Нижний горизонт, представлен шрисгеймитами, такситовыми и контактовыми габбродолеритами с сульфидным медно-никелевым оруденением. На границе двух горизонтов выделяется переходная оксидно-сульфидная зона.

Дюмталейская интрузия по особенностям химического состава отличается от никеленосных дифференцированных массивов Норильско-Талнахского рудного узла.

Породы, вмещающие сульфидные медно-никелевые руды Дюмталейской интрузии по сравнению со средним составом пород Норильско-Талнахского узла обогащены двуокисью титана (1,22–2,42%, против 0,44–1,07%), магнием (MgO) – (10,54–24,84% против 7,01–19,58%), окисью железа (9,09–19,8% против 7,95–12,03%), серой (1,02–2,64% против 0,18–1,47%). Вмещающие медно-никелевые руды породы Дюмталейской интрузии обеднены кремнеземом (30,35–42,94% против 44,08–52,77%), глиноземом (4,86–7,21% против 12,07–16,72%), натрием (Na<sub>2</sub>O) – (0,79–2,47% против 0,91–3,04%) (Таблица 9.4.).

В титан-железорудном горизонте по сравнению с сульфидным – в Дюмталейской интрузии отмечается пониженное содержание SiO<sub>2</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, S (Таблица 9.3).

Ресурсы сульфидных и оксидных руд рудного района рассчитаны по площадной продуктивности полезных компонентов интрузии по скважинам 18, 19, 21, 22 (категория Р<sub>2</sub>) с экстараполяцией на площадь интрузии, выявленную по данным геофизических работ (шток внутреннего кольца и западный сегмент – категория Р<sub>3</sub>) и приведены в таблице 9.5. (по сульфидным рудам). Прогнозные ресурсы оксидных руд в тех же контурах составляют: железа – 381 млн. т. (Р<sub>2</sub>), 795 млн.т (Р<sub>3</sub>), диоксида титана – 117 млн. т. (Р<sub>2</sub>), 256 млн.т (Р<sub>3</sub>) [Кокорин, 1998, 2002]. В сульфидной залежи имеются горизонты с высоким содержанием железа (Табл.9.4). Аналогом верхней залежи Дюмталейской интрузии является Качканарское платиносодержащее титаномагнетитовое месторождение, с бортовым содержанием железа – 16%, нижней базит-ультрабазитовой залежи сульфидных руд – месторождение вкрапленных руд Норильск-I Норильско-Талнахского узла [Кокорин, 1998, 2002]. В Норильских платино-медно-никелевых месторождениях вкрапленных руд содержание никеля – 0,48%, меди – 0,93%, МПГ – 4,34 г/т. [Платина России, 2011]. В сульфидных вкрапленных медно-никелевых рудах Дюмталейской интрузии содержание никеля -0.24%, меди -0.42%, кобальта -0.02%, МПГ – 0,56 г/т, в пересчете на условный никель – 0,53% – ниже, чем в Норильских рудах, при минимально промышленном содержании условного никеля 0,55%, бортовом – 0,40% [Кокорин, 1998, 2002]. Массивы с рудами обоих типов оруденения – сульфидным и оксидным встречаются реже, чем по отдельности, к ним можно отнести Волковский массив на Урале, Цагинский – на Кольском полуострове, Чинейский – в Северном Забайкалье, Ариадненский – в Дальнереченском районе, Пудожгорский – в Карелии. С Ариадненским массивом связано россыпное месторождение ильменита пади Тодохова со средним содержанием 36,5 кг/м<sup>3</sup>, ресурсами категории  $P_1 - 98$  тыс.т ильменита. На площади Луктах-Дюмталейского узла в шлиховых пробах из керна скважины № 24 установлено повышенное содержание ильменита до 49,23 кг/м<sup>3</sup> в базальном горизонте конгломерато-гравелитов в основании нижнего мела в интервале 383,9–384,7 м. Здесь возможно нахождение россыпей ильменита. Также не исключено присутствие в пределах рудного района богатых вкрапленных и сплошных сульфидных руд в интрузиях дюмталейского комплекса. Оксидные и сульфидные руды потенциального рудного района залегают на глубинах более 500 м, содержание полезных компонентов в сульфидных рудах ниже, чем в месторождениях Норильско-Талнахского узла. Требуется дальнейшее изучение рудного района на комплексное оруденение при востребованности сырья.

Таблица 9.3

NºNº	№	Интервал,	SiO.	TiO.	A1.O.	Ee.O.	FeO	CaO	MaO	MnO	K.O	Na.O	P.O.		S
ПП	СКВ.	М	5102	1102	<sup>1</sup> H <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10203	100	CaO	MgO	WIIIO	<b>R</b> <sub>2</sub> <b>O</b>	11020	1 <sub>2</sub> 05	111111	נ
1	18	650–657	32,9	6,09	8,88	14,09	12,49	10,91	7,78	0,23	0,39	1,71	0,26	4,22	0,88
2	18	698	32,6	6,36	11,77	12,25	14,36	10,64	8,08	0,15	0,31	2,30	0,20	1,60	0,93
3	21	930–941	22,50	9,35	8,70	22,17	18,98	7,58	6,16	0,26	0,14	1,24	0,08	3,07	1,19
4	21	1071,4	24,08	6,7	8,05	14,17	23,08	7,45	11,72	0,23	0,34	1,51	0,34	3,01	0,44

Химический состав вмещающих пород титан-железорудного горизонта Дюмталейской интрузии, %[по данным Кокорина, 1998]

#### Таблица 9.4

#### Химический состав вмещающих пород сульфидного медно-никелевого горизонта Дюмталейской интрузии, % [по данным Кокорина, 1998]

	№ скв.	Интервал, 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	S	Ni усл.
1	18	885,0	37,97	1,39	6,40	2,61	17,44	7,16	22,11	0,29	0,27	0,79	0,16	2,49	1,58	0,52
2	18	894-897	42,94	2,42	12,26	2,71	12,83	11,03	10,54	0,18	1,09	1,78	0,19	1,32	1,54	0,56
3	18	914,4	39,39	3,24	7,21	2,24	19,8	7,14	13,68	0,17	0,54	2,47	0,16	2,28	2,23	0,97
4	18	936,6	34,9	1,7	4,86	21,70	9,09	3,99	19,45	0,22	0,50	0,96	0,08	1,96	4,86	0,70
5	18	943,2–944	45,15	2,74	13,21	4,51	9,12	11,22	7,50	0,22	0,58	2,42	0,12	2,04	1,48	0,55
6	21	1123,3	39,94	1,58	5,82	4,02	15,9	5,24	21,63	0,25	0,45	1,10	0,17	1,85	1,38	0,44
7	21	1158,3	40,6	1,66	15,80	7,90	5,85	12,81	6,66	0,21	0,52	2,92	0,12	4,08	2,64	0,69

Таблица 9.5

#### Прогнозные ресурсы Cu, Ni, Co, Σ Pt медно-никелевых руд Луктах-Дюмталейского платино-никелево-меднорудного района [Кокорин, 1998, 2002]

					Объ-	Прогнозные ресурсы, тыс.т, ΣPt – т								
	Мощ- ность горизон- та, м	Пло- щадь бло- ка, км <sup>2</sup>	Объем бло- ка, км <sup>3</sup>	Коэффи- циент досто- верности	ем- ный вес руды, т/м <sup>3</sup>	Руды	Усл. Ni	Ni	Cu	Co	ΣPt			
P <sub>2</sub> -1	35,0	134	469	0,1	3,16	1482040	6817	3557	4743	311	670			
	Продуктивность, млн.т/км <sup>2</sup> , $\Sigma Pt - T/km^2$					11,1	0,05	0,03	0,04	0,002	5			
P <sub>3-1</sub>		121				1343100	6050	3630	4840	242	605			
P <sub>3-2</sub>		163				1809300	8150	4890	6520	326	815			
Ито- го Р <sub>3</sub>		284				3152400	14200	8520	11360	568	1420			
Все- го Р <sub>2</sub> +Р		418				4634440	21017	12077	16103	879	2090			

Закономерности размещения полезных ископаемых палеогенчетвертичной Центральнотаймырско-Североземельской золотороссыпной МЗ

По р. Мамонт ниже слияния с р. П. Мамонта выявлены россыпные проявления золота на протяжении 20 км, с длиной россыпей 9 и 11 км, с содержанием по отдельным пробам 12–60 г/м<sup>3</sup>, при среднем – 1 г/м<sup>3</sup>. Россыпи находятся в распределенном фонде недр. На притоках – Лев. Мамонт, Каменистая и в ручьях выявлены шлиховые ореолы со средним содержанием золота 0,23; 0,29; 0,34 г/м<sup>3</sup> [Проскурнин, 2008, Васильев, 1984].

9.2.2. Западно-Сибирская минерагеническая провинция

Западно-Сибирская МП на площади листа выделена при нефтегазогеологическом районировании охватывает северо-западную часть юрско-мелового чехла 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 данным бурения и геофизическим данным, юрско-раннемеловые Енисей-Хатангской газонефтеносной области, раннемеловые – угленосные и четвертичные потенциально золотороссыпеносные Енисей-Хатангского регионального прогиба. В центральной части Усть-Енисейской МО по геофизическим данным оконтуривается центральная часть Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуры. 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 нижних в частях разреза магнитных флюидномагмоподводящих образований, перспективных на Au, Cu, Ni, Co, Pt, Fe, Ti, TR, U, di оруденение.

Нефтегеологические условия региона

Нефтегеологическая изученность территории листа S-46 чрезвычайно низкая. Достаточно сказать, что в пределах мезозойского осадочного бассей-

на нет ни одной глубокой скважины, вскрывающей меловые и юрские отложения, не говоря уже о нижележащих породах. Поэтому небходимо тщательно просматривать фондовые и другие первичные материалы по нефтегазоносности отложений при съемочных и буровых работах прошлых лет. Дополнительно к первоначально учтенным при районировании материалам по смежным листам S-47 и R-46 подтверждаются также нефтепроявления на р.Толбато в пределах листа S-45-XXIII, XXIV (IV-4-1), где капельно-жидкая нефть обнаруживается в порах кавернозных известняков девонского возраста. Описание ряда незначительных проявлений примазок нефти и битумов встречается в отчетах «Красноярскгеологии»: Л. П. Никулова и др.,1990 г. и А. П.Романова и др, 1998 г. Наконец, капельно-жидкая нефть обнаруживается в пермских породах, включенных в триасовые базальты.

Битумы нефтяного ряда найдены в образцах керна в триасовых отложениях скважины 2 Волочанской площади, проанализированные нами практически всеми видами геохимического анализа; основные результаты их будут сообщены ниже, при характеристике углеводородных флюидов. В настоящее время рассматриваются возможности ознакомления с особенностями нефтепроявлений в скважинах Кыстыктахской площади, где продуктивными могут оказаться отложения перми, девона, более глубоких горизонтов.

Основной целью нефтегеологических исследований является:

1) выделение новых нефтегазоносных районов (или зон нефтенакопления);

2) оценка ресурсов углеводородов рассмотренных территорий.

Пути исследования в подобных случаях могут быть традиционными, если имеются нефтегеологические данные по скважинам или нетрадиционными если таковых не имеется. При этом надо помнить, что результаты оценок ресурсов УВ получены весьма приблизительные.

Нефтегазогеологическое районирование

Нефтегеологическое районирование территории показывает особенности распределения нефтегазоносных, потенциально нефтегазоносных и бесперспективных земель и является необходимым условием подсчета ресурсов углеводородов и прогнозирования их поисков.

Чаще всего такие карты заменялись обзорными или тектоническими картами, но, как правило, не крупнее 1:5000000 масштаба. Так, при подсчете ресурсов и запасов углеводородов (УВ) на 01.01.2012г, построенная во ВНИГНИ карта нефтегазоносности РФ и сопредельных стран под редакцией К. А.Клещева и А. И. Варламова [Карта нефтегазоносности, Клещев] в пределах всего Енисей-Хатангского прогиба показывает лишь одноименную нефтегазоносную область (НГО), без выделения других перспективных и потенциально перспективных областей и тем более районов.

Поэтому мы не могли воспользоваться готовым фрагментом названной карты и проводили районирование на основе структурно-тектонических, литолого-фациальных и минерагенических принципов выделения соответствующих таксонов, комплексно отражающих перечисленные признаки, отвечающих к тому же не только «Методическим указаниям» (ВСЕГЕИ, 2010), но и сводной легенде Таймыро-Североземельской серии листов ГГК- 1000/3.

Кроме того, наш вариант карты может называться «дизъюнктивным», поскольку учитывает зоны дизъюнктивных дислокаций, разломов (глубинных, листрических и т. д.) как один из главных факторов формирования углеводородных скоплений (от образования ловушек до миграционных преобразований УВ-х флюидов).

Все вышесказанное является основанием для столь же тщательного изучения нефтегазоносности палеозойских пород, как это делалось для предыдущих листов масштаба 1:1000000 по мезозойским отложениям.

С этой целью для листа S-46 построен прогнозный нефтегеологический «гипотетический» разрез пока на часть фанерозоя, где мезозойская часть бассейна представлена скважинами Логатской-361 и Волочанской-2, а верхнепалеозойский разрез выглядит как сводная часть одновозрастной складчатой системы Таймыра, обобщенный по колонковым скважинам ТП (18, 19 и др.) и идентифицируемый как верхи промежуточного структурно-тектонического этажа Енисей-Хатангского регионального прогиба.

В результате такого подхода на построенной карте в северной краевой части прогиба выделяется довольно обширная зона свободного водообмена (естественно, с наличием зоны многолетнемёрзлых пород значительной толщины: до 400м и более), которая достаточно хорошо промыта инфильтрационными водами, имеет ширину от 10–20км до 70–80км и свободна от углеводородов. За южной границей этой зоны при толщине осадочных мезозойских пород более 600–800 м проходит северная граница газонефтеносного бассейна.

Осадочный бассейн, выполненный палеозойскими и мезозойскокайнозойскими отложениями, занимает третью часть территории листа S-46 и имеет сложную конфигурацию, обусловленную расположением надпорядковых структур и структур 1-го порядка, в первую очередь Рассохинского и Балахнинского мегавалов.

Выделенная в составе Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНГП) Енисей-Хатангская газонефтеносная область (ЕХГНО) является одной из крупнейших в мега-провинции и делится в пределах листа S-46 на 2 района: Южно-Таймырский потенциально перспективный газонефтеносный (ПГНР) и Логатско-Туровский ПГНР, возможно, более перспективный, чем предыдущий район.

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция (I)

Енисей-Хатангская газонефтеносная область (I-A)

Граница области с севера проходит в 10–30км, максимально удаляясь от складчатого обрамления на 80км западнее Янгодо-Горбитского выступа. Структура ГНО достаточно сложна, что обусловлено наличием разновеликих поднятий вплоть до крупных валов и нескольких значительных по амплитуде прогибов. Крайняя северо-восточная часть ГНО приурочена к более погруженной зоне Южно-Таймырской моноклизы, где подошва юрских отложений может залегать на глубинах от 400–500м до 1500м и более.

Ширина Южно-Таймырского ПГНР (1-А–1) изменяется с северо-востока от 15–20 км на юго-запад, где может превышать 60 км (прил.). Основное увеличение площади район получает на границе листа S–46. При этом из 3000м осадочной мезозойской толщи около 1000м может приходиться на юрские отложения, а самые нижние горизонты (джангодской свиты) могут стать перспективными на углеводороды. Главным фактором формирования здесь УВ-х скоплений могут стать дизъюнктивные дислокации, проникающие в мезозойский чехол из палеозойского складчатого обрамления и перетоки УВ по разломам, прежде всего, из пермских горизонтов, судя по битуминозности этих пород в пределах складчатого образования и даже содержания тяжелых нефтей и мальт в разрезе верхне- и нижнекожевниковской свит, например, на Южно-Тигянском малом месторождении (лист S–49). Что касается ловушек для УВ в низах мезозойского чехла, то они обнаруживаются даже в одиночных скважинах, в частности, в джангодской свите нижней юры в Логатской скв. 361 (лист S–47). Выделение в разрезе этой скважины джангодской битумоносной толщи явилось одним из признаков и оснований для включения Логатско-Туровского района в число перспективных, а на листе S–46 распространена его южная часть. Логатская скважина 361 вскрыла мезозойский разрез до верхнетриасовых отложений: базальтов и туфопесчаников до 320 м (прил.).

Выше по разрезу в нижнеюрских отложениях этой скважины обнаружены битуминозные алевролиты, полный геохимический анализ которых показал что битумойды образца из интервала 3142–3154м являются ХБА нефтяного ряда и потому можно предположить, что в указанном интервале вскрыта в этом перспективном газонефтеносном районе новая битумоносная толща – джангодская.

В разрезе меловых отложений Логатско-Туровского перспективного газонефтеносного района доминируют пески и алевриты над глинами, а песчаноалевролитовые породы над аргиллитами, и по тому, проницаемость отложений достаточно высокая, а сохранность вертикально мигрирующих УВ весьма низкая. Плотность разломов и зон деструкций в районе, естественно, разная на отдельных участках: примыкающих к Южно-Таймырскому ПГНР и Балахнинскому ГНР (лист R-46). Кроме того, разломы, фиксируемые по геофизическим данным в палеозойских породах не всегда проникают в мезозойские отложения или проникают с меньшей интенсивностью, а, следовательно, с меньшим миграционным для УВ эффектом.

В целом нефтегеологические условия выделенных районов недостаточно благоприятны для образования крупных фрагментов нефтегазоносного бассейна, если последний идентифицировать с Енисей-Хатангской ГНО. То же самое можно констатировать и для образований крупных скоплений жидких углеводородов в зонах битумонакопления.

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 с выделением перспективных для опоискования зон или участков; прямых и косвенных признаков нефтегазоносности; многочисленных геохимических показателях и т. д. Оценка начальных суммарных ресурсов УВ северных районов Восточной Сибири производилась на 01.01.2002 г. в СНИИГГиМСе под руководством В. С.Старосельцева, затем уточнялась во ВНИГРИ в 2006г, во ВНИГНИ в 2009–2012гг. (под руководством М. И. Лоджевской), и продолжается для нераспределенного фонда и в настоящее время. Поэтому кроме офи-
циального общегосударственного подсчета ресурсов УВ на 01.01.2012г нами учитывался материал в первую очередь по геологическому строению и отдельным параметрам подсчета, наработанным в перечисленных выше институтах, а также представлений авторов о специфике тектонического строения территории, новые зоны деструкции осадочного чехла, перспективные площади по материалам дистанционного зондирования и т. д.

Ресурсы УВ на листе S-46 показаны лишь для юрских отложений, которые могут содержать выдержанные в пространстве резервуары для не крупных скоплений УВ. Значения удельных плотностей начальных суммарных геологических ресурсов УВ взяты по параметрам листа S-47. Ресурсы УВ оценивались согласно требованиям методических положений [Методическое руководство, 2000]. Главными из этих требований явились выбор аналагов углеводородной системы и соответствующих расчетных эталонов. Начальные суммарные геологические ресурсы УВ перспективных газонефтеносных районов листа S-46 приведены в таблице ..При этом даже на расчетной части Логатско-Туровского ПГНР, попавшего на лист S-46 прогнозные ресурсы значительно больше чем по территории Южно-Таймырского ПГНР.

На картах прогноза на нефть и газ листа S-46 масштабов 1:2500000 и 1:1000000 ресурсные перспективы в целом невысокие и укладываются всего в две значимых градации: 5-10 тыс. т н. э./км2 и менее 5 тыс. т н. э./км2, т. е., перспективные и малоперспективные (табл. 9.6).

На этих картах также выделены зоны, а точнее участки (из за их малого размера) как первоочередные объекты поисково-разведочных работ, причем начиная с площадных сейсмических работ и лишь потом определяя возможность постановки того или иного вида бурения, глубин скважин и т. д.

Существенный ресурсный углеводородный потенциал могут нести в себе ловушки неантиклинального типа: литологические, тектонически ограниченные, сложные (с участием нескольких факторов образования). При этом юрские резервуары могут иметь повышенные и даже аномально высокие пластовые давления.

Для определения особенностей геохимического состава УВ нами проводился полный геохимический анализ битумоидов, извлеченных из битумов пород керна по скважинам Логатской–361, Волочанской–2 и др.

Проведение таких геохимических анализов необходимо как с позиций обоснования перспективности нефтегазоносности неизученных в этом отношении районов, так и генезиса УВ юрских и особенно триасовых отложений. Доля ХБА в образце керна из туфоалевролита Логатской скв. 361, интервал опробования 3321–3331м, составила 0,015%, а колличество битумоидов из глинистых алевролитов Волочанской скв. 2, интервал опробования 2146–2160м равен 0,016%; содержание углеводородов в первой из названных скважин 38%, а во второй – 37%, достаточное сходство обнаруживается и в смолах и асфальтенах, а значительные расхождения показаны для метанонафтеновых составляющих УВ-х масел, биароматических (соответственно 5,3% и 4,9%), полиароматических (36% и 25%) УВ.

Нефтегазогеологиче- ские провинции и обла- сти	Перспективные газонефтенос- ные районы	Расчёт- ная пло- щадь ПНГР (км <sup>2</sup> )	Начальные суммарные геологиче- ские ресурсы (НСР) УВ (млн. т., н. э.)	Удельная плот- ность НСР УВ (тыс. т., н. э./км <sup>2</sup> )	Примечание
Западно-Сибирская нефтегазоносная про- винция (ЗСНГП)	Южно- Таймырский перспективный газонефтенос- ный район	12814	51,2	< 5	Для расчёта
Енисей-Хатангская газонефтеносная об- ласть (ЕХГНО)	Логатско- Туровский пер- спективный газонефтенос- ный район	12212	91,6	5–10	Для расчёта
Всего на территории листа S-46 ресурсов УВ категории D		25026	142,8		

### Начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов перспективных районов Енисей-Хатангской газонефтеносной области на территории листа S–46

Весьма показательны отличия параметров и коэффициентов группового состава н-алканов, ряда изопренанов; наконец, отношения пристана к фитану (соответственно 1,47 и 0,71). Проанализированные ХБА по всем параметрам показали различия их между образцами некоторых структурных зон по соотношению син- и эпибитумоидного состава.

Поэтому и возрастает ценность рекомендаций о глубинном изучении недр, качественном опробовании углеводородных флюидов пермских и девонских пород в первую очередь. Для этого необходима параметрическая скважина в юго-восточной части региона глубиной до 6–7км на весь фанерозойский разрез или его большую часть, с качественным опробованием всех потенциально продуктивных толщ и исследованием всего разнообразия флюидов современными аналитическими методами. Возможно тогда появится обоснованное разделение нижнего и верхнего структурно-тектонических этажей соответственно на нефтяной, нефтегазовый и газовый, газонефтяной.

Иллюстрацией к такому прогнозу может послужить разрез, основанный на геофизических данных и представлениях о региональной нефтегазоносности фанерозойских пород соседних территорий (листы S-44, S-45, S-47, S-49, R-44, R-45 и др.). Суть таких представлений заключается в том, что глубинная смесь преимущественно углеводородного состава при тектонических подвижках по зонам деструкции (в основном по разломам) поступает из дорифейских образований в осадочный чехол, постепенно меняя свой газожидкостный состав при взаимодействии с породами и флюидами приразломных зон, химических и иных барьеров, последовательно оставляя на них более тяжёлые фракции, а газ и лёгкие фракции жидких углеводородов смеси дегазируют в верхние толщи седиментационных бассейнов в донные осадки морей и далее в атмосферу.

Результаты такого процесса показаны на прогнозном рисунке, где в пределах зоны деструкции в нижней её части могут выделиться из миграционного потока углеводородов нефтяные и нефтегазовые скопления, а выше по разрезу, при наличии ловушек, могут скапливаться газовые и газонефтяные залежи, причём в большей мере сказанное относится к палеозойским породам, чем к мезозойским.

Итоги изложенного показывают огромную недоизученность южной части территории листа по всем геологическим позициям (по сравнению с соседними миллионными листами), и потому начинать, естественно, нужно с площадных сейсмических работ вдоль намеченного глубинного разлома, и в случае положительной интерпретации полученного материала перейти к бурению одной-двух параметрических скважин обязательно со вскрытием палеозойских пород на возможно большую глубину и непременно качественным их опробованием.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия рассматриваемой территории изучены весьма слабо. Приведенная ниже краткая характеристика основана на обобщающих работах Н. И. Обидина, Ю. Е. Погребицкого и др. по северу Центральной Сибири и сопредельному листу S–47.

На площади выделяются Таймырская гидрологическая область с глубоко промороженными породами протерозойского, палеозойского и, отчасти, мезозойского и палеогенового возраста, а также мезозойский Енисей-Хатангский прогиб. В последнем выделяется Енисей-Хатангский артезианский бассейн. На всей территории повсеместно распространена мерзлота до глубины 350—500 м. По данным Якутского института мерзлотоведения, проводившего термометрические наблюдения по скважине ЦТ–9 в районе угольного месторождения Пясинское (лист S–44), температура пород на глубине 464 м составляет —0,08 °С. По результатам буровых работ на р. Сырадасай глубина распространения мерзлоты 210—320 м.

Таймырская гидрогеологическая область может быть охарактеризована только в порядке прогноза (Гидрогеология СССР, т. XVIII, 1972). Водоносные горизонты здесь, вероятно, полностью проморожены до глубины 500 м. Подмерзлотные воды в юрских, триасовых и верхнепротерозойских отложениях, по-видимому, в основном солоноватые, а в нижележащих толщах — соленые. По условиям залегания воды трещинные. Наличие пресных подмерзлотных вод возможно и в триасовых, и в верхнепермских отложениях, а на севере — в древних комплексах.

В процессе различных исследований практически изучались только воды деятельного слоя и поверхностного стока. Мощность деятельного слоя обычно составляет 0,2—0,3 м, достигая 0,7—0,8 м по долинам рек.

Результаты анализа проб по западной части листа показывают гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав вод при минерализации в пределах 0,03—0,23 г/дм3. Установлена связь состава вод поверхностного стока с коренными отложениями. Районы распространения девон-каменноугольных карбонатных отложений и особенно карбонатно-сланцевых осадков ордовика и силура характеризуются повышенными содержаниями сульфат-иона вследствие сероводородного заражения бассейнов их осадконакопления. Воды р. Сырадасай обладают повышенным содержанием гидрокарбонат-иона, а также существенным количеством свободного СО2. В целом повышенные количества СО2 в водах поверхностного стока характерны для СырадасайскоПуринской разломной зоны, где в ядрах структур обнажены нижнекаменноугольные карбонатные отложения.

О характере подмерзлотных вод можно косвенно судить по данным буровых работ в районе р. Сырадасай, где ниже отметки нулевой температуры отмечено опреснение буровых растворов, очевидно, обусловленное наличием подмерзлотных пресных вод или малосоленых пластово-трещинных вод. Данные о наличии мерзлотных вод отсутствуют.

Енисей-Хатангский бассейн на территории листа практически не изучен. Для его характеристики, по аналогии с сопредельным листом S–47, могут быть использованы материалы по существенно отдаленным Джангодской и Тундровой площадям, а также Боганидскому источнику (71°55' с. ш., 98° 10' в. д.). По данным опробования скв. Джангодская–1 на глубине 1278 м в песчаниках нижней юры вскрыты подземные воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией 4,7 г/дм3. Воды содержат НСОЗ (в экв. около 25 %). В скв. Тундровая–2 с глубины 1118 м вода из меловых песчаников имеет хлориднонатриевый состав с минерализацией 6,5 г/дм3 и содержанием НСОЗ, более 25 %.

О предполагаемом составе подземных вод в меловых отложениях можно судить по данным Боганидского источника. Здесь выходы соленых вод наблюдаются в центральной части Боганидско-Жданихинской впадины на площади развития песчано-глинистых осадков верхнего мела, вблизи подножия возвышенностей.

В скважине на южном берегу оз. Лабаз на глубине 400 м в меловых породах встречены напорные воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 10 г/дм3.

Поверхностные воды являются единственным реальным источником водоснабжения; они пресные, весьма мягкие или очень мягкие (менее 1,5 мг/дм3). Наблюдается увеличение солености в приустьевых частях рек морского стока (до 5 км).. Многолетний модуль стока не более 0,5 л/с на 1 км2. Коэффициент фильтрации 0,1 — 1 л/сут по аналогии с другими регионами.

# ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологическая обстановка на территории листа S-46 ГГК-1000/3 (р. Тарея) изучалась на основе изданных специализированных карт и атласов, а также имеющихся в комплекте листа геологических материалов, с привлечением дополнительных данных, в том числе по результатам анализа дистанционных и геохимических основ. Значительное внимание было уделено отчётам Госкомгидромета по мониторингу природной среды в регионе и эколого-геологическим материалам ФГБУ «Заповедники Таймыра».

Главенствующую роль в формировании эколого-геологической обстановки для морфоструктурных областей (МФО) играют следующие экзодинамические процессы: денудация, транспортировка (транзит) и аккумуляция. В соответствии с площадями развития этих процессов основными региональными МФО на территории листа являются области денудации, транспортировки и аккумуляции, включающие в себя арктические горы (среднегорья, низкогорья), арктические (межгорные, предгорные, прибрежные) равнины полуострова Таймыр, а также преимущественно субарктические равнины Северо-Сибирской низменности [Ландшафтная карта СССР, 1980].

Территория листа расположена в пределах развития арктических (п-ов Таймыр) и субарктических (Северо-Сибирская низменность) ландшафтов Таймыро-Североземельской группы. На горных сооружениях Таймыра преобладают полярно-пустынные (приводораздельные участки) и арктические тундры. В пределах низменности – приполярные (субарктические) разновидности сибирской тундры [Исаченко, 2001, Ландшафтная карта России, 1995].

Основными геолого-экологическими факторами, существенно влияющими на развитие экологических обстановок данного региона, являются геологическое строение территории и его связь с морфогенетическими комплексами, формирующими современный рельеф, повсеместное развитие мощных (до 600 м) многолетнемёрзлых пород, а также климат.

Главенствующие природно-геологические опасности (ПГО) на всей территории листа связаны с проявлениями разноплановых и разномасштабных термокарстовых процессов. В преимущественно рыхлых покровных отложениях образуются мощные морозобойные трещины, заполняемые жильным льдом. На некоторых участках ледяные клинья составляют до 50% от объема грунтов. Протаивание льда приводит к просадкам грунта, формированию сети мелких термокарстовых озер на плоских поверхностях равнин, заболачиванию, а также к образованию глубоких ложбин и оврагов. Определённую напряжённость для окружающей среды могут представлять рудные проявления и геохимические ареалы распространения таких экологически неблагоприятных элементов как уран и мышьяк. Особое внимание привлекают проявления урана, обнаруженные в Кыйдинско-Фадьюкудинском рудном районе. В РФ нет ПДК по урану, но среднестатистический мировой фон превышен здесь в 8 – 10 раз. Ареалы с превышением ПДК мышьяка в 30 – 50 раз наблюдаются в Тарейском рудном районе, где среднее содержание As достигает 100г/т в осадочных породах среднего ордовика, т. е. 100мг/кг, что в 50 раз превышает ПДК РФ по мышьяку [Атлас ..., 2005, Государственная..., 2000].

Потенциальная сейсмичность полуострова Таймыр связывается с современными тектоническими движениями по молодым разломам, секущими 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 полуострова Таймыр, где отмечено самое крупное Таймырское землетрясение с mb = 5,0 (09.06.1990 г.). Число же событий в центре Таймыра значительно меньше, чем в Лено-Таймырской зоне – за последние 60 лет отмечено лишь несколько слабых сейсмических толчков [Козьмин и др., 2007].

Главные орографические элементы данной территории с севера на юг:

- Северо-Таймырское нагорье (низкогорье) характеризуется чередованием возвышенных денудационных плато и протяжённых выположенных гряд (абс. отметки до 400 м) северо-восточного простирания с межгорными и предгорными равнинами унаследованных впадин (депрессий);

- Центрально-Быррангское среднегорье со специфическими гребневидными и, местами, альпиноподобными водоразделами среди которых выделяются Главная горная ось Бырранга с абсолютными отметками до 640 м, гряды Геологическая, Бегичева и Топографическая с абсолютными отметками 500 – 600 м;

- обширные грядово-холмисто-западинные равнины Северо-Сибирской низменности.

Морфоструктурная область денудации

Сформировалась в условиях преобладания денудационных процессов и включает в себя среднегорья Центральной оси гор Бырранга и окаймляющих их высоких гряд, а также низкогорья Северо-Таймырского нагорья. Наиболее суровые обстановки присущи горным сооружениям Таймыра, где преимущественное развитие получили горные арктические тундры, местами близкие к арктическим пустыням.

Арктическо-тундровые среднегорья (1) приурочены к глыбовоскладчатым горным сооружениям Центрального Таймыра с максимальными абсолютными отметками. Они сложены устойчивыми к процессам выветривания терригенно-карбонатными и интрузивными породами палеозоя и покровами базальтов нижнего мезозоя. Горы интенсивно расчленённые, местами со следами ледниковой обработки приводораздельных участков. Склоны крутые или средней крутизны с выходами коренных пород (скал), осыпями, курумами, нивальными формами. Преобладают пятнистые накипные лишайниковые и каменистые (дресвяно-щебнистые) тундры, местами, на склонах южной экспозиции встречаются пятна мохово-лишайниковых тундр на примитивных почвах.

Арктическо-тундровые низкогорья (2) представляют собой обширные денудационно-структурные грядово-увалистые плато, сложенные терригеннокарбонатными и интрузивными породами протерозоя и нижнего палеозоя, местами с куэстами, нивальными, солифлюкционными формами на средних и пологих склонах. Преобладают мохово-лишайниковые тундры, местами с осоково-дриадными пятнистыми тундрами на маломощных тундровоглеевых почвах. На нижних, пологих участках склонов отмечается достаточно широкое развитие солифлюкционных процессов, выраженных в виде нагорных террас и полигональных грунтов. Здесь сползание и пучение грунтов местами нарушают структуру покрова с образованием пятен и полос голого грунта, присущих пятнистым тундрам.

Большие пространства на территории листа занимают различные по генезису арктические и субарктические равнины, обязанные своим происхождением процессам транспортировки и аккумуляции отложений в специфических полярных и приполярных условиях. Подчинённую роль они играют в пределах полуострова Таймыр, где занимают днища межгорных и предгорных впадин. Равнины Северо-Сибирской низменности простираются практически по всей площади южной части листа.

Морфоструктурная область транспортировки

Процессы транспортировки, связанные с деятельностью водотоков, формируют эрозионно-аккумулятивный пойменно-русловой комплекс. Вторая разновидность ландшафтов, связанных с процессами транзита, наблюдается на побережье Карского моря, где в результате приливно-волновой деятельности формируется аккумулятивно-абразионный прибрежный комплекс.

Аккумулятивно-эрозионные равнины пойменно-террасового комплекса (3) приурочены к днищам речных долин. В пределах Горного Таймыра преобладают заболоченные с моховыми полигонами, осоково-пушицевые кочкарные арктические тундры на тундрово-глеевых почвах. Термокарстовые процессы здесь не так активны и основные ПГО связаны с сезонными паводками.

В пределах Северо-Сибирской низменности пойменно-русловые равнины развиты в долинах крупных водотоков, принадлежащих, в основном, к бассейнам рек Пясины, её правого притока Тарея, Верх. Таймыра. Поверхность равнин плоская, иногда мелкобугристо-волнистая. Днище долин очень интенсивно заболочено, с большим количеством термокарстовых озёр. Широко развиты полигонально-валиковые образования, связанные с повторножильными льдами в рыхлых отложениях поймы и низких террас. На поверхности террас наблюдаются полигональные, моховые, осоково-пушицевые, кочкарные тундры, часто заболоченные, с многочисленными блюдцами термокарстовых озёр и заболоченных аласов. Здесь же отмечается большое количество и многообразие термокарстовых микроформ рельефа: булгунняхи, байджарахи, полигоны морозных медальонов и пр.

На юге листа, в долине р. Пясины наблюдаются более разнообразные растительные ассоциации, представленные субарктическими полигональными

мохово-осоково-пушицевыми тундрами с островками разнотравья и кустарниковых тундр.

Аккумулятивно-абразионная прибрежная равнина (4) простирается вдоль береговой линии Карского моря и представляет собой плоскую (лайды), местами пологоволнистую поверхность шириной первые километры (на приустьевых участках – первые десятки км). На повышениях рельефа, чаще всего связанных с выходами коренных пород на дневную поверхность (цокольные террасы, клифы), преобладают островные накипные лишайники. Остальная территория занята мохово-лишайниковыми, полигональными, местами заболоченными тундрами на примитивных почвах, чередующимися с полосами и медальонами голого грунта (около 50% всей плошади), разделенные морозными трещинами по которым развита крайне разреженная растительность. Вся береговая линия подвержена достаточно активной волновой и приливной абразии, особенно в период продолжительных штормов. В местах выходов коренных пород в акваторию формируются клифы высотой до первых десятков метров с грудами отломников у подножий. Следует отметить участки пляжей, забитые плавником техногенного происхождения (в основном кругляк), привнесённым, вероятнее всего, из дельты Енисея.

Морфоструктурная область аккумуляции

Арктические и субарктические аккумулятивные равнины широко представлены в пределах Северо-Сибирской низменности и фрагментарно в крупных унаследованных депрессиях и межгорных впадинах Таймыра. Основные процессы аккумуляции связаны с верхненеоплейстоценовыми оледенениями, их деградацией, последующими морскими трансгрессиями и озёрноаллювиальными процессами.

Ледниковые аккумулятивные холмисто-грядово-западинные равнины (5) широко развиты в пределах Северо-Сибирской низменности и приурочены к наиболее возвышенным водоразделам, представляющими собой конечноморенные напорные гряды и лопасти стадий муруктинского оледенения. Чаще всего они сложены крупнообломочным материалом с суглинистым заполнителем. Межгрядовые западины характеризуются большим количеством термокарстовых озёр и долин водотоков, а также разнообразных мерзлотных форм на фоне интенсивного заболачивания. Днища котловин заняты дриадово-моховыми, кочкарными тундрами в сочетании с несомкнутыми осоковокустарничковыми тундрами на тундрово-глеевых почвах. Склоны ледниковых массивов заняты мохово-пушицевыми тундрами с солифлюкционными формами. На вершинах водоразделов преобладают лишайниковые и каменистые (дресвяно-галечные) тундры с весьма разреженным растительным покровом.

В пределах Горного Таймыра этот тип ландшафта развит в крупных межгорных впадинах, а также в предгорных и межгорных впадинах (долинах) гор Бырранга, где отложились конечные морены сартанского оледенения. Здесь равнины имеют полого холмисто-западинный облик с полигональноваликовыми, мохово-лишайниково-дриадовыми кочкарными и пятнистыми тундрами на тундрово-глеевых почвах.

Водно-ледниковые аккумулятивные полого холмистые равнины (6) созданы в результате таяния ледников с последующей аккумуляцией флювиогляциальных отложений. Преимущественное развитие получили в пределах низменности. Характеризуются широким развитием солифлюкционных и полигональных микроформ рельефа, большим количеством термокарстовых озёр и болот. Преобладают осоково-пушицево-моховые, кочкарные тундры, местами с мохово-кустарничковыми тундрами с примесью разнотравья на маломощных грубогумусных тундрово-глеевых почвах.

Озёрно-ледниковые полого волнистые равнины (7) созданы в результате подпруживания долин маргинальных водотоков стадиальными подвижками ледников. Имеют ограниченное распространение в пределах Северо-Сибирской низменности (долина р. Горбита) и располагаются преимущественно по бортам долин и озёрных котловин в виде террасовидных площадок. Характеризуются широким развитием термокарстовых микроформ рельефа, чередующихся с мелкими озёрами и аласами, местами с интенсивно заболоченными участками на илистых отложениях. Преобладают осоковопушицево-моховые кочкарные тундры с пятнами мохово-кустарничковых полигональных тундр с примесью разнотравья на грубогумусных, тундровоглеевых, иногда торфянистых почвах.

Озёрные плоские равнины (8) имеют достаточно ограниченное распространение и чаще всего приурочены к межгорным впадинам (наиболее представительная равнина во впадине оз. Аятурку) и западинам. На этих равнинах развиты остаточные и термокарстовые озёра, с полигональными формами и буграми пучения, часто заболоченные, с преобладанием моховых тундр с участками разнотравья, злаков, ползучих кустарников на грубогумусных и кислых торфянистых почвах. В южной части листа встречаются фрагменты ерниковой и ивняковой моховой сибирской тундры.

Болотно-озёрные плоские и слабовогнутые равнины (9) ограничено представлены в Северо-Сибирской низменности и на прибрежных равнинах Карского моря. Однако участки развития этих равнин незначительны и далеко не все они могут быть представлены в масштабе схемы, поэтому зачастую показаны внемасштабным знаком «зоны заболачивания». На юге территории они характеризуются большим количеством термокарстовых озёр среди полигонально-валиковых болотных массивов на которых развиты осоковогипновые, осоково-пушицевые тундры на грубогумусных, торфянистых почвах.

Озёрно-аллювиальные полого волнистые террасовидные равнины (10) имеют очень широкое распространение в пределах Северо-Сибирской низменности. Для крупных озёрных котловин и речных долин на юге листа характерны таликовые участки с фрагментами ландшафта, приближающегося к кустарниковой тундре. По характеру растительности данные ландшафты имеют трёх ярусное строение: первый ярус – карликовые берёзы, ползучие полярные ивы и кустистая ольха; второй – брусничник и разнотравье; третий – мхи. Основная же часть этих равнин характеризуется максимальным развитием заболоченных пространств с многочисленными термокарстовыми озёрами, буграми пучения. Здесь преобладают полигонально-валиковые травяно-гипновые болота, а по таликам – пушицево-осоково-моховые субарктические тундры с островками карликовых берёз на грубогумусных, тундровоглеевых, местами торфянистых почвах.

Аллювиальные полого наклонные и плоские террасовые равнины (11) приурочены к террасовым комплексам крупных речных долин Северо-Сибирской низменности. На площадках террас отмечается широкое развитие термокарстовых процессов, заболачивание с преобладанием полигональноваликовых, осоково-гипновых болот в сочетании с осоково-моховокустарничковыми тундрами, на юге листа – с фрагментами кустарниковой тундры на грубогумусных тундрово-глеевых, торфянистых почвах.

Морские террасовидные полого наклонные равнины (12) приурочены к крупным долинам в депрессиях и межгорных впадинах и обязаны своим происхождением морским верхненеоплейстоценовым (казанцевские, каргинские) трансгрессивным циклам. Например, одна из самых крупных – Шренк-Мамонтская депрессия на Таймыре характеризуется широким развитием комплекса морских абразионно-аккумулятивных террас. Поверхности обширных, слабоволнистых или плоских площадок сильно переработаны термокарстовыми процессами, осложнены озерно-болотными котловинами и густой сетью речных долин, врезанных на 10 – 20 м в толщу рыхлых пород. Широкое развитие получили пятнистые травяно-моховые тундры на маломощных тундрово-глеевых почвах. На склонах долин, в западинах и котло-Северо-Сибирской низменности преобладают мохово-осокововинах пушицевые, кочкарные тундры с разнотравьем и кустарничками на тундроводерновых маломощных почвах.

Прибрежно-шельфовая полого наклонная равнина (13) является частью мелководного шельфа Карского моря. Она сложена у берегов гравийниками, галечниками и песками (до глубин 10–15 м). Глубже, до максимальных глубин на территории листа (50 м) начинают преобладать алевролиты, пелиты, местами илистые образования.

Заповедники Таймыра

Все заповедные площади полуострова находятся в ведении ФГБУ «Заповедники Таймыра». В настоящее время ФГБУ объединяет Государственные природные заповедники «Таймырский», «Большой Арктический» и «Путоранский». На территории листа расположены (см. «Схема оценки экологогеологической обстановки»): западная часть заповедника «Таймырский» (долина р. Верхняя Таймыра), заповедник «Большой Арктический» – западная часть кластера №6 «Нижняя Таймыра» и кластер №4 «Залив Миддендорфа», а также проектируемый заказник «Устье реки Горбита».

Флора и фауна заповедников находятся в активной стадии изучения. 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 форм. Один из специфических биотопов заповедника, вокруг которого концентрируется жизнь – крутые яры по берегам рек Северо-Сибирской низменности. Здесь в большом количестве гнездятся сапсан, зимняк и 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, обИз млекопитающих особый интерес представляют дикий северный олень и овцебык. Сейчас на Таймыре обитает самая крупная популяция оленей в стране – около 500 тыс. особей. Сорок лет назад в таймырской тундре начали эксперимент по расселению овцебыка – представителя «мамонтовой фауны», обитавшего на Таймыре еще 2–3 тысячи лет тому назад, но вымершего по неизвестным причинам. Эксперимент проходит успешно и от 30 завезенных из Канады животных, содержавшихся в вольерах на берегу р. Бикада, к настоящему времени развелось более 2 000 особей, расселившихся по Таймыру от северной оконечности полуострова до границы с лесотундрой. Своеобразна ихтиофауна водоёмов полуострова Таймыр. Здесь преобладают ценные виды рыб – сиговые, лососевые (пресноводные и морские гольцы), хариусовые.

Территория листа S-46 относится к Таймырской эколого-ресурсной провинции, выделенной по природно-ландшафтным и геолого-геохимическим особенностям [Карта экзогенных..., 2000]. В целях более детальной проработки оценки, данная территория условно разбивается на два участка, резко отличающихся друг от друга по морфолитогенетическим обстановкам и природным ландшафтам. Первый участок относится к горным сооружениям Таймыра, где преимущественное развитие имеют горные арктические тундры. Второй участок представляет собой обширные, преимущественно аккумулятивные равнины Северо-Сибирской низменности с преобладанием субарктических тундр.

На территории листа предлагается выделить 3 категории площадей с различной степенью (оценкой) развития природных геологических опасностей (ПГО), влияющих на состояние ландшафтов.

Благоприятное состояние обстановки присуще сравнительно небольшим участкам и присвоено им весьма условно с учётом повсеместного развития многолетнемёзлых пород. К ним относятся участки с минимальным набором ПГО, не относящимся к криогенезу. Здесь следует отметить террасовидные морские равнины, которые достаточно узкой полосой (до первых десятков километров) тянутся вдоль береговой линии Карского моря. На них развиты растительно-почвенные ассоциации, характерные для арктических тундр. Одной из особенностей строения этих равнин является их преимущественно хорошо промытые морские песчано-галечные отложения с минимальным количеством глинистых частиц. Данное обстоятельство вкупе с практическим отсутствием почв и, как следствие, с минимальной мощностью протаивания по монолитам многолетнемёрзлых пород не позволяет развиваться повсеместному заболачиванию. Процессы денудации на этих равнинах выражены весьма слабо ввиду отсутствия каких-либо значимых неровностей рельефа.

К участкам с условно благоприятной обстановкой относятся некоторые вершины и приводораздельные участки конечно-моренных массивов на Северо-Сибирской низменности. В результате длительного криогенеза дневная поверхность водоразделов приобрела монолитный сцементированный облик за счёт вымерзания и вымывания песчанистой составляющей заполнителя и, соответственно, с замедлением процессов почвообразования и развития рас-

65

тительности. Вершины гряд приобрели, в основном, сопочный облик с низкой степенью увлажнённости вершин и сравнительно слабой реакцией на термокарстовые процессы.

Удовлетворительное состояние обстановок отмечается на большей части территории Северо-Сибирской низменности, а также во всех крупных депрессиях и межгорных котловинах Таймыра. Днища котловин расчленены долинами многочисленных водотоков и озёрными впадинами. С ними связаны процессы сезонного оттаивания подстилающих отложений (талики) с активизацией ПГО в тёплый период года и в первую очередь способствующие интенсивному заболачиванию обширных пространств этих равнин. Активной обработке термокарстовыми процессами вкупе с денудацией подвержены также и выположенные склоны низкогорий и борта котловин. Здесь наблюдаются крупные участки гравитационного «течения» пород (крип) с формированием натечных микроформ рельефа (нагорные террасы, медальоны и пр.)

Напряженная обстановка характерна для прибрежной зоны Карского моря (а) ввиду активной волновой и приливно-отливной абразии берегов. Здесь же, на мелководье, в зимний период формируются мощные припайные льды, которые в начале тёплого периода года, особенно в штормовую погоду, отрываются, дрейфуют и зачастую выносятся на пляжи с последующим торосованием поверхностного слоя.

Неблагоприятная обстановка складывается на горных сооружениях Таймыра (б) из-за активных процессов комплексной денудации на их склонах. Особенно напряжённая обстановка присуща крутосклонным хребтам и грядам Центрально-Быррангского среднегорья (г). Здесь преобладают активные гравитационные процессы на фоне морозного выветривания коренных пород с последующим обрушением и формированием трудно проходимых шлейфов осыпей и обвальных масс. Для долин рек (ущелий) здесь характерны порожистые и труднопроходимые русла, местами с глубокими подпруженными озёрами.

Напряженность ситуаций в крупных речных долинах (в) связана в первую очередь с сезонными паводками. В период весеннего половодья на реках, вследствие образования ледяных заторов, их пойменно-русловые части оказываются затопленными иногда на площадях в первые квадратные километры с образованием сезонных озер. Последующий подмыв берегов, сложенных многолетнемёрзлыми, преимущественно рыхлыми отложениями, провоцирует обрушение этих масс в русла рек, иногда с формированием заторов и подтоплений. Оползни обнажают в стенках склонов террас многочисленные клинья ископаемых подземных льдов, которые при интенсивном таянии в весенне-летний период готовят почву для новых сходов переувлажнённых глинистых масс. К неблагоприятным факторам можно отнести и активную эрозионную деятельность рек, выраженную в образовании глубоко врезанных каньонов и участков интенсивной боковой эрозии. На склонах долин преобладают процессы солифлюкции, а на площадках террас и пойм – заболачивание и формирование многочисленных термокарстовых микроформ рельефа.

Регион практически не подвержен антропогенной нагрузке. Однако следует учитывать то обстоятельство, что хрупкие арктические ландшафты являются весьма уязвимыми к механическому воздействию ввиду исключительно слабой потенциальной возможности к самовосстановлению.

### 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-46 – Тарея 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.

На 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 70–90 е годы двадцатого века. Важнейшим преимуществом данной карты, является то, что при её составлении были впервые учтены результаты ГГК-200/2, покрывающие на данный момент почти всю горную территорию листа S-46. Была произведена увязка всех карт комплекта территории. По сравнению с опубликованными ранее геологическими картами миллионного масштаба с незональной легендой и ярусным разделесовременные материалы на основе зональной Таймыронием. 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 территории листа S-46 выделены стратифицированные и магматические образования пяти тектоно-магматических циклов: раннепротерозойского, рифейско-ранневендского, вендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-кайнозойского, развитых в тринадцати геологических районах (структурно-формационных областях). По восточной рамке листа S-46 проведена сбивка геологических границ докембрийских, нижне-среднепалеозойских, каменноугольно-пермских и мезо-кайнозойских отложений с листом ГК 1000/3 S-47, по северной рамке – с листом Т-46.

При изучении докембрийских образований на севере листа в пределах Карского позднепалеозойского сводово-плутонического поднятия пересмотрен объем и возраст ряда метаморфических, стратифицированных и интрузивных подразделений.

В пределах Шренковского архейско-раннепротерозойского геологического района вместо позднеархейской стратифицированной шренковской серии выделен раннепротерозойский шренковский метаморфический комплекс эклогит-амфиболит-плагиогнейсовый, объединяющий глубокометаморфизованные породы одноименного выступа. Для пород комплекса установлены пять этапов метаморфизма и наложенного метасоматоза (по [Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др., 1983 ф; Демина Л. И., 1984; В. В. Беззубцев и др., 1998]): прогрессивный метаморфизм гранулитовой и, локально, эклогитовой фации, регрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации, регрессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. региональная гранитизация И образование гранитоидов мигматитплагиогранитной формации, повсеместно-неравномерно проявленный диафторез, сопровождающийся гидротермально-метасоматическими изменениями. Метаморфиты прорываются и инъецированы гранитоидами шренкмамонтовского комплекса, с возрастом 1869±56 млн лет, датированных нами ранее по цирконам классическим U-Pb методом [Захаров и др., 1993]. Шренковский комплекс перекрывается песчаниками и гравелитами краснореченской свиты позднего рифея, которые содержат молодые цирконы с возрастом 821-848 млн лет. Полученные данные датирования цирконов гранитоидов шренк-мамонтовского комплекса, совместной российско-шведской экспедицией [Пиис и др., 2002], с возрастом в интервалах 880-940, 1,2-1,4 и 1.7-1.8 млн лет согласуются с нашими данными U-Pb (SIMS SHRIMP) датирования амфиболитов шренковского комплекса с конкордантными возрастами 963 и 1305 млн лет. Готский (1305 млн лет) и гренвильский возраста (963 млн лет) амфиболитов шренковского комплекса связываются, вполне отчетливо, первый – с третьим этапом регионального метаморфизма эпидотамфиболитовой фации (по [Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др., 1983 ф; Демина Л. И., 1984; В. В. Беззубцев и др., 1998]), а второй возраст – с четвертым этапом региональной гранитизации и образованием гранитоидов мигматитплагиогранитной формации. Возраст же в целом шренковского метаморфического комплекса эклогит-амфиболит-плагиогнейсового, являющегося протолитом для гранитоидов и метаморфических процессов, можно оценить древнее чем 1,8 млн лет, т. е. как раннепротерозойский.

На уроне позднего протерозоя выделяются два геологических района: Шренк-Фаддеевский с вулканогенно-терригенными разрезами и преимущественно основным магматизмом и Мининско-Большевистский с реликтовыми метаморфическими комплексами, флишоидными разрезами и преимущественно гранитоидным магматизом. В пределах Шренк-Фаддеевского геологического района позднего протерозоя Колосовско-Дорожнинской площади в составе чехольных отложений, перекрывающих нижнепротерозойский (?) шренковский метаморфический комплекс, выделены ранне-среднерифейские карбонатно-сланцевые образования, прорванные гранитоидами ледяного комплекса с возрастом 940–860 млн лет. Раннерифейско-раннепозднерифейские образования регионально катаклазированы и диафторированы. Для перекрывающих их терригенных отложений красноречинской свиты, являющейся базальной для позднерифеского вулканогенно-терригенно-карбостромового плитного комплекса, получены U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные возраста детритовых цирконов с самыми молодыми значениями в интервале 855–821 млн лет.

На гряде Геологическая из состава рифтогенной светлинской свиты трахибазальтов выделена офиолитовая ассоциация: пластовая толща с вулканитами толеитовой низкощелочной гиалобазальтовой и умереннощелочной абсарокит-шошонит-латитовой петрохимических серий; москвичевский дунитгарцбургитовый комплекс и вулканомиктово-терригенная геологическая толща. В метатрахириодацитах района г. Пластовая из разреза толщи для всех цирконов получен конкордантный возраст 729±4 млн лет. Учитывая, что она перекрывается вулканомиктовой терригенной геологической толщей, в которой получен самый молодой возраст в детритовых цирконах 731 млн лет пластовая толща относится к позднему рифею, как и офиолитовый комплекс в целом.

В пределах Мамонтовско-Лаптевской геологической площади Шренк-Фаддеевского района (к северу от Шренк-Мамонтовского выступа нижнего протерозоя): выделены три ассоциации пород: мамонтовская толща толеитандезибазальтовая и ожиданьинский дунит-пироксенит-габбровый комплекс; угрюминская толща умереннощелочных риодацитов и верхнешренковский умереннощелочногранитовый комплекс; правомамонтовская карбонатнотерригенная углеродистая толща. Первая офиолитовая ассоциация пород достоверного возрастного обоснования не получила, но вполне отчетливо коррелируется по петрологии с модинской толщей «празинитов» и верхнемалиновским дунит-пироксенит-габбровым комплексом Нижнетаймырской площади листа S-47, где модельный возраст цирконов из этих пород составил 691-633 млн лет, свидетельствуя на формирование в целом офиолитового надсубдукционного структурно-вещественного комплекса в верхах позднего рифея. Для умереннощелочной надсубдукционной риолит-гранитовой вулкано-плутонической ассоциации U-Pb (SIMS SHRIMP) датированием цирконов из пяти образцов получены уверенные конкордантные возраста: для гранитов - 667, 663, 639 млн лет и комагматичных им вулканитах – 679, 661 млн лет. Для перекрывающей вулканиты правомамонтовской толщи из базальных терригенных горизонтов возраста основной группы детритовых цирконов составили 605 – 692 млн лет и одно зерно 561 млн лет, что позволило датировать эту толщу позним рифеем-ранним вендом.

Возраст метаморфических комплексов (тревожнинский, медвежевский) и флишоидных серий (ленивенская, мининско-хутудинская) Мининско-Большевистской геологической площади и харитоновского плагиогранитмигматитового, ленивенско-толевского мигматит-гранитового комплексов с сопровождающим их монофациальным и региональным зональным метаморфизмом остался не решенным. Полученные данные радиологического датирования цирконов из метаморфических и флишоилных толш. 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 возрастами 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 выше перечисленные толши. В связи с необходимостью сбивки листа S-46 с листами S-47 и T-46, а также принятым Дополнением №1 к Легенде..., 2013 (А. А. Макарьев и др., 2013), №3 – к Легенде ... 2014 (В. Ф. Проскурнин и др., 2014), №4 – к Легенде...2015 (В. Ф. Проскурнин и др., 2016) -возраст тревожнинского плагиогнейсово-амфиболитового комплекса условно принят позднерифейско-вендским, аттинского ортоамфиболитового комплекса, медвежевского кристаллосланцево-гнейсового метаморфического комплекса, ленивенской терригенной серии, харитоновского мигмтитит-плагиогранитового – вендским, мининской толщи – вендскораннекембрийским, нижне-среднехутудинской толщ – раннекембрийским мигматит-гранитового ленивенско-толевского комплекса срелнепозднекаменноугольным. Требуется дальнейшее их углубленное изучение и установление взаимоотношений 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 картирование рифейских толщ с учетом их первичной структурно-фациальной зональности, выделение по геохимическим данным двух типов офиолитов: надсубдукциооных и COX – задуговых бассейнов.

Для поздневендско-среднекаменноугольного тектонического цикла (среза) остаётся не решённым ряд проблем геологии ордовикско-девонской части разреза. В пределах листа S-46 смыкаются свиты – аналоги, выделенные разными авторами при ГГК-200/2: многовершиннинская – толлевская и энгельгардтовская объединённые, мутнинская – поворотнинская, бунгенская – синедабигайская. В дальнейшем необходимо окончательно унифицировать эта подразделения. Также остались нерасчленёнными отложения Рогатинской стратиграфической площади нижнего ордовика – нижнего силура. Желательно расчленить эти отложения таким образом, чтобы они могли быть скоррелированы с остальными стратиграфическими подразделениями по латерали Ленивенско-Клюевской структурно-фациальной зоны (Переходной). Также остается нерешенным вопрос выделения климовской свиты, картируемой ранее при проведении ГС-200, в настоящее время рассматривающейся в качестве младшего синонима грустинской свиты. Возможно, более полные данные позволят выделить климовскую свиту в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения.

Наиболее проблематичными в части картографирования являются девонские отложения. Очевидно, что районирование девонских образований, сформировавшихся в условиях мелководной карбонатной платформы и высокой фациальной дифференциации, более сложное, чем это показано в настоящих схемах. Свиты-аналоги верхнего девона (фаддеевская и валентиновская) требуют более точной характеристики для надежного их разделения. Не снят вопрос самостоятельности хрустальнинской свиты среднего девона, которую, возможно, целесообразно выделить в объеме живетского яруса в качестве самостоятельного подразделения, но не аналога песчанинской свиты тарейской-быррангской геологической площади.

Уровень геологического районирования поздневендскосреднепалеозойского тектоно-магматического цикла поднят до границы раннего и позднего подъярусов башкирского яруса среднего карбона. Новый позднепалеозойский этап формирования чисто терригенного разреза для Южно-Быррангского геологического района Таймыра начинается, соответственно, на Диксонской площади с эвенской свиты, а на территории Озеротаймырской площади с турузовской свиты. Для Карского геологического района со среднего карбона характерно начало гранитоидного магматизма.

В пределах последнего позднепалеозойско-раннемезозойские гранитоидные интрузивные образования датированы по аналогии с магматическими образованиями листа S-47 и T-46. Получены новые дополнительные датировки следующих интрузивных комплексов: среднедля позднекаменноугольные для ленивенско-толевского мигматит-гранитового (конкордантные возраста 303, 309, 310 млн лет для гранитов и 318, 301, 311 – для лампрофиров, в среднем 308 млн лет); ранне-позднепермские для коломейцевского диорит-гранодиоритового (287, 283±1, 294 млн лет для гранитов; 282, 272 ±2 млн лет для риолит-порфиров, в среднем 284 млн лет); позднепермские для оленьинского умереннощелочногранитового (256 млн лет), средне-позднетриасовые для верхнетарейского сиенит-гранит-порфирового (разброс датировок 242–230 млн лет, в среднем 233 млн лет). В каньоне р. Коломейцева во флишоидных образованиях ленивенской серии впервые установлены субсогласные дайки средне-позднекаменноугольных лампрофиров-керсантитов и ранне-позднепермских риолит-порфиров. В связи с позднепермскими гранит-порфирами оленьинского комплекса установлено золотосодержащее молибден-порфировое оруденение, co среднепозднетриасовыми граносиенит-порфирами – золотосодержащее меднопорфировое.

Большинство позднепермско-раннетриасовых вулканогенных подразделений Южно-Быррангского геологического района не являются валидными. Они являются литостратиграфическими подразделениями, лишенными возрастного обоснования. Учитывая значительную обедненность вулканогенных (вулканогенно-осадочных) образований пермо-триаса 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 Восточнотаймырско-Оленекской складчатой системы.

Впервые для Южно-Быррангского геологического района уверенно датирована аятаринская свита трахит-трахириодацитовая (236–238 млн лет), ранее считавшаяся раннетриасовой, венчающей разрез трапповых образований. Совместно с дикарабигайским комплексом габбро-монцонит-сиенитовым, также датированным впервые (237–244 млн лет), выделяется новая для Таймыра средне-позднетриасовая вулкано – плутоническая ассоциация шошонит-латитового ряда после траппового заложения.

В пределах Южно-Быррангского района листа вместо девонскораннекаменноуольных карбонатных блоков выделен озеротаймырский комплекс карбонатных инъекционных тектонитов (карбонатитов – кульдимитов). Их возраст принят позднетриасовым. Формирование комплекса связывается со средне-позднетриасовым магматизмом шошонит-латитового ряда и раннекиммерийским дейтерогенезом. Проблема их изучения заслуживает особого внимания, в связи с тем, что они контролируют разнообразные типы оруденения (серебро-полиметаллические руды, барит-флюорит-редкоземельное и золото-сурьмяно-ртутно-мышьяковое оруденение и др).

На территории листа впервые выделен мооровский комплекс алмазосодержащий, получивший современную петрографо-минералогическую, петрогеохимическую характеристику и уверенные позднетриасовые датировки уран-свинцовым методом по перовскитам (226 млн лет). На р. Верх. Таймыра одно из интрузивных тел вблизи сопки Банато (всего известно три) впервые было выявлено еще Н. Н. Урванцевым в 1929 г. При изучении коллекции Н. Н. Урванцева в 1937 г., В. С. Соболев определил эти породы как альнеиты, Г. Г. Моор в 1941, рассматриваемые породы отнес к слюдяным кимберлитам. При проведении аэрофотогеологического картирования в 1978 г. в этих образованиях было обнаружено 2 кристалла алмазов [Скундин В. С. и др, 1976ф]. Название комплексу дано А. П. Романовым в честь Г. Г. Моора.

Несмотря на длительную историю изучения юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба, на площади отсутствуют скважины картировочного и параметрического бурения. В наиболее погруженной южной части листа S-46 по геофизическим данным мощность юры и мела достигает 6–6,5 км. Поэтому стратификация этой части геологического разреза базируется на интерполяции материалов бурения на смежных площадях листов S-47, R-45, R-46, что снижает достоверность геологических построений. Единичные скважины, пересекающие юрско-меловые образования вдоль северной кромки ЕХРП, практически не имеют палеонтологического обоснования. Необходимо провести дополнительное изучение керна юрско-меловых отложений поисковых и структурно-поисковых скважин, пробуренных в бас. рр. Верх. Таймыра-Луктах и сохранившихся в кернохранилище ООО «Норильскгеология».

Рекомендуется постановка работ по составлению Легенды Хатангской серии для Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (второе издание), которая до настоящего времени не составлялась. Расчленение четвертичных образований базировалось на климатостратиграфических и геоморфологических данных, частично – геохронологических. На графических материалах показаны стратогены от самого древнего – плиоцен-нижненеоплейстоценового – до голоцена. Среди них выделяются следующие основные генетические типы образований и их парагенезы: морские, озёрные, аллювиальные, болотные, а также комплексы ледниковых и склоновых отложений. Приведённый материал свидетельствует о достаточно сложном строении четвертичного покрова территории листа, усугубленном повсеместным развитием вечной мерзлоты и воздействием активных термокарстовых процессов. Этим фактором обусловлено появление на карте нерасчленённых 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 в интервале от плиоцена до среднего звена неоплейстоцена; дополнительному изучению верхненеоплейстоценовых морских осадков, в том числе казанцевского и казанцевско-муруктинского возраста (выделение последних выглядит проблематичным в свете того, что муруктинское время на данной территории характеризуется максимальным оледенением). Необходимо обобщение имеющихся и получение новых данных об абсолютном возрасте указанных осадков с применением современных геохронологических методов, в том числе электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) и оптически стимулированной люминисценции (OSL).

Территория листа S-46 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-коллизионного пояса. ТССО делится Главным Таймырским разломом на складчатое обрамление Северокарского блока Арктиды – Северотаймыро-Североземельскую раннегерцинскую складчатую систему, и обрамление Восточно-Сибирского кратона – Таймырскую позднегерцинскораннекиммерийскую складчатую систему и Предтаймырский юрско-меловой передовой прогиб. Таймырская складчатая система и Предтаймырский передовой прогиб представляют собой структуру подобную позднекиммерийской Верхоянской складчатой системе и Предверхоянскому краевому прогибу, но более раннего раннекиммерийского заложения и широтного плана.

За время развития северного окончания Восточно-Сибирского кратона (Таймырская складчатая система) его контуры существенно преобразованы гренвильскими, ранне – и позднебайкальскими, ранне-позднегерцинскими и раннекиммерийскими эпохами диастрофизма. Современная граница Сибирской платформы смещена к югу и приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву, располагающемуся южнее рассматриваемого листа, отделяющему на современном этапе Сибирскую платформу от Таймыро-Североземльской эпиплатформенной складчатой области.

Таймырская складчатая система делится, в свою очередь, на раннекиммерийские Центрально-Таймырскую, Диксоновско-Северобыррангскую и Озе-

ротаймырско-Южнобыррангскую складчатые 30НЫ. Центрально-Таймырская складчатая зона является наиболее сложной структурой Таймыра, состоящей из древних вешественных комплексов, отражающих геодинамику границы литосферных плит. С юга и юго-запада на всем своем протяжении допоздневендские образования перекрыты 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 [1996] она рассматривается как аккреционная зона докембрия, сформированная в позднерифейско-вендское время в результате аккреции островных луг к террейнам и, в частности к Шренковскому, с последующим причленением по Пясинско-Фаддеевскому надвигу к Сибирскому континенту. В дополнении к последней точке зрения нами Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь рассматривается как смятая в позднем докембрии часть края Сибирского континента, а офиолитовая зона – как сутура – граница Восточно-Сибирского кратона и Северо-Карского массива Арктиды.

Центрально-Таймырская складчатая зона делится на две подзоны: Колосовско-Дорожнинскую (континентальной окраины Сибирского континента в рифее) и Мамонтовско-Лаптевскую (зона столкновения Карского и Сибирского континента с реликтовой позднерифейской офиолитовой сутурой). Особняком в составе Центрально-Таймырской складчатой зоны стоит раннепротерозойский Шренковский выступ, который является фундаментом для образований первой из названных подзон – перикратонным краем Восточно-Сибирского кратона, переработанного рифейскими акреционными процессами.

На территории листа известны месторождения и проявления золота, мышьяка, ртути, сурьмы, редких земель лантан-цериевой группы с ураном, молибдена, каменного угля (антрацита и термоантрацита), графита, медоникелевых проявлений с промышленными содержаниями меди, никеля, кобальта, платиноидов, железа, титана, проявления метаморфогенных керамических пегматитов с мусковитом. Территория обладает значительными ресурсами золота, мышьяка, ртути, редких земель, меди, никеля, кобальта, платиноидов, железа, титана, каменного угля, пегматитов с полевыми шпатами и мусковитом. В южная части территории имеются перспективы открытия газоконденсатных месторождений. Эта часть территории в силу развития значительного чехла палеогеновых и четвертичных отложений обогащена разнообразными строительными полезными ископаемыми как обломочными, так и глинистыми.

На территории выделяются следующие основные формации проявлений полезных ископаемых: каменных углей, графитовая метаморфизованных каvглей. золото-сульфидная, золоторудная кварцевая, золотоменных сульфидно-кварцевая, редкоземельно-редкометалльно-карбонатитовая, редкоземельно-редкометалльная апогранитовая и щелочных метасоматитов, медно-никелевая сульфидная платиносодержащая, молибден-порфировая и медно-порфировая, мышьяковая арсенопиритовая березитовая, ртутносурьмяная джаспероидная, керамических пегматитов, мусковитоносных пегматитов, камнесамоцветная пегматитовая, камнесамоцветная гидротермально-метасоматическая апомафическая и апоультрамафическая.

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 Р<sub>3</sub>.

В пределах листа, в соответствие с металлогеническим и тектоническим районированием России, выделяются части Таймыро-Североземельской и Западно-Сибирской минерагенических провинций.

Таймыро-Североземельская провинция разделяется по позднепалеозойскораннемезозойскому циклу на две минерагенические субпровинции: Карскую с Хутудинско-Большевистской и Центрально-Таймырской минерагеническими зонами (МЗ) и Быррангскую с Диксоновско-Северобыррангской, Озеротаймырско-Южнобыррангской МЗ. В Центрально-Таймырской МЗ выделяется в пределах Верхнемамонтовско-Шренковского рудного района Верхнемамонтовский рудный узел для которого оценены ресурсы по категории P<sub>3</sub> в количестве 105 т.

В пределах Быррангской субпровинции наибольшим золоторудным потенциалом обладает Диксоновско-Северобыррангская минерагеническая зона с Тарейским сурьмяно-ртутно-золоторудным районом, с сопутствующими мышьяком, ртутью и сурьмой. Ресурсы рудного золота категории P<sub>3</sub> оцениваются в 300 т, из них утверждено ЦНИГРИ 200 т, ресурсы мышьяка – 60 тыс. т.

В западной части листа в пределах Диксонской позднепалеозойскораннемезозойской структурно- минерагенической зоны известно месторождение графита и термоантрацита Сэрэггэн с оцененными запасами каменных углей категории  $C_2 - 41,9$  млн. т. и ресурсами  $P_1 - 178,1$  млн. т., запасами графита по категории  $C_2 - 5,2$  млн. т., и ресурсами по категории  $P_1 - 132,8$ млн. т. В пределах восточной части Западно-Таймырского каменноугольного бассейна кроме месторождения Сэрэгэн известны также другие проявления каменных углей – антрацитов и переходных к тощим углям с значительными ресурсами во вмещающих ефремовской и убойнинской свитах. Ресурсы каменных углей, преимущественно антрацитов, остальной площади в пределах листа по категории  $P_3 - 3317$  млн. т., остались без изменения по сравнению с оценкой предшественников.

Большим ресурсным потенциалом обладает на редкие земли и медноникелевые руды с железом и титаном Озеротаймырско-Южнобыррангская МЗ, где выделяются потенциальные Кыйдинско-Фадьюкудинский урановоредкоземельный рудный район и Луктах-Дюмталейский платино-никелевомеднорудный район. Ресурсы редких земель лантан-цериевой группы Кыйдинско-Фадьюкудинского РР оценены в 1200 тыс. т, с сопутствующим ураном – 40 тыс. т. В Луктах-Дюмталейском рудном узле известна интрузия дюмталейского шрисгеймит-феррогаббродолеритового комплекса с промышленными (на уровне Норильских месторождений) содержаниями медноникелевых с платиноидами руд, а также железом и титаном. Ресурсы медноникелевых руд весьма значительны, по данным бурения, приняты по подсчетам предшественников (Н. И. Кокорин и др., 1997, 2002гг). Основная рудная залежь Луктах-Дюмталейского узла находится на глубинах 800–1100, недоступных для современных условий отработки. Ресурсы никеля – 3557 тыс. т. (P<sub>2</sub>), 8520 тыс. т. (P<sub>3</sub>), меди – 4743 тыс. т. (P<sub>2</sub>), 11360 тыс. т (P<sub>3</sub>), кобальта – 311 тыс. т. (P<sub>2</sub>), 568 тыс. т. (P<sub>3</sub>), сумма платиноидов – 667 т (P<sub>2</sub>), 1420 т – (P<sub>3</sub>), железо – 381 млн. т (P<sub>2</sub>), 795 млн. т. (P<sub>3</sub>), диоксид титана – 117 млн. т (P<sub>2</sub>), 109 млн. т (P<sub>3</sub>).

Выделенные минерагенические подразделения в ранге рудных районов, узлов характеризуются высокой продуктивностью при малоблагоприятной для всей провинции инфраструктурой.

Енисей-Хатангский региональный прогиб занимает до 30% территории листа S-46 и включает восточную часть Енисей-Хатангской газонефтеносной области (ГНО) Западно-Сибирской провинции. В предтаймырской части Енисей-Хатангской газонефтеносной области выделяются два перспективных газонефтеносных района: Южно-Таймырский и Логатско-Туровский, которые являются их продолжением с территорий листа S-47.

Отсутствие глубоких скважин на листе S-46, вскрывающих мезозойские отложения, восполнено сведениями по скважинам листов S-47 и R-46, а также прогнозными геолого-геофизическими исследованиями складчатых отложений палеозоя по колонковым скважинам северного обрамления Енисей-Хатангского регионального прогиба. На прогнозном разрезе к перспективным нефтегазоносным могут быть отнесены пологоскладчатые пермские и девонские отложения, и, возможно более глубокозалегающие, вплоть до рифейских.

На карте прогноза на нефть и газ масштаба 1:1 000 000 выделены в границах ГНО территории с различной ресурсной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ в тыс. тонн нефтяного эквивалента/км<sup>2</sup> (тыс. тонн/ км<sup>2</sup>), с соответствующей дифференциацией земель на перспективные (5–10) и малоперспективные (менее 5).

Суммарные ресурсы УВ категории  $D_2$  составляют 142 млн. тонн нефтяного эквивалента с распределением: на Южно-Таймырский перспективный газонефтеносный район 51 млн. т н.э и на Логатско-Туровский ПНГР 91 млн. т н. э.

В результате составления Госгеолкарты 1000/3 и прогнозноминерагенических исследований определены площади, требующие постановки региональных геологических исследований, локализованы перспективные площади для постановки поисковых работ на приоритетные виды минерального сырья, даны рекомендации.

1. На листах S-46-IX,X (верховья р. Шренк), S-46-XV,XVI (Гряда Геологическая), изученной в среднем масштабе в 1980–1985 г. г., и утвержденных НРС Министерства геологии СССР в 1988 г., рекомендуется постановка геологического доизучения площади масштаба 1:200 000 «ГДП–200 листов S-46-IX,X (верховья р. Шренк), S-46-XV,XVI (Гряда Геологическая) для создания Госгеолкарты – 200» с предварительнным проведением ОГХС–200 и ОГФО–200. Площади перспективны на выявление месторождений золота типа Карлин, золото-сульфидно-кварцевой формации, золото-медно-порфировой, молибден-порфировой.

2. На листах S-46-XVII-XVIII, XXI-XXII, XXII-XXIV охватывающих Кыйдинского-Фадьюкудинский медно-редкоземельный потенциальный рудный район рекомендуется постановка геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:200 000 усиленное сопутствующими поисковыми работами.

2. Поисковые работы масштаба 1:50 000 (приравненные к общим поискам), ориентированные на выделение золоторудных зон с последующей детализацией выявленных проявлений и локализацией ресурсов по кат. Р<sub>2</sub>, рекомендуются в пределах Верхнемамонтовского потенциального рудного узла (350 км<sup>2</sup>).

4. Для постановки региональных площадных сейсмических работ подготовлены две площади Логатско-Туровского перспективного газонефтеносного района Енисей-Хатангской ГНО.

Залегание в плагиогнейсово-амфиболитовом тревожнинском комплексе, согласная деформированность и один уровень метаморфизма, близкие геохимические параметры пород могут свидетельствовать об одновременном их формировании в тыловом бассейне островной дуги, отложения которого впоследствие были собраны в аккреционной (коллизионной) призме. С другой стороны, массивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации зачастую прирочены к древним консолидированным блокам в складчатых областях. Требуется дальнейшее изучение рассматриваемых образований совместно с метаморфитами тревожнинского комплекса.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

#### Опубликованная

1. Аникеев Н. П., Гусев А. И. Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. Л., 1939, 119 с. (Труды Аркт. инст., т. 140).

2. Апанович И. А. Особенности глубинного строения северной части Средней Сибири по геофизическим данным // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, КНИИГиМС, 1998. с. 321–326.

3. *Астахов В. И., Мангеруд Я*. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее. // ДАН, 2005, т. 403, № 1. с. 63–66.

4. *Атлас* океанов. Северный Ледовитый океан. М., Минобороны СССР, 1980, с. 18– 153.

5. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в РФ. М., ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2005.

6. Баклунд О. О. Кристаллические породы северного побережья Сибири, ч. II-я. Кристаллические породы Таймыра. // Л., 1929, Записки Академии Наук СССР, сер. VIII, отд. физмат. XXI, № 7.

7. 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. Л., 1968. с. 5–24 (уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 12).

8. Беззубцев В. В. Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования. / В кн.: Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, ИгиГ СО АН СССР, 1981.

9. Беззубцев В. В., Залялеев Р. М., Сакович А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.

10. Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М. и др. Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Таймыра. В кн: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978. с.

11. Беззубцев В. В., Невьянцев О.А и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Листы S-46-I,II; S-46-III,IV; S-46-V,VI; T-46-XXXIV,XXXVI. Объяснительная записка. М. «Недра», 1989.

12. Бетехтина О. А. Ассоциации лагунных и пресноводных пелеципод из верхнепалеозойских угленосных отложений Сибири // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Наука. Новосибирск, 1967. С 223, 233–239.

13. Бибикова Е. В., Чайка В. Л., Полякова А. Л. Возраст кристаллического основания севера Сибирской платформы и некоторые вопросы образования протерозойских сланцевых толщ Енисейского кряжа и Таймыра//Геохнмия, 1968, № 6, с. 733—736.

14. *Большиянов Д. Ю*. Научно-технический отчет экспедиции Таймыр–98 (А–162-А) на полуострове Таймыр в июле-сентябре 1998 г. СПб., Таймыркомприродресурсы, 1999.

15. Брехов Г. В., Шергина Ю. П. К вопросу о происхождении «карбонатитов» Центрального Таймыра. // Сб. научных трудов «Недра Таймыра», вып. 5, изд. ВСЕГЕИ, СПб, 2002.

16. *Булынникова А. А., Карцева Г. Н., Байбородских Н. И., и др.* К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1970, № 5, с. 37–47.

17. Вавилов М. Н., Куликова Н. К., Головин С. В. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Таймыра // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ. 1990. С. 4–14.

18. Вакар В. А. К вопросу о вероятной алмазоносности Таймыра // Информ. Бюлл. НИИГА. Л., Недра. 1958. Вып. 8. с. 49–51.

19. Васильев Б. С., Захаров Ю. И., Фокин В. И. Условия формирования рудоносных кварцевых жил в докембрийских черносланцевых формациях Таймыра. / Записки Всесоюзного Минералогического общества, 1989 г., вып. 6, с. 56–64.

20. Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., Недра, 1979, 247 с.

21. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Проскурнин В. Ф., и др. О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов. // В Докл. РАН, 1993, том. 331, № 6, С. 706–708.

22. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Понамарчук В. А. и др. Новые данные комплексного (U-Pb, Sm-Nd, Pb-Sr и K-Ar) датирования коллизионных гранитов и метаморфитов Северного Таймыра. // Докл. РАН, 1995, т. 344, № 3. С. 359–363.

23. *Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 202 с.

24. Верниковский В. А., Метелкин Д. В., Верниковская А. Е., и др. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // Доклады АН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647–653.

25. Волкова В. С. Колебания климатов и ландшафтов Западной Сибири в четвертичном периоде по палинологическим данным / Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, С. 92–97.

26. *Геологическая* карта СССР. S-47-XIII, XIV. Масштаб 1:200 000. Ред. Гулин С. А., Орлов В. П. Серия Таймырская. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1971.

27. 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.

28. *Геология* месторождений редких элементов. Вып.14. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. / Гл.ред. А. И.Гинзбург. М., 1961, 147 с.

29. Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики (геологическое описание). Глав. ред. А. В.Сидоренко. Недра, М., 1970. С.496–506.

30. Голованов Н. П., Злобин М. Н. О расчленении рифейских отложений Восточного Таймыра (р. Н. Таймыра) // Уч. Записки НИИГА. Л., изд. НИИГА, 1966. Вып. 13. с. 67–89.

31. Гор Ю. Г. Модели палеоэкосистем и их использование в геологии Таймыра. // СПб: Недра, 1995. 191 с.

32. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 000 000. Лист S-46, 47 (р. Таймыра) / Ю. Е. Погребицкий, В. В. Захаров, В. А. Черепанов, ред. Ф. Г. Марков. Госгеолтехиздат, 1962.

33. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Лист S-46-III, IV. Объяснительная записка. Москва, 1976.

34. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Таймырская. Листы S-46-I-II; S-46-III-IV; S-46-V-VI; Т-46-XXXIV-XXXVI. Объяснительная записка. / В.В. Беззубцев, О. А. Невьянцев, Р. П. Реверчук и др. Москва, 1989.

35. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская, листы S-46-XVII,XVIII; S-47-XIII,XIV; S-46-XXI,XXII; S-46-XXII,XXIV; S-47-XIX,XX. Объяснительная записка. СПб.,1997. (Электронное издание – 2012 г.). ка. М., 1998<sup>1</sup>. 37. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. 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. / В. В. Беззубцев, И. И. Курбатов, О. А. Невьянцев. М., 1998<sup>2</sup>.

38. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Серия Таймырская. Листы Т–47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга); Т–48-XIX, XX; XXI (п. ст. Челюскин); Т–48-XXII, XXIII,XXIV (о-в Самуила); Т–48 XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова); Т–48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). Объяснительная записка. М., 2000. 186 с.

39. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Лист Т–47-XXXIV, XXXV, XXXVI (р. Ниж. Таймыра). Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2001. 131 с.

40. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Серия Таймырская. Лист S-47-VII, VIII (устье р. Гравийная) Объяснительная записка. // Гл.ред. Малич Н. С.; авторы Межубовский В. В. и др. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.

41. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Таймырская. Лист S–45-XXV, XXVI. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011, 120 с.

42. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (цифровое издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 233 с. / авторы :Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И. и др.

43. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 лист S-47-49 – оз. Таймыр. Объяснительная записка. Отв. ред. Ю. Е. Погребицкий (ч. 1), Шануренко (ч. 2) // СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.

44. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист S-44-46 (Усть-Тарея). Литологическая карта поверхности морского дна. СПб., Изд. ВСЕГЕИ, 1999.

45. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (новая серия). Лист S-44-46 – Усть-Тарея. Объяснительная записка. Отв. ред. Ю. Е. По-гребицкий, Б. Г. Лопатин // СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.

46. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист S-48- оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка //гл. ред. Проскурнин В. Ф. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.+5 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», МУП «ПГРЭ», ОАО «МАГЭ»).

47. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). Литологическая карта поверхности морского дна. СПб., Изд. ВСЕГЕИ, 2013.

48. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (западная часть). Объяснительная записка. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 2014. 488 с.

49. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская Лист М-46 — Кызыл. Объяснительная записка.— СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 349 с. + 8 вкл.

50. Грамберг И.С, Павлов А. В., Преображенская Э. П. Всрхнепалеозойские и триасовые осадочные формации севера Центральной Сибири. НИИГА, 1967.

51. Грамберг И. С., Преображенская Э.И. Верхнепалеозойские и триасовые отложения Енисей-Хатангского прогиба. НИИГА, 1971.

52. Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепермских отложений севера Средней Сибири). / Тр. НИИГА, т. 173. Л.: Недра, 1973, 172 с.

53. 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.

54. Гулин С. А. Закономерности формирования метасоматической зональности. Л., «Недра», 1972. 172 с.

55. *Гулин С. А., Говердовская Т. Г.* Структурный контроль платиноносных расслоенных интрузивов Северо-Сибирского региона. // в кн. Платина России. Проблема развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. с. 108–115.

56. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М., Научный мир, 2002. с. 60.

57. Гусев Г. С., Межеловский Н. В., Морозов А. Ф. Коллизионные структурновещественные комплексы и методы прогноза связанного с ними оруденения // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т.2. М.: ГЕОС, 2002. с. 341–392.

58. Гусев Г. С., Ю. К. Кудрявцев и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М. 1999. 540 с.

59. Гуськов С. А., Кузьмин Я. В., Левчук Л. К. и др. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация. // Доклады АН РФ, 2008, том 421, №6, с. 795–797.

60. Дагис А. С., Казаков А. А. Стратиграфия, металлогения и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск, Наука. 1984, с. 5–91.

61. Дежурная структурно-тектоническая карта Красноярского края (по состоянию на 01 июня 2001 г.) (масштаб 1:2 000 000). / Гл. ред. В. А. Кринин, ЗАО «Красноярскгеофизика», 2001.

62. *Демина Л. И.* Метаморфические породы гранулитовой фации Таймыра. // Доклады АН СССР, т. 279 № 5. М.: изд-во АН СССР, 1984. с. 1202–1206.

63. Додин Д. А., Золоев К. К., Коротеев В. А. и др. Платина Росиии: состояние и перспективы. // Платина России. Т. VII, Красноякрск, 2011, с. 12–51.

64. Дунаев Н. Н., Айбулатов Д. Н., Воронцов А. А. и др. Морфодинамика береговой зоны Карского моря в XXI веке. / В сб.: Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. І. – М.: 2009. – с. 44–49. ISBN 978–5–89118–479–4

65. Егоров А. С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб., Изд-во СЕГЕИ, 2004. 200 с.

66. Забияка А. И. Стратиграфия докембрия Северо-Западного Таймыра. // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974а. С. 183–198. (тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 199).

67. Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Западного Таймыра. // Тр. СПИИГГиМС КО, 1974, вып. 143. 127 с.

68. Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. // Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

69. Забияка А. И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. // Красноярск: Красноярское кн. изд-во. 2000, 216 с. (тр. КНИИГиМС, вып. 2).

70. Залялеев Р. Ш., Беззубцев В. В. О челюскинском гипербазитовом поясе. Геология и геофизика, 1975 г., №12, с.132–133.

71. Захаров Ю. И. Генетические типы пегматитов Центрального Таймыра. // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., НИИГА. 1974, с. 5–31.

72. Захаров Ю. И., Забияка А. И. Структурно-формационная зональность докембрия Таймырской складчатой области.// Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л., 1983 (ПГО «Севморгеология»). С. 26–48.

73. Захаров Ю. И. Интрузивный комплекс мусковитизированных гранитов и магматогенпых пегматитов Центрального Таймыра. // Рудно-магматические комплексы северозапада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985.

74. Захаров Ю. И., Чухонин В. Ф., Проскурнин В. Ф. Новые изотопногеохронологические данные для гранитоидов Шренко-Мамонтовского выступа полуострова Таймыр. // Докл. АН СССР, 1993, т. 332, № 1. с. 58–61.

75. Злобин М. Н. О синийском комплексе на Восточном Таймыре. // Л., 1958. с. 36–43. (информационный бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 9).

76. Злобин М. Н. Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего палеозоя Восточного Таймыра (Отчет по теме 122). Фонды НИИГА, 1956.

77. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М., Недра, 1990. 334 с.

78. Исаченко А. Г. // Экологическая география России. СПб, 2001.

79. Кабаньков В. Я., Лазаренко Н. П. и др. Новые данные о разрезе докембрия кембрия в бассейне р. Ленивая (Западный Таймыр). / В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя севера Сибири. Л., 1977.

80. Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф. и др. К проблеме стратификации позднекембрийских-раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра. // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. (Тр. НИИГА). Д. 1978, с. 5–21

81. 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 (тр. НИИГА, сб. научн. тр.).

82. Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф. Новый тип разреза кембрийских отложений на западе Центрального Таймыра. // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики СПб, 1997. С. 5–6. (сб. научн. тр. ВНИИОкеангеология).

83. Карта экзогенных геологических процессов РФ. Масштаб 1:2 5000 000. Гл. ред. А. И. Шеко. // М.: НПО ВСЕГИНГЕО, 2000.

84. *Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л.* Суходудинская свита нижнего мела запада Енисей-Хатангского прогиба. // Советская геология, 1985, № 6. с. 81–86.

85. 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.

86. 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.: Недра, 1974. с. 33–37.

87. Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Карско-Баренцевоморская и Таймыро-Североземельская. Лист Т–45 – 48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 568 с.

88. Кетрис М. П. Петрохимическая характеристика терригенных пород. // Ежегодник–1974 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. – М.: ВИНИТИ. 1976. с. 32–38.

89. Ковалева Г. А. Новые данные о базальных конгломератах синийских отложений на Центральном и Восточном Таймыре. – В сб.: Геология и нефтегазоносность Арктики, Тр. НИИГА, М., 1961, т. 117, вып. 15, с.60–67.

90. 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. С.109–119.

91. Козьмин Б. М. и др. // Сейсмическая опасность Арктических районов Якутии. Якутск, 2007. С.

92. Комарова М. З., Козырев С. М., Кокорин Н. И. и др. Расслоенная интрузия р. Дюмпталей. Петрология, рудоносность. // Недра Таймыра, Норильск, Изд-во ВСЕГЕИ. 1999, вып. 3, с. 42–68.

93. Корень Т. Н., Соболевская Р. Ф., Шпикерман В. И. Первые находки раннедевонских граптолитов на Таймыре и Северо-Востоке СССР // Граптолиты в истории Земли. Вильнюс, 1988. С. 18 – 21. 94. Костюченко С. Л. Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических континентальных осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10. С. 125–135.

95. Кошелева В.А, Яшин Д. С. Донные осадки Арктических морей России. СПб, ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.

96. Красный Л. И. Классификация геоблоков и межгеоблоковых систем // Глобальная система геоблоков. М.: Недра. 1984. Раздел «Синтез». С. 183–217.

97. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

98. Куликов Д. П. Стратиграфическое расчленение и структурно-фациальное районирование верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. // Геология и геофизика. 1989. № 9. с. 10–18.

99. Куликов Н. Н. Осадкообразование в Карском море. // Современные осадки морей и океанов. М., Изд. АН СССР, 1961. с. 437–547.

100. Лазаренко Н. П., Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Таймыра. // Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). ч. 1. Новосибирск, 1983, с. 139–142.

101. Ландшафтная карта России. Масштаб 1:10 000 000. Геологический атлас России. Раздел IV «Экологическое состояние геологической среды». А. Г. Исаченко.// М.-СПб., 1995. С.

102. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. И. С.Гудилин.// М.: НПО «Гидроспецгеология», 1980.

103. Лаухин С. А., Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Современное состояние реконструкций природной среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен). // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2012. Т. 87. № 6. с. 37–48.

104. Лоция Карского моря. Часть 1. Адм. № 1115. Изд. ГУНиО. 1998. 472 с.

105. Мальцев Ю. М., Беззубцев В. В. О надвиговых структурах Таймырской складчатой области. // Геология и геофизика, 1979, №3, с. 47–54.

106. *Марков Ф. Г., Равич М. Г.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу Т–48,49 (мыс Челюскина). М., Госгеолтехиздат, 1955.

107. Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра // Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1972. 130 с.

108. Махлаев Л. В. Тектоническая природа Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр) // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1988. №4. с.77–87.

109. *Методические* рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. Л., Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. 18 с.

110.*Мигдисов А. А., Балашов Ю. А., Шарков И. В. и др.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. // Геохимия. 1994. № 6. с. 789–803.]

111. Мильштейн В. Е. Микрофитолиты верхнего докембрия и кембрия Таймыра. // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., изд. НИИГА, 1978. с. 53–63.

112.*Моор Г. Г.* О слюдяных кимберлитах на севере Центральной Сибири. // Докл. АН СССР. 1941, Т. XXXI, № 4. с. 361–363.

113.*О расчленении* неоген-четвертичных отложений по минералогическому составу и криогенным микротекстурам. / Зигерт Х. Г., Слагода Е. А. / Геология кайнозоя Якутии. Якутск: Ин-т геологии, 1982, с. 133–139.

114. Павлов В. К. Моделирование крупномасштабной циркуляции вод и переноса загрязнений в Северном Ледовитом океане. СПб, Гидрометеоиздат, 1999. Труды ААНИИ / Федер. служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Гос. науч. центр Рос. Федерации Аркт. и Антаркт. НИИ, ISSN 0130–5123; т. 442). с. 53–76.

115.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. 116. Пиис Викки, Дэвид Джи, Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Киреев С. Б. Позднепротерозойские граниты Мамонто-Шрековского террейна (Центрально-Таймырский акреционный пояс), геологическое положение и геохронология/// Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 127–143.

117. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В.. Металлогения гидротермальнометасоматических образований. СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 354.

118. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971. / Тр. НИИГА. т. 166. 248 с.

119. Погребицкий Ю. Е., Захаров В. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист 5–45–46 – о. Диксон. Объяснительная записка, М., Госгеолтехиздат, 1961. 64 с.

120. Погребицкий Ю. Е., Черепанов И. Д., Захаров В. В. Государственная теологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист S-46,47 (р. Таймыра). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1962.

121. Погребицкий Ю. Е., Шануренко Н. К. и др. Петрогенезис и рудоносность карбонатитовых образований Таймыра. НИИГА, 1965.

122. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 41. Санкт-Петербург, 2012.

123. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, Книжное издательство, 1970. 115 с.

124. Проскурнин В. Ф., Верещагин М. Ф. Типизация и связь рудоносных карбонатнокварцевых жил с гранитоидами на севере полуострова Таймыр. Зап. ЛГИ, 1987, ч. 112, с. 57–69.

125. Проскурнин В. Ф. Гранитоиды и гидротермально-метасоматические образования Центрального Таймыра. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Л., ЛГИ, 1987, 22 с.

126. Проскурнин В. Ф. Магматические формации Таймыро-Североземельской складчатой системы, их рудоносность и геодинамические особенности формирования. // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, Изд-во СНИИГиМС, 1991, с. 33–39.

127. Проскурнин В. Ф. Стратиграфия вулканических образований докембрия полуострова Таймыр. // Недра Таймыра. Сб. научн. тр. Вып.2. Норильск, 1997, с. 23–44.

128. 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.

129. 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.

130. Проскурнин В. Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала. // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. СПб, 2013. 40 с.+2 вкл.

131. Проскурнин В. Ф., Верниковский В. А., Метелкин Д. В., Петрушков Б. С., Верниковская А. Е., Гавриии А. В., Багаева А. А., Матушкин Н. Ю., Виноградова Н. П., Ларионов А. Н. Риолит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство акреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. №1, т.55. с. 23–40.

132. Равич М. Г. Докембрий Таймыра. // Л., 1954. 312 с. (тр. НИИГА, т. 76).

133. Равич М. Г., Чайка Л. А. Малые интрузии хребта Бырранга. // Труды НИИГА, 1959.

134. 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.

135. Равич М. Г., Погребицкий Ю. Е. Стратиграфическая схема докембрия Таймыра. // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. // Л.: Недра, 1965. с. 13–27. (тр. НИИГА, т. 145). 136. Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.

137. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Часть 1. Тюмень, 1969, 143 с.

138. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978 г.). Новосибирск, 1981, 90 с.

139. 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., прил. 3 на 31 листе.

140. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. (Санкт-Петербург, 2003) // Издательство ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2009, 268 с.

141.*Розен О. М. и др.* Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. с. 18–21.

142. Романов А. П. Домбинская и зеледеевская свиты Северной (черносланцевой) зоны Западного Таймыра. // Проблемы стратиграфии и магматизм Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск: 1991. с. 56–59

143. Романов А. П., Беззубцев В. В., Якунина О. Ф. Гипостратотип андреевской свиты нижнего силура (Центральный Таймыр). // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИГГиМС, 2000 с. 80–86.

144. Романов А. П., Курбатов Л. И., Беззубцев В. В. К проблеме позднерифейского магматизма Центрального Таймыра. // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1989. С. 82–88. (сб. научн. тр.).

145. Романов А. П., Курбатов И. И. Малич К. Н. и др. Ресурсный потенциал платиновых металлов Западного Таймыра. // Платина России. Т.VII, Красноярск, 2011, с. 135–160.

146.*Русаков Г. А., Фокин В. И.* Полиметалльное оруденение в кварцевых жилах севера Центрального Таймыра // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. ПГО Севморгеология. Л., 1983. С. 94–104.

147.Садовников Г. Н. Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, Северного Прианабарья, Таймыра // Известия АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с.49–63.

148.*Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф., Белозеров В. П.* Переход от перми к триасу в континентальных отложениях Таймыра и Западного Верхоянья. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, №5. С.53–64.

149.*Сакс В. Н.* Условия образования донных осадков в Арктических морях СССР. Тр.НИИГА, т. XXXV, Изд. Главсевморпути, Л.-М., 1952, 139 с.

150. Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М.: Госгеолиздат, 1957. 229 с.

151. Сердюк С. С. Минеральные ресурсы Центральной Сибири. 2013, 184 с.

152. Соболев Н. Н. Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. СПб. Сборник научных трудов. Вып.2. 1997. с. 45–59

153. Соболевская Р. Ф., Кузнецов В. Ю.. Кабаньков В. Я. Новые данные по поздпекембрийско-раннепалеозойскпм отложениям западной части Центрального Таймыра//Тр. Г.ГП «Краспоярскгеодсъемка», 1998, вып. 4. с. 102–107.

154. Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Кабаньков В. Я., Красиков Э. М. О переходных слоях кембро-ордовика на Таймыре (грустнинская толща). / В сб.: Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., 1978, с. 22–32.

155. 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 //: Недра, 1965. С. 35–57. (тр. НИИГА, т. 145).

156. Соболевская Р. Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 282 с.

157. Соболевская Р. Ф. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений Центрального Таймыра. // Тр. НИИГА. Т. 105. Вып. 11. – Л., 1959. – с. 44–49.

158. 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.

159. Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я. Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра. – Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т.228. СПб.:, ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга» 2014. 43 с.+1 вкладка.

160. Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре Тр.НИИГА, 1961. Т.125, вып.17.

161. 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 (тр. ВНИИОкеангеология).

162. Советская Арктика. Моря и острова Северного Ледовитого океана, М., 1970.

163. Соломина Р. В., Дуранте М. В. Стратотипический разрез черноярского горизонта (верхняя пермь) Центрального Таймыра. // Известия АН СССР. Серия геологическая, № 3, 1991, с. 26–36.

164. Соломина Р. В., Преображенская Э. Н. К стратиграфической схеме перми Таймыра. «Стратиграфия. Геологическая корреляция», т. 1, № 2, 1993, с. 13–25.

165. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Л., Наука, 1989. 397 с.

166. Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза (Таймыр). / под ред. С. В. Черкесовой, В. Н. Каратаюте-Талимаа, Р. Г. Матухина. СПб.: Недра, 1994. 245 с.

167.*Сурков В. С., Кузнецов В. Л., Старосельцев В. С., Сальников А. С.* Сейсмическая томография при изучении земной коры Сибири // Региональная геология и металлогения. №10 – 2000. С. 117–124.

168. Сухов С. В., Горелова С. Г. Комплексы позднепалеозойских растений Средней Сибири и их стратиграфическое значение. В кн. Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: изд-во Наука Сиб. отд., 1967. стр. 224–229.

169. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., наука, 1977. 278 с.

170. Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н., Бергер А. Я., Хромых В. Г., Ковалевская Е. О., Соболев Н. Н. Стратиграфия силура Горного Таймыра. // Недра Таймыра. СПб. Сборник научных трудов. Вып. 1. 1995. с. 123–141.

171. Урванцев Н. Н. Таймырская складчатая зоиа //Бюл. Норильского комбината. 1949, с, 4–12.

172. Устрицкий В. И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики // Труды НИИГА, 1971, т. 164, 279 с.

173. Устрицкий В. И., Черняк Г. В. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра // Труды НИИГА, 1963, т.134, 139 с.

174. *Уфлянд А. К., Буров А. П. и др.* Космофотогеологическая карта Горного Таймыра масштаб 1:500 000. Отчет по результатам космофотогеологического картирования в 1985–90 гг. Т.1 и 2. ТГФ «Красноярскгеология», 1990.

175. Уфлянд А. К., Натапов Л. М., Лопатин В. М. и др. О тектонической природе Таймыра. – Геотектоника, 1991, №6, с.76–93.

176. Хоментовский В. В. и др. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего палеозоя Сибирской платформы. М., Наука, 1972.

177. Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якиин М. С. и др. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. // М.: Наука, 1972. 356 с. (тр. ИгиГ СО АН СССР, вып. 141).

178. *Черепанов В. А.* О стратиграфии и возрасте пестроцветной толщи в верховьях р. Фадью-Куды на Центральном Таймыре // Информационный бюлл. научно-исслед. Ин-та геологии Арктики, 1957. Вып.5. С. 41–42.

179. Черкесова С. В., Патрунов В. К.и др. Тарейский нижнедевонский опорный разрез (Центральный Таймыр) Учен. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. 1968. Вып.22, С.5–36

180. 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.

181. Шведов Н. А. К стратиграфии триасовых толщ Таймырского полуострова // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии, 1957. Вып. 6. С.3–14.

182. Шишлов С. Б. Перспективы угленосности Таймырского бассейна.//Недра Таймыра, вып. 3, Норильск, 1999 г. С.180–195.

183.Шнейдер Г. В. Верхненеоплейстоценовые и голоценовые отложения бассейна р. Верхняя Таймыра (Центральный Таймыр). // Недра Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 5. / Гл. ред. О. Н. Симонов. Отв. ред. Н. С. Малич. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002 г.

184. Юдович Я. Э. и др. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала. // Ежегодник–1976 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар. 1977. с. 133–142.

185. Юдович Я. Э. Региональная геология осадочных толщ. – Л. Наука. 1981. 276 с.

186. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии – СПб.: Наука, 2000. 479 с.

187. *Якшин М. С.* О Каланчевском комплексе микрофитолитов рифея Сибири. // Геология и геофизика, 1975, № 2.

188.*Alexanderson, H., Hjort, C., Moller, P., Antonov, O., Pavlov, M.,* 2001. The North Taymyr ice-marginal zone, Arctic Siberia – a preliminary overview and dating. Glob. Planet. Change 31, 427–445.

189.*Bhatia M. R., Crook K. A-W.* Trace element characteristics of grauwackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins//Cjntrib. Mineral Petrol. 1986. V. 92 P. 181–193.

190.*Bhatia M. R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones//J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.

191.*Boynton W. V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies.// Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.

192.*Hay D. C. and Dempster T. J.* Zircon Behaviour During Low-Temperature Metamorphism. Journal Of Petrology Vol 50 No 4 pp 571–589, 2009.

193.*Kuno H*. Differentiation of basalt magmas// Hess H. H., Poldervaat A. (eds.) Basalts: The Poldervaat treatise on rocks of basaltic composition. V. 2. Interscience, N. Y. 1968. P. 623–688.

194.Lorenz H., Männik P., Gee D & Proskurnin V. Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian. High Arctic International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau. Volume 97, №3, Upsala, 2008. pp 519–547, DOI 10.1007/s00531–007–0182–2.

195.*McDonough, W. F., Sun, S.-S.*, 1995, The composion of the Earth, Chemical Geology, Vol.120, pp. 228.McDonough, Sun, 1995; Sun, McDonough, 1989.

196.*Mitchell R. H.* (2005) Carbonatites and carbonatites and carbonatites. Can Mineral 43(6):2049–2068.

197.*Per Moller, Helena Alexanderson, Svend Funder, Christian Hjort.* The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e - 2). Quaternary Science Reviews 107 (**2015**) 149–181.

198.*Sun, S.-S., McDonough, W. F.*, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. Eds. Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 313–345.

199. Turekian K. K. Encyclopedia of science and technology. Vol. 4. N. Y.: McGraw-Hill, 1970. 627 p.

#### Фондовая

200.Беззубцев В. В., Гончаров Ю. И., Заляляев Р. Ш. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. Отчет Таймырской опытнопроизводственной партии по результатам аэрофотогеологического картирования масштаба 1:200000 Таймырской складчатой области в 1972–1979 гг. Красноярск, 1979 г.

201. Беззубцев В. В., Кривошеев О. П., Курбатов И. И. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:200000 и геологическом доизучении в Западной части Горного Таймыра в бассейне рек Ленивой и Тареи (Листы Т–46-XXXIV-XXXVI, S–46-I-XVI, Тарейская площадь) за 1980–1985 гг. (в 4 томах). Красноярск, 1985.

202. Былинский Р. В., Соболевская Р. Ф., Кириллов О. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Грядовой, Вольной и Посадочной. Фонды НИИГА, 1962.

203. Васильев Б. С. Гулев Е. Н., Фокин В. И., Явшиц Г. П.. Результаты прогнознооценочных работ на эндогенное золото в Мамонтовско-Чукчинской зоне на Северном Таймыре в 1981–1984 гг., 1984 г.

204. Васильев Б. С., Гулев Е. И., Проскурнин В. Ф., Шилов В. В. Карта золотоносности севера Центрального Таймыра, масштаб 1:200 000. АКГГЭ, г. Ломоносов, 1985 г.

205. Васильев Б. С., Кумпан В. В., Гулин С. А. и др. Поисковые работы на золото в обрамлении Шренковской депрессии Северного Таймыра. АКГГЭ, г. Ломоносов, 1986.

206. Гирн В. В., Матвиенко В. В., Середенко А. А. и др. Поисковые и поисковооценочные работы на термоантрациты и графиты на Сэрэгенской площади. Норильск, 1995.

207.*Грачёв А.* Ф. Новейшая тектоника Северной Евразии.\\ Объяснительная записка к карте. М., Геос, 1998.

208. Грум-Гржимайло О. С., Алистар Е. Н. Геологическое строение рудного поля, вещественный состав и морфология рудных тел ртутного месторождения в районе р. Извилистой. Ленинград, 1954.

209.*Губарева Н. 3.* Предварительный отчет по геологической съемке м-ба 1:50000 на киноварь в районе р. Извилистой за 1951 г. Л.1952.

210. Гулин С. А., Шануренко Н. К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Верхней Таймыры и Кыйды. Фонды НИИГА, 1962.

211. Дараган-Сущов Ю. И., Егоров В. Н. и др. Разработать схему расчленения и корреляции триаса западной и центральной части Таймыра с обоснованием пространственно-временного положения сульфидного медно-никелевого оруденения. Отчет по теме за 1986–1989 гг. Л., 1989, фонды ВСЕГЕИ.

212. Застрожнов А. С. и др. Создание Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 неизученных в среднем масштабе территорий Российской Федерации. Книга 8. Составление комплекта Государственных геологических карт (авторский вариант) масштаба 1:200 000 листов S–48-I,II (р. Заозерная). Санкт-Петербург, 2014.

213. Захаров В. В., Воробьев В. А., Смирнов Ю. А. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Буотанкага и Кыйды. Фонды НИИГА, 1962.

214. Захаров Ю. И., Васильев Б. С. Закономерности размещения пегматитов Таймырской мусковитовой провинции и перспективы их промышленного использования. Ленинград, 1974.

215. Злобин М. Н. Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего Таймыра (отчет по теме № 122) Л. НИИГА 1956.

216.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 геолого-съемочных и поисковых работ в регионе». Норильск, ЦАГРЭ, 1994.

217.Кокорин Н. И. и др. 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 (Отчёт о результатах работ за 2006–2009 гг.), ООО «Норильскгеология», Норильск, 2009.

218. Кокорин Н. И., Морозов С. С., Лапковский А. В. и др. Отчет о результатах поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды на Дябакатаринском и Тальниковском перспективных участках Центрального Таймыра за 1990–1997 гг. Талнах, 1998. Фонды ТФИ, Инв. 395.

219. Кокорин Н. И., Третьяк В. И., Канунников В. А. и др. Информационный отчет: Структурно-поисковое бурение по южному обрамлению Таймырской складчатой области на Луктахской площади за 1996–1998 гг. Талнах, 2002. Фонды ТФИ, Инв. 1060.

220.*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.

221.Кулаков С. В. и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1:200 000 на площади листов S-45-IX÷X, XV÷XVI (Хутудинская площадь). Информационный отчёт Мининской партии о результатах незавершенных работ за 1997–2002 гг. Норильск, 2002. РГФ

222. Ларичев А. И., Чеканов В. И. Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений ГРР на нефть и газ. ФГУП ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2007, 649 с. Фонды ВСЕГЕИ.

223. Ларичев А. И., Чеканов В. И. Разработка современной модели геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений Анабаро-Хатангской седловины и прилегающих территорий. ФГУП ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2011.

224. Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, 1997.

225. Легенда Таймыро-Североземельской серии листов государственной геологической карты РФ масштаба 1: 1 000 000. / Гл. ред. Проскурнин В. Ф. СПб: ВСЕГЕИ. 2008.

226. Ленькин Е. Н., Нагайцева Н. Н. и др. Отчёт о ревизионно – оценочных работах на медно-никелевые руды в центральной части Таймырской складчатой области (1979–1981 гг.) ВНИИ «Океангеология», 1982.

227. Леньчук Д. В., Додин Д. А., Нагайцева Н. Н. и др. Отчёт 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, 1989, ВНИИОкеангеология.

228. Малич Н. С. и др. Металлогеническая карта Горного Таймыра масштаба 1:500 000. Фонды «Таймыргеолкома», 1999.

229. Малич К.Н, Туганова Е. В., Пушкарёв Ю. Д. и др. Отчёт по объекту «Опытнометодические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель, кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край)». СПб, ВСЕГЕИ, 2008

230. 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. 557 с.

231. Митрошин М. И., Невская А. В. Обобщение материалов по закономерностям локализации и петрологии никеленосных интрузий Горного Таймыра: 1984. ВНИИОкеангеология.

232.Нагайцева Н.Н. Цывъян Л. К., Митрошин М. И. и др. Отчёт о результатах ревизионно-оценочных работ на медь и никель по южному борту Таймырской складчатой зоны за 1976–1979 гг. НКГРП, Норильск, 1979.

233.*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. ВНИИОкеангеология,» 1985. 234. Николаев В. Д. и др. Отчет об опытно-методических работах по составлению аэрогеологических карт масштаба 1:200 000 на западную часть Притаймырского прогиба (листы R-45-I-XIV, R-46-I-IV, VII-X; S-45-XXIX-XXXVI; S-46-XXV-XXVIII, XXXI-XXXIV), партия № 15, работы 1970–1976 гг. М.: 1976.

235. Новиков О. А. Геологическое строение бассейна р. Толевой и верхнего течения р. Шренк на северо-западном Таймыре (отчет о работах 1948 г. – геологическая съемка м-ба 1:1 000 000). Москва «Арктикразведка», 1949.

236. Падерин П. Г. и др. Опережающие геофизические и геохимические работы, групповая геологическая съемка масштаба 1:200 000 на площади листов S-46-XXVII, XXVIII, S-46-XXIX, XXX Центрально-Таймырской площади. Норильск, 1999. Таймырский ТГФ

237.Падерин П. Г., Уклеин В. Н., Костров Ю. В. и др. Опережающие геофизические и геохимические работы, групповая геологическая съемка масштаба 1:200000 на площади листов S-46-XXVII,XXVIII, S-46-XXIX,XXX Центрально-Таймырской площади. Норильск, 1999.

238. Пантелеева Л. А. Обобщение геолого-геофизических материалов с целью уточнения перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и Анабаро-Хатангской седловины. Отчет ООО «НПК «ГеоСервис» за 2000– 2002 г. г. Листы: S–47, 48, 49. г. Красноярск, 2002 г.

239.Погребицкий Ю. Е., Шануренко Н. К., Гулин С. А. и др. Петрогенезис и рудоносность карбонатитовых образований Таймыра (отчет по теме № 298). Ленинград, 1965.

240. Пономарев В. Д., Сакович А. Б., Потеряев О. Т. Отчет о результатов поисков медно-никелевых руд в пределах Западного Таймыра в 1979–1981 гг. (Западно-Таймырская партия). Красноярск, 1982.

241. Преображенская О. Т. и др. Геологическое строение района междуречья Коломейцева-Мамонта (части листов S–46-V, VI, XI, XII). (отчет о геологической съемке м-ба 1:200 000 партии № 3 за 1953 г.). Красноярск, КГУ, 1954.

242. Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Падерин П. Г. и др. Окончательный геологический отчет о результатах работ по объекту «Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области». ВСЕГЕИ, СПб, 2008.

243. Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна. Отчет по госконтракту. Фонды ОАО «Севморнефтегеофизика». Мурманск, 2011.

244. Салманов А. П. Канунников В. А., Сальников В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Центрального Таймыра (Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1:200 000 в 1987 – 1991г. г.). Норильск, 1992/

245. 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» (в 3 книгах). СПб, ВСЕГЕИ, 2008.

246. Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др. Отчет по производству радиологических и палеомагнитных работ по определению абсолютного возраста геологических формаций различных районов Красноярского края (в 2-х томах). Т. II, Красноярск 1983.

247.*Скундин В. С., Исаева Л. Л., Азарова В. Г.* Отчет об аэрофотогеологическом картировании и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1:200 000 на листах S–46-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI; S–47-XIX-XXII, S–47-XXV-XXVIII, XXXI-XXXII; R–46-V,VI, XI, XII; R–47-I-III, VII-IX. Отчет партии №3 за 1973–1976 гг. М.: Аэрогеология, 1976, 347 с.

248.Соболев Н. Н., Ковалев А. Н., Падерин П. Г., Войтович О. А., Шнейдер Г. В., Бондарева Е. В. Стратиграфия ордовикских-каменноугольных отложений Центрального Таймыра. Норильск, 1992. 271с. (Книга 5 в отчете 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 1987–91 гг.). 249. Степанов Г. И., Воробьев В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Верхней Таймыры-Тареи. Фонды НИИГА, 1963.

250. *Тарасов А. В.* Геология и новые магнетитовые, магнетит-апатитовые, сидеритовые и флюоритовые рудные поля южной части Центрального Таймыра. Ленинград, 1989.

251. Уфлянд А. К. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании м-ба 1:500 000 на площади листов Т-46-В,Г; Т-47-В,Г; Т-48-В,Г; Т-49-В,Г: S-46-А, Б,В (ч); S-7-A(ч), Б(ч); S-49-Ф(ч), Б(ч) за 1985–1989 гг. эксп. № 3. Москва, ПГО «Аэрогеология», 1990.

252. Хапилин А. Ф. и др. Отчет о результатах региональных геолого-геофизических работ в юго-восточной части Карского моря в 1986–1989 гг. Норильск, ЦАГРЭ, 1989.

253. Хапилин А. Ф., Рогозов Ю. Г., Верещагин М. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра (отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:200 000 за 1981–1985 гг.). Ленинград, ВНИИОкеангеология, 1986.

254. *Цывьян Л. К.* Отчет о результатах работ на ртуть в бассейне рек Тарея и Ая-Тари. Ленинград, 1972.

255. Цывьян Л. К., Салманов А. П. Геологическое строение, трапповый магматизм и полезные ископаемые междуречья Аятари-Буотанкага. Норильск, 1979.

256. Чайка Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые северного побережья Таймырского озера (к востоку от оз. Сурового). Отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000 партии № 1 экспедиции №48 по работам 1951 года. Ленинград, 1952. Фонды ВНИИОкеангеология, №808.

257. Чебоксаров В. А. Результаты аэромагнитной съемки м-ба 1:25 000 на Тарейской площади. (Отчет Аэрогеофизической партии по Тарейскому объекту за 1979—1980 гг.). 1980, № 1552.

258. Шануренко Н. К. и др. Минерагения Североземельско-Таймырского региона. ПГО «Севморгео», 1984.

259. Шануренко Н. К. и др. Перспективы золотоносности и общая минерагения формаций «черных сланцев» докембрия и раннего палеозоя Горного Таймыра. ПГО «Севморгеология», 1978

260. Шануренко Н. К., Иванов А. П. Результаты поисковых работ в районе Дикарабигайского и Нижнекыйдинского массивов. Ленинград, 1963.

261. Шануренко Н. К., Явшиц Г. П. и др. Результаты поисковых работ в р-не Нижнекыйдинского массива сиенитов. Ленинград, 1964.

262.Шишлов С. Б. Обоснование расчленения верхнепалеозойской терригенной толщи и разработка легенды листа S-47-XV, XVI Госгеолкарты м-ба 1:200 000. Отчет по работам 1991–94 гг. С-Петербург, 1996.

263. Шулятин О. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые района верхнего течения р. Толевой. НИИГА, 1966. Фонды ВНИИОкенгеология.

264. Шулятин О. Г., Успенская И. Б., Смирнов В. Н. Геология раннего докембрия Центрального Таймыра. (Отчет по первому разделу темы 418 (НИИГА) «Условия образования и закономерности размещения слюдоносных пегматитов Центрального Таймыра»), 1968. Фонды ВНИИОкеангеология.

#### Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических, аэрогаммаспектрометрических, магнитных аномалий, показанных на листе S-46 Госгеолкарты РФ масштаба 1:1000000

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы
номер	рождения		
объекта		_	
		Твердые горючие ископае	емые
		Уголь каменный, граф	
IV-1-11	MM	Сэрэгэн	А.П.Романов и др. 11 К-200, 1998, Гирн, 1995
		Уголь каменный	
III-1-14	Π	Верховье р. Хрустальная, правый берег	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-15	Π	Южнее истоков р. Хрусталь- ная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-16	П	К северу от оз. Горное	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-17	Π	Озеро Горное, северо- восточный берег	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-18	П	Безымянный ручей, впадаю- щий в оз. Горное	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-19	П	Верховье руч. Угольный, левого притока р. Вента	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-20	П	Восточный берег оз. Бурное	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-21	П	Юго-западный берег оз. Бур- ное	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-22	П	Левобережье верхнего тече- ния р. Коруелах-Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-23	П	Верховье левого притока р. Коруелах-Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-24	Π	Правый берег р. Коруелах- Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-25	П	Верхнее течение правого притока р. Коруелах-Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-26	П	Левый приток р. Коруелах- Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-27	П	Верховья ручья, левого при- тока р. Коруелах-Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
III-1-28	П	Левый приток р. Коруелах- Бигай	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998
IV-1-1	П	Правый борт р. Кро- уелахбигай	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998
IV-1-2	П	Правый борт р. Кро- уелахбигай	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998
IV-1-4	П	Левый приток р. Фала-Койка	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998
IV-1-5	П	Водораздел pp. Бинюда и Коруелахбигай	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998
IV-1-15	П	Река Дюрасиму	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998
IV-1-16	П	Тарейское	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника				
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы				
номер	рождения						
объекта							
IV-2-15	П	Руч. Большой Шайтан	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-10	П	Река Малая Кыйда	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-11	П	Река Малая Кыйда	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
		Уголь бурый					
IV-3-26	П	Скв. 8, 212,6 м	Н.И.Кокорин и др., 1998				
V-2-3	П	Скв. 23, 400,7 м	Н.И.Кокорин и др., 2002				
V-2-4	П	Скв. 24, 186,8 м	Н.И.Кокорин и др., 2002				
		Металлические ископаем	мые				
		Черные металлы					
		Железо, титан					
IV-3-29	П	Дюмталейское, скв. 18,	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
		624 м					
IV-3-34	П	Дюмталейское, скв. 19,	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
		56 м					
IV-3-36	П	Дюмталейское, скв. 21,	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
		901 м					
		Железо					
III-2-6	11	Междуречье р. Ленивая, руч.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
		Прозрачный, руч.					
		1 олубой					
111-2-7	11	Междуречье р. Ленивая, руч.	В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1998				
		Прозрачныи, руч.					
11/2 21		1 олуоой	HEH				
10-3-31	11	Десуанское, р. Десуа	П.1.Падерин и др. 11 К-200, 1997				
III 0 1		Хром					
III-2-1 III-2-2		Верховье р.Ленивая	В.В.Беззуоцев и др. 11 К-200, 1998				
111-2-3	11M	Верховье р.Ленивая	В.В.Беззуоцев и др. 11 К-200, 1998				
H 2 10	п	Аром, никель, платин					
11-2-10	11	Река Ожидания	Ю.Е.Погреонцкии – ред. 11 К-1000, S-44-46				
		Ванадий					
III-1-2	ПМ	Среднее течение р. Ленивая	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
III-1-10	ПМ	Среднее течение р. Ленивая	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
III-2-10	ПМ	Верховье р. Ленивая, руч.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
	Прозрачный						
		Цветные металлы					
		Медь					
II-2-9	П	Верхнешренковское	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46				
II-2-13	П	Левобережье р. Шренк	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46				
II-3-5	П	Река Каменистая, правобере- жье					
III-3-5	П	Горбатское	П.Г.Палерин и др. ГГК-200, 1997				
III-3-15	П	Руч. Рулный	Ю.Е.Погребинкий – рел. ГГК-1000				
	**	- , , дини	S-44-46				
IV-2-14	П	Оз. Фигурное	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-1	П	Рудное	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
II-1-2	ПМ	Среднее течение р. Дружная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-1-11	ПМ	Среднее течение р. Угрюмая,	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника				
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы				
номер	рождения						
объекта							
		левый борт					
II-2-4	ПМ	Верхнее течение р. Шренк					
II-2-14	ПМ	Левый приток р. Обратная в	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
		ее верхнем течении					
II-2-16	ПМ	Левый берег р.Шренк					
II-2-17	ПМ	Левый берег р.Шренк					
II-3-2	ПМ	Правый берег р. Каменистая	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-3-3	ПМ	Левый берег р. Мамонта,	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
		напротив устья р. Тихая					
III-3-2	IIM	Руч. Многовершинный	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997				
<u>III-3-6</u>	IIM	Верховье руч. Овражный	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997				
III-3-9	IIM	Оз. Бирюзовые	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997				
III-3-13	IIM	Восточный склон г. Верблюд	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997				
IV-1-19	IIM	Среднее течение р. Тареи	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-2-8	IIM	Река Дикарабигай	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997				
IV-2-12	IIM	Верховья р. Худая	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-7	IIM	Река Кыйда	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-16	IIM	Водораздел рек Кыйда и Чум	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-18	IIM	Истоки правого притока р.	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997				
Чум							
V 2 9		Медь, молиоден	ПЕП				
V-2-8	ТДХА	Междуречье Луктах-Карылах	П.1.Падерин и др. 11 К-200, 1999				
II 1 10	п	медь, никель	D.D.E				
II-1-12		оз. находка	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1998				
<u>II-1-13</u>		оз. Находка	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1998				
111-3-3	11	Оз.затерянное	Ю.Е.Погреоицкии – ред. 11 К-1000,				
III 2 7	п	Bore Octonuopog	5-44-40 П.Г.Панарии на Г.Г.V. 200, 1007				
III-3-7	П	Тем инкоракоа	П.1. Падерин и др. 11 К-200, 1997				
111-3-14	11	Тальниковское	S-44-46				
IV-1-12	П	Среднетарейское	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-1-13	П	Водораздельное	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-1-14	П	Дюрасиму	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-3-8	П	Тальниковское І	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-30	Π	Дюмталейское, скважина 18, 873 м	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
11/ 2.25	п	П	1000 0000				
10-3-35	11	Дюмталеиское, скв. 19, 60 м	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
IV-3-37	Π	Дюмталейское, скв. 21, 1098 м	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
V-2-1	П	Дюмталейское, скв. 22, 1206 м	Н.И.Кокорин, 1998, 2002				
III-1-4	ПМ	Приустьевая часть левого	В.В.Беззубнев и лр. ГГК-200, 1998				
		берега р. Илистая	D.D.D. 2005 0 Q 0 11 Ap. 11 11 200, 1590				
III-3-1	ПМ	Оз. Затерянное	П.Г.Падерин и др. ГГК-200. 1997				
III-3-4	ПМ	Руч. Горбатый	П.Г.Падерин и др. ГГК-200. 1997				
IV-1-20	ПМ	Левобережье р.Толбато	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-1-21	ПМ	Левобережье р.Толбато	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-3-12	ПМ	Правый приток р. Тальник	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника		
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы		
номер	рождения				
объекта					
IV-3-14	ПМ	Река Верхняя Таймыра	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
IV-3-15	ПМ	Левый приток р.Дептумала	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
		Никель			
I-2-32	ПМ	Левобережье р. Малой Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
I-2-37	ПМ	Правобережье верхнего тече- ния р. Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
		Свинец, цинк			
III-3-12	П	Бирюзовское	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
I-2-35	ПМ	Верховье р. Коломейцева			
I-3-2	ПМ	Устье р. Коломейцева	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
I-3-5	ПМ	Река Коломейцева выше			
		устья р. Спокойной			
I-3-6	ПМ	Река Черная	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
I-3-13	ПМ	Река Обрывистая	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
II-2-11	ПМ	Река Ожидания			
II-2-20	ПМ	Лев.пр. р. Обратная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998		
II-2-21	ПМ	Юго-восточнее оз. Сомнений	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998		
II-3-17	ПМ	р. Мамонта, Лев.Мамонта	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
III-3-11	ПМ	Левый приток р.Буотанкага	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
IV-1-6	ПМ	Водораздел рек Коруелах- бигай	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998		
IV-3-9	ПМ	Правый приток р. Малая Кыйда	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
IV-3-23	ПМ	Река Дептумала	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
		Цинк	• •		
IV-2-1	ШО	Река Синедабигай	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
		Молибден			
II-2-1	П	Ручей Шумящий			
I-1-4	ПМ	Эклипс, бухта, м.Вильда	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
I-1-5	ПМ	м.Триангуляционный	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
I-2-28	ПМ	Верховье руч. Командный			
I-2-31	ПМ	Слияние руч. Командный и			
		Малая Толевая			
I-3-10	ПМ	Верхнее течение р. Волчьей	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
I-3-12	ПМ	Междуречье Каменистой и Обрывистой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
I-3-14	ПМ	Правый приток р. Камени- стой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
I-3-15	ПМ	Правобережье правого при- тока р. Каменистой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
III-2-2	ПМ	Река Москвичка			
			•		

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника			
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы			
номер	рождения					
объекта	-					
II-1-10	ΒΓΧΟ	Нижнее течение р. Угрюмая-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
H Q 10	DEVO	оз. Находка				
11-2-19	BLXO	Правобережье нижнего тече-	В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1998			
III_2_8	ΒΓΥΟ	Ния р. Москвичка Верхов е р. Шара	В В Беззибнев и лр. ГГК-200, 1998			
<u>m-2-0</u>	DIAO	Молиблен мель	Б.Б.Беззубцев и др. 11 К-200, 1996			
111_2_9	П	Руней Птенновый				
III-2-)	11	Вольфрам				
I-2-3	IIIO	Нижнее течение р Оленьей	В В Беззубцев и др. ГГК-200 1989			
125	шо	правый борт	Б.Б.Беззубцев и др. 11 и 200, 1909			
I-2-26	ШО	Бассейн верхних течений рр.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
_	-	Толевая-Малая Толевая				
III-1-6	ШО	Верховье руч. Хрустальный,	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
		ср. течение р. Ленивая				
		Мышьяк				
I-1-18	ПМ	Река Каменная				
III-2-13	ПМ	Руч. Птенцовый	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
III-2-19	ПМ	Правый берег р. Тарея	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
III-1-8	ΒΓΧΟ	Верховье р. Хрустальная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
III-2-12	ΒΓΧΟ	Бассейн верхнего течения р.Тарея	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
III-2-18	ВГХО	Верхнее течение р. Хру-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
III-2-20	ΒΓΧΟ	Спелнее течение р. Хру-	В В Беззубнев и лр. ГГК-200, 1998			
III 2 20	DINO	стальная	Б.Б.Беззубцев и др. 11 К 200, 1990			
III-2-11	ШО	Нижнее течение р. Извили-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
		стая, руч. Аварийный				
		Ртуть				
IV-1-9	П	Узкое	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998			
IV-1-8	ПМ	Река Узкая	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998			
IV-1-7 ШО		Бассейн рек Тарея, Узкая, Тихая	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998			
IV-3-28	ШО	Река Кенг-Юрях	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997			
		Сурьма				
III-2-17	ПМ	Правый борт р. Извилистая	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
	Редки	е, рассеянные и редкоземелы	ные элементы			
		Редкие металлы				
		Бериллий				
I-1-6	ПМ	Мыс Тилло	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-1	IIM	Залив Миддендорфа, северо-	В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989			
		восточнее устья руч. Широ-				
1.2.2		КОГО	D.D.E. 6 EEK 200, 1000			
1-2-2	1 IIVI	Южное пооережье залива	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1989			
I-2 0	ПМ	Правий берег в Толевой в 5	В В Беррибнев и тр. ГГК 200, 1090			
1-2-9	11171	правый осрег р. голевой, в 5	Б.Б.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1989			
		Сиреневой				
		Литий	1			
I-3-4	ПМ	Река Коломейцева выше				

квадрата и рождения         размер место- рождения         графическая привязка         по списку литературы           объекта         устья р. Спокойной            111-32         П         Оз. Лютэне         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           11V-3-3         П         Правый пр.р.Кыйда         П.И.Кокорин и др. ГТК-200, 1997           11V-3-4         П         Тальниковское П         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           11V-3-5         П         Кыйдинское         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           11V-3-13         П         Туманнос         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           11-1         ПМ         Мыс Триантуляционный         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1997           1-1-1         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-1-11         ПМ         Дальнее         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Правобережье нижнего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Правобережье ередисто течения         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Правобережье ередисто течения         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989	Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника		
номер объекта         рождения           устья р. Спокойной         Реджие земли (лаптан-цериевая группа)           III-3-8         П         Оз. Лютье         П.Г.Падерни и др. ГГК-200, 1997           IV-3-3         П         Правый пр.р.Кыйда         Н.И. Кокорин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-5         П         Тальниковское I         П.Г.Падерни и др. ГГК-200, 1997           IV-3-5         П         Кыйдинское         П.Г.Падерни и др. ГГК-200, 1997           IV-3-17         П         Снежное         П.Г.Падерни и др. ГГК-200, 1997           IV-3-17         П         Снежное         П.Г.Падерни и др. ГГК-200, 1989           I-1-1         ПМ         Мыс Триантуляционный         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье инжнего тече- иня р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-15         ПМ         Воровара сезымянного пера- вого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-21         ПМ         Некови среневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Нстоки левого безымянного притока р. Спреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-25	квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы		
объекта         устья р. Спокойной           Редкие земли (дантан-цериевая группа)           III-3-8         П         Оз. Лютые         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-3         П         Правый пр.р.Кыйда         Н.И.Кокорин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-4         П         Гальниковское II         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-13         П         Туманносе         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-17         П         Сиежнос         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           I-1-1         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье инжнего течения р. Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-15         ПМ         Верховья безымянного правого притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного в.         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-24         ПМ         Истоки левого безымянного вламянного вламянного в.         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-25 <td< td=""><td>номер</td><td>рождения</td><td></td><td></td></td<>	номер	рождения				
устья р. Спокойной           Реджие земли (лантан-цериевая группа)           III-3-8         П         Оз. Лютье         II.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-3         П         Правый пр. Кыйда         Н.И. Кокорин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-4         П         Тальниковское П         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-5         П         Кыйдинское         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-13         П         Туманное         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-17         П         Сиежное         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           I-1-1         ПМ         Мыс Каминский         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-11         ПМ         Дальнее         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье илжнего тече-         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-15         ПМ         Правобережье илжнего тече-         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения         В.В. Беззубцев и др. ГТК-200, 1989	объекта					
Редские земли (дантан-цериевая группа)           III-3-8         П         Оз. Лютые         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-3         П         Паравый пр.Р.Кыйда         Н.И.Кокорин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-5         П         Тальниковское II         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-13         П         Туманное         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-13         П         Симкое         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-17         П         Сиежкое         П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1997           I-1-1         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-15         ПМ         Правобережье рижменото тече- вого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-21         ПМ         Правобережье резаменной         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Правобережье инжнего тече- иия р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Правобережье редиего течений         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989			устья р. Спокойной			
III3-8         П         Оз. Лютые         II. Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-3         П         Правый пр.р. Кыйда         Н.И. Кокорин и др. 17К-200, 1997           IV-3-4         П         Гальниковское II         П.Г. Падерин и др. 17К-200, 1997           IV-3-5         П         Кыйдинское         П.Г. Падерин и др. 17К-200, 1997           IV-3-13         П         Туманное         П.Г. Падерин и др. 17К-200, 1997           IV-3-14         П         Мыс Триантуляционный         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-1-11         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье р. Каменной, оз. Дальнее         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-2-15         ПМ         Правобережье инжнего течения         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-2-21         ПМ         Правобережье инжнего течения         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного влемой         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-2-24         ПМ         Правобережье среднето течения         В.В.Беззубцев и др. 17К-200, 1989           I-2-25         ПМ         Водораз		P	едкие земли (лантан-цериева	я группа)		
IV-3-3         П         Правый пр.р.Кыйда         Н.И. Кокорин и др. 198           IV-3-5         П         Кыйдинскосе         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-5         П         Кыйдинскосе         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-13         П         Туманное         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           IV-3-17         П         Снежное         П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997           I-1-1         ПМ         Мыс Триангуляционный         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-1-11         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье нижнего течения вого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-21         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Истоки левото безымянното в.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-25         ПМ         Водораздея среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-26         ПМ         Водораздея перкисто	III-3-8	П	Оз. Лютые	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
IV-3-4         П         Тальниковское II         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-5         П         Кыйдинское         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-13         П         Суманное         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-14         П         Сиежное         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           I-1-1         ПМ         Мыс Триангуляционный         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-11         ПМ         Давльнее         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье нижнего тече- ния р. Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-21         ПМ         Неравобя Сезымянного правого притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Истоки левого течений         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Водораздел среднего течений         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Водораздел среднего течений         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-241         ПМ         Водораздел ре	IV-3-3	П	Правый пр.р.Кыйда	Н.И.Кокорин и др. 1998		
IV-3-5         П         Кыйдинское         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-13         П         Туманное         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           IV-3-17         П         Сиежное         П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997           I-1-1         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-11         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-1-11         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-15         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-27         ПМ         Водораздел среднего течения         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье средних течений         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ </td <td>IV-3-4</td> <td>П</td> <td>Тальниковское II</td> <td>П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997</td>	IV-3-4	П	Тальниковское II	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
IV-3-13         П         Туманное         П.Г.Падерин и др. ПТК-200, 1997           IV-3-17         П         Снежное         П.Г.Падерин и др. ПТК-200, 1997           1-1-1         ПМ         Мыс Триантуляционный         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-1-11         ПМ         Левобережье р.Каменной, оз.         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-5         ПМ         Правобережье ижнего тече- вого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-15         ПМ         Правобережье ижнего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-21         ПМ         Правобережье ижнего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-25         ПМ         Волораздел среднего течения каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-27         ПМ         Правобережье среднего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ПТК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р	IV-3-5	П	Кыйдинское	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
IV-3-17         П         Снежное         П. Падерин и др. ПК-200, 1997           1-1-1         ПМ         Мыс Триангуляционный         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-1-0         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-1-11         ПМ         Левобережье р. Каменной, оз. Дальнее         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-5         ПМ         Веровая безымянного правого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-15         ПМ         Веровая безымянного правого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-21         ПМ         Правобережье нижнего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безыянного притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водоваздел среднего течения         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Междуречье среднего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ПК-200, 1989           1-2-30         ПМ         Правобережье ерхнего тече- ния р. Коломейцева	IV-3-13	П	Туманное	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
1-1-1         ПМ         Мыс Триангуляционный         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-1-11         ПМ         Льскаминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-5         ПМ         Правобережье р.Каменной, оз. В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-15         ПМ         Верховья безымянного правобережье нижнего течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-21         ПМ         Правобережье нижнего течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Междуречье средних течений в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-30         ПМ         Междуречье средних течений в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-38         ПМ         Водобережье верхнего течения в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989	IV-3-17	11	Снежное	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997		
1-1-9         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-1-10         ПМ         Левобережье р. Каменной, оз. Дальнее         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-5         ПМ         Правобережье инжнето тече- вия р. Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-15         ПМ         Верховья безымянного правого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-21         ПМ         Правобережье инжнето тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Повобережье инжнето тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховь- ев р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Водораздел среднего течений правобережье средних течений В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-30         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-38         ПМ         Водораздел среднего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-39         ПМ         Водобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева <td>I-1-1</td> <td>IIM</td> <td>Мыс Триангуляционный</td> <td>В.В.Беззубцев и др. ITК-200, 1989</td>	I-1-1	IIM	Мыс Триангуляционный	В.В.Беззубцев и др. ITК-200, 1989		
1-1-10         ПМ         Мыс Каминский         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-1-11         ПМ         Левобережье р.Каменной, оз. Дальнее         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-5         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-15         ПМ         Веровья безымянного правого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-21         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного в.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховье ве р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Междуречье средних течений В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989         Каменной и Толевой           1-2-30         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           1-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1	I-1-9	IIM	Мыс Каминский	В.В.Беззубцев и др. 11К-200, 1989		
1-1-11       ПМ       Левобережье р. Каменной, оз. В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-5       ПМ       Правобережье нижнего течения р. Б.Б.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-15       ПМ       Верховья безымянного правобережье нижнего течения р. Каменной       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-21       ПМ       Правобережье нижнего течения р. Малой Толевой       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-23       ПМ       Истоки левого безымянного притока р. Сиреневой       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-25       ПМ       Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховьее р. Сиреневой       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-27       ПМ       Междуречье средних течений       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-30       ПМ       Правобережье среднего течения в.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-34       ПМ       Левобережье верхнего течения р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-38       ПМ       Водораздел верхнего течения р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Левобережье верхнего течения р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-39       ПМ       Левобережье верхнего течения р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Правобережье верхнего тече	1-1-10	IIM	Мыс Каминский	В.В.Беззубцев и др. 11К-200, 1989		
1-2-5         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-15         ПМ         Верховья безымянного правого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-21         ПМ         Правобережье нижнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховесе в р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Междуречье средних течений в.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-30         ПМ         Правобережье среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-39         ПМ         Истоки р. Гранатовая<	I-1-11	IIM	Левобережье р.Каменной, оз. Дальнее	В.В.Беззубцев и др. 1ТК-200, 1989		
1-2-15         ПМ         Верховья безымянного правого притока р. Каменной         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-21         ПМ         Правобережье нижнего течения         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного правой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного правой в др. ГТК-200, 1989         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховьее в р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Междуречье средних течений Каменной и Толевой и верховьее в р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-30         ПМ         Правобережье среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-41         ПМ         Иравобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-41	I-2-5	ПМ	Правобережье нижнего тече- ния р. Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
1-2-21         ПМ         Правобережье нижнето течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Водораздел среднего течения р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-27         ПМ         Межлуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-30         ПМ         Межлуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Левобережье среднего течения В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         в.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989         в.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-34         ПМ         Водораздел верхнего течения В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-35         ПМ         Водорежье верхнего течения В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           1-2-41         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           11-1-3         ПМ <td>I-2-15</td> <td>ПМ</td> <td>Верховья безымянного пра-</td> <td>В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989</td>	I-2-15	ПМ	Верховья безымянного пра-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
I-2-23         ПМ         Истоки левого безымянного притока р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховь- ев р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-27         ПМ         Междуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье среднего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Пемвобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-1         ПМ         Рекки земли, мусковит         III-1-1           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-2	I-2-21	ПМ	Правобережье нижнего тече-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
1-2-2.3       ПМ       Истоки левого освымянного       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-25       ПМ       Водораздел среднего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-25       ПМ       Междуречье средних течений       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-27       ПМ       Междуречье средних течений       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-30       ПМ       Правобережье средних течений       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-30       ПМ       Левобережье среднего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-34       ПМ       Левобережье верхнего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-38       ПМ       Водораздел верхнего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-39       ПМ       Левобережье верхнего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Левобережье верхнего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Иравобережье верхнего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Иравобережье верхнего течения       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         11-1-3       ПМ       Истоки р. Гранатовая       В.В.Баззубцев и др. ГТК-200, 1989         11-1-1       ПМ       Река Ленивая	1.2.22	ПМ	Ния р. Малой Толевой	<b>В В Боромбиор и пр. ГГК 200, 1080</b>		
I-2-25         ПМ         Водораздел среднего течения р. Малой Толевой и верховь- ев р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-27         ПМ         Междуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье среднего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           B-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев	1-2-23	11111	пстоки левого осзымянного	Б.Б.Веззубцев и др. 11 К-200, 1989		
П.2-2.5         ПМ         Водораздел ореднего течения ев р. Сиреневой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-27         ПМ         Междуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье среднего течения ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Толевой и среднего течения р. Толевой и среднего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-1         ПМ         Редкие земли, мусковит         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извили	L-2-25	ПМ	Водораздел среднего тенения	В В Беззубнев и пр. ГГК_200, 1080		
Index         Сиреневой           I-2-27         ПМ         Междуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье среднего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Pедкие земли, мусковит         П         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Благородные металлы Золото, мышьяк         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998         Сток           III-2-14         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток			р Малой Толевой и верховь-	D.D.Dessyodeв и др. 11 К-200, 1909		
I-2-27         ПМ         Междуречье средних течений Каменной и Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-30         ПМ         Правобережье среднего тече- ния р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Водораздел верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГТК-1000, S-44-46           Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая <t< td=""><td></td><td></td><td>ев р. Сиреневой</td><td></td></t<>			ев р. Сиреневой			
Каменной и Толевой         Каменной и Толевой           I-2-30         ПМ         Правобережье среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Солото, мышьяк           III-11         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Сток           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный участок         В.В.Беззубцев и др.	I-2-27	ПМ	Межлуречье средних течений	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
I-2-30         ПМ         Правобережье среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Иравобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Pедкие земли, мусковит         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Благородные мсталлы         Золото, мышьяк         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-14         ММ         Извилистое, Западный уча-сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15			Каменной и Толевой			
I-2-34         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Толевой и среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           II-1-1         ПМ         Река Земли, мусковит         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок в Сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	I-2-30	ПМ	Правобережье среднего тече-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
1-2-34       ПМ       Левоосрежке верхнего тече- ния р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989         1-2-38       ПМ       Водораздел верхнего тече- ния р. Малой Толевой       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989         1-2-39       ПМ       Левобережье верхнего тече- ния р. Малой Толевой       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989         1-2-41       ПМ       Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989         11-1-3       ПМ       Истоки р. Гранатовая       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998         Редкие земли, мусковит         II-1-1       ПМ       Река Ленивая       Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46         Sonoro, мышьяк         III-2-14       ММ       Извилистое, Восточный уча- сток       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998         III-2-15       ММ       Извилистое, Западный уча- сток       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998         III-1-11       П       Среднее течение р.Ленивая       В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	1.2.24	ПМ	Парабарани а раринара дана	B B Foraufuan u m FEK 200 1080		
I-2-38         ПМ         Водораздел верхнего течения р. Толевой и среднего течения р. Малой Толевой         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Pедкие земли, мусковит         Pедкие земли, мусковит         III-1-1           ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Sonoro, мышьяк         B.B.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный участок           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         B.B.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	1-2-34	IIIVI	левооережье верхнего тече- ния р. Коломейцева	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1989		
р. Толевой и среднего течения р. Малой Толевой           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Редкие земли, мусковит         Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Благородные металлы         Золото, мышьяк         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	I-2-38	ПМ	Водораздел верхнего течения	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
ния р. Малой Толевой           I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Редкие земли, мусковит         Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный участок         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			р. Толевой и среднего тече-			
I-2-39         ПМ         Левобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего течения р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998           Редкие земли, мусковит         Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГТК-1000, S-44-46           Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный участок         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный участок         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998			ния р. Малой Толевой			
I-2-41         ПМ         Правобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	I-2-39	ПМ	Левобережье верхнего тече- ния р. Коломейцева	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
ния р. Коломейцева           II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Редкие земли, мусковит         Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Влагородные металлы Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	I-2-41	ПМ	Правобережье верхнего тече-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989		
II-1-3         ПМ         Истоки р. Гранатовая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Редкие земли, мусковит         Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Благородные металлы           Золото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			ния р. Коломейцева			
Редкие земли, мусковит           II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Благородные металль           Благородные металль           Sолото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	II-1-3	ПМ	Истоки р. Гранатовая	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998		
II-1-1         ПМ         Река Ленивая         Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46           Благородные металлы           Золото, мышьяк           30лото, мышьяк           III-2-14         ММ         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         ММ         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			Редкие земли, мускови	T		
Благородные металлы           Золото, мышьяк           Золото, мышьяк           III-2-14         MM         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         MM         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	II-1-1	ПМ	Река Ленивая	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46		
Золото, мышьяк           Ш-2-14         MM         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Ш-2-15         MM         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           Ш-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			Благородные металль	J		
III-2-14         MM         Извилистое, Восточный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-2-15         MM         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			Золото, мышьяк			
III-2-15         MM         Извилистое, Западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	III-2-14	MM	Извилистое, Восточный уча-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998		
III-2-13         IIII         Поми         Извилистос, западный уча- сток         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998           III-1-11         П         Среднее течение р.Ленивая         В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	III_2_15	ММ	сток Изрипистое Запални и ула	В В Беззубнев и пр. ГГК-200, 1009		
III-1-11 П Среднее течение р.Ленивая В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998	111-2-13	IVIIVI	тэвилистос, Западный уча- сток	<b>Б.Б.Бс</b> эзубцев и др. 11 К-200, 1998		
пт т п среднее те теппе р.этеппвал [ D.D.Dessyotteb и др. 11 К-200, 1990	III_1_11	П	Среднее течение р Пенивая	В В Беззубнев и др. ГГК-200 1998		
III-1-12 II Река Ленивая, в 13 км выше В В Беззубнев и лр. ГГК-200 1998	III-1-12	П	Река Ленивая, в 13 км выше	В.В.Беззубцев и др. ГГК 200, 1998		
устья р. Илистая			устья р. Илистая	,,, _,, _		

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника				
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы				
номер	рождения						
объекта							
III-2-16	П	Ручей Прозрачный					
II-3-7	ПМ	Река Каменистая					
III-2-21	IIM	Среднее течение р. Хру-	В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998				
111.2.22		стальная	D.D.F				
111-2-22	HIM	Среднее течение р. хру-	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1998				
III 2 23	ПМ	Стальная	В В Беррибнер и тр. ГГК 200, 1008				
111-2-23	11111	стальная	Б.Б.Беззубцев и др. 11 К-200, 1996				
		Золото					
I-3-1	П	Залив Вальтера	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000,				
_			S-44-46				
II-2-12	П	Правый борт р. Шренк	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-3-14	П	Река Мамонта ниже Правого	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
		Мамонта					
IV-3-20	П	Верное	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
II-3-13	РП	Ниже слияния Мамонта и	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
		лев. Мамонта					
11-3-15	PII	Ниже слияния Мамонта и	В.В.Беззубцев и др. 11К-200, 1998				
122	TTM (	Лев. Мамонта					
1-3-3	HIM	устье р.Куропаточьей	ю.е.погреоицкии – ред. 11 К-10 с 11 46				
I_3_7	ПМ	Deva Uenuag	5-44-40 Ю Е Погребникий ред ГГК-1000				
1-3-7	11111	тека терная	S-44-46				
I-3-11	ПМ	Река Волчья	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000.				
_			S-44-46				
II-1-7	ПМ	Среднее течение руч. Дивный	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-1-8	ПМ	Верхнее течение руч. Дивный	й В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 199				
II-1-9	ПМ	Верхнее течение руч. Дивный	й В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-2-5	ПМ	Левый борт р. Шренк	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-2-7	ПМ	Верховье р. Ожидания	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-2-15	ПМ	Река Ожидания					
11-3-1	IIM	Река Каменистая	Ю.Е.Погребицкий – ред. 11 К-1000,				
H 2 4	ΠM	Davia Mariana ana a	8-44-40				
11-3-4	1 IIVI	Река Каменистая	Ю.Е.Погреоицкии – ред. 11 К-1000, $S_{-44-46}$				
II-3-8	ПМ	Нижнее тенение	Ю Е Погребицкий – ред. ГГК-1000				
n-5-0	11111	р. Каменистая	S-44-46				
II-3-9	ПМ	Река Лев. Мамонта	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-3-10	ПМ	Река Лев. Мамонта	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-3-12	ПМ	Река Лев. Мамонта	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
II-3-16	ПМ	Река Мамонта выше слияния	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998				
		с Правым Мамонта					
IV-3-6	ПМ	Скважина ТП-2, 0,5 м	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-2-20	ШО	Река Дямадыля	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
V-2-5	ШП	Нижнее течение р. Хаптума-	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999				
		тари					
V-2-21	ШО	Река Нерату	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999				
III 1 10	TP (	Серебро					
III-1-13	IIM	Северная часть оз. Сожале-	В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998				
		НИЯ					

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника			
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы			
номер	рождения					
объекта						
		Серебро, молибден				
V-2-2	ГДХА	Междуречье Талахтах-	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999			
		Луктах				
		Радиоактивные элемент	ГЫ			
L 1 10		Уран				
I-I-19	IIM	Река Ориентирная	<b>DDE 6 FEK 000 1000</b>			
1-2-29	IIM	Правобережье среднего тече-	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1989			
		ния р. Каменной				
П 3 6	ПМ					
11-3-0	11111	гека Каменистая, правооере- жье				
II-3-11	ПМ	Река Мамонта выше устья				
	11111	р.Каменистой				
		Неметаллические ископае	мые			
		Химическое сырье				
		Пирит, пирротин				
II-2-18	ПМ	Верховье р. Обратная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
		Флюорит				
IV-3-32	П	Десуанское, р.Десуа	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997			
I-3-8	ПМ	Вершина левого притока р.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
		Куропаточьей				
I-3-9	ПМ	Вершина левого притока р.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
		Куропаточьей				
II-2-2	ПМ	Левый борт р. Мамонта, ниже	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
		устья руч. Песчаный				
II-2-3	IIM	Верховье третьего левого	В.В.Беззубцев и др. ГТК-200, 1998			
нас		притока р. Шренк				
II-2-6	IIM	Левыи приток р. Шренк в	В.В.Беззуюцев и др. 11 К-200, 1998			
П 2 8	ПМ	Истоках	В В Базаубиар и пр. ГГК 200, 1008			
11-2-0	11111	Левый крупный приток р. Шренк выше рун. Базовый	<b>В.В.Веззущев</b> и др. 11 К-200, 1998			
III-3-10	ПМ		П Г Падерин и др. ГГК-200, 1997			
IV_2_4	ПМ	Истоки руд. Гориций	П.Г. Падерин и др. ГГК-200, 1997			
IV 3 2	ПМ	$C_{\text{KDDDYHUD}} T\Pi 5,207.2 \text{ M}$	НИ Кокории 1907 2002			
IV 2 27			П.П.Кокорин, 1997, 2002			
10-3-27	11111	Гека Левая Десуа	п.т.падерин и др. 11 К-200, 1997			
III_1_1	ПМ	Бари і К югу от г. Ориентирная	В В Беззубнев и пр. ГГК_200 1000			
III-1-1 III_1_3		Правий берег р. Пенирая	В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1998 В В Беззубцев и пр. ГГК-200, 1998			
III-1-5	ПМ	Перый берег р. Ленирая	В В Безгубнев и пр. ГГК-200, 1998			
III-1-7	ПМ	Правый берег рун. Упрямый	В В Безгубцев и др. ГГК-200, 1998			
111 1-7	11171	в 7 км от устья	2.2.2005убцев и др. 11 К-200, 1996			
III-1-9	ПМ	Кюгу от оз Чаячье	В В Беззубцев и лр ГГК-200, 1998			
/	***	Керамическое и огнеупорное	е сырье			
		Пегматит керамический. му	сковит			
I-2-6	П	Правобережье нижнего тече-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
		ни р. Оленьей				
I-2-18	П	Верховье левого притока р.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
		Толевой в ее среднем течении	-			
II-1-5	ПМ	Р. Медвежья	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000,			
			S-44-46			

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника			
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы			
номер	рождения					
объекта						
		Горнотехническое сыр	ье			
	<b>TD</b> (	Мусковит				
1-1-2	IIM	Бухта Опасная	Ю.Е.Погребицкии – ред. 11 К-1000, S-44-46			
I-1-3	ПМ	Мыс Дубинского	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-1-8	ПМ	Мыс Черный	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-1-16	ПМ	Каменско-Толевское поле пегматитов	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-1-17	ПМ	Каменско-Толевское поле пегматитов	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-1-20	ПМ	Каменско-Толевское поле	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-4	ПМ	Водораздел нижних течений Толевой и Оленьей	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-7	ПМ	Водораздел рек Оленьей и Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-8	ПМ	Каменско-Толевское поле пегматитов	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-10	ПМ	Водораздел верховьев рек Низменной и Прибрежной	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-11	ПМ	Верховье левой составляю- щей р. Низменная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-12	ПМ	Верховье р. Низменной	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-13	ПМ	Река Сиреневая	Ю.Е.Погребицкий – ред. ГГК-1000, S-44-46			
I-2-14	ПМ	Водораздел рек Низменной и Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-16	ПМ	Левобережье р. Толевой, в 0,6 км к юго-западу от оз. Боль- шого Ледяного	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-17	ПМ	Левобережье среднего тече- ния р. Сиреневой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-19	ПМ	Правобережье нижнего тече- ния р. Малой Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-20	ПМ	Левобережье нижнего тече- ния р. Малой Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-22	ПМ	Каменско-Толевское поле пегматитов	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-24	ПМ	Правобережье среднего тече- ния р. Каменной	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-33	ПМ	Правобережье среднего тече- ния р. Толевой	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
I-2-36	ПМ	Каменско-Толевское поле пегматитов	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
II-1-4	ПМ	Верховье р. Каменная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
II-1-6	ПМ	Западнее устья р. Туманная	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1998			
		Графит				
I-1-7	ПМ	Побережье Карского моря между мысом Вильда и о.	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989			
L 1 10		Бурун	D.D.F			
1-1-12	1 IIVI	пижнее течение р. 1 ранато-	<b>D.D.</b> D.			

Индекс	Вид объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника					
квадрата и	размер место-	графическая привязка	по списку литературы					
номер	рождения		5 1 51					
объекта	•							
		вой						
I-2-40	ПМ	Правобережье среднего тече-	В.В.Беззубцев и др. ГГК-200, 1989					
		ния р. Толевой						
	Д	рагоценные камни, поделочн	юе сырье					
		Алмазы						
V-3-2	ПМ	Правый приток р. Верхней	В.С.Скундин и др. АФГК-200, 1976					
		Таймыры, сопка Бонато						
V-3-3	IIM	Правый приток р. Верхней В.С.Скундин и др. АФГК-200,						
		Таимыры, сопка Бонато						
T 1 12	п	Коллекционные материа	ЫЫ D.D.E					
I-1-13		Г. Оленья	В.В.Веззубцев и др. 11 К-200, 1989 В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1989					
I-1-14		Г. Оленья	В.В.Беззуоцев и др. 11 К-200, 1989 В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1989					
1-1-13 III 2 4		Г. Оленья	В.В.Веззубцев и др. 11 К-200, 1989 В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1989					
III-2-4 III-2-5		Г.Каоачковая	В.В.Беззуоцев и др. 11 К-200, 1998 В.В.Беззубцев и др. 11 К-200, 1998					
111-2-3	11	Г.Каоачковая	Б.Б.Беззуоцев и др. 11 К-200, 1998					
		Строительные материа.	ЛЫ					
	Глиш	і линистые породы	произволотра					
IV-2-16	т линь ММ	Ги суглинки для цементного	П Г Палерии и пр. ГГК-200, 1997					
1 v - 2 - 10	IVIIVI	озера Сатидатирки	п.т.ладерин и др. ттк-200, 1997					
IV-2-17	MM	Спеднее тенение р Адтари	П Г Палерин и др. ГГК-200, 1997					
1 • -2-17	141141	близ устья р. Лянсалебигай	П.1. Падерин и др. 11 К-200, 1997					
V-2-17	MM	Среднее течение р. Луктах	П Г Палерин и др. ГГК-200, 1999					
, 21,	11111	Глины керамзитовые	п.п.п.дерни и др. тт не 200, 1999					
IV-1-17	MM	Устье р Люрасиму	А П Романов и др. ГГК-200, 1998					
V-1-1	MM	Устьевая часть реки Тарея	В.Л.Николаев и др. 111 200, 1990					
,		e ensesant mens permi rupen	1976					
VI-1-1	MM	Нижнее течение р. Янгода	В.Д.Николаев и др. АФГК-200,					
		<b>1</b>	1976					
VI-2-1	MM	Нижнее течение р. Янгода	В.Д.Николаев и др. АФГК-200,					
			1976					
		Обломочные породы						
		Гравийно-галечный мате	риал					
IV-1-3	П	Среднее течение р. Тарея,	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998					
TT / 1 10	P	устье р.Аятуркудямо						
1V-1-10	11	Среднее течение р. Тарея,	А.П.Романов и др. ГТК-200, 1998					
11/ 2 2	п	устье р.Коруелахоигаи	ПЕП					
IV-2-3		устье р. Синедаоигаи	П.1. Падерин и др. 11 К-200, 1997					
IV-2-10		Верховье р. Аятари	П.1. Падерин и др. 11 К-200, 1997					
10-2-13	11	Верховье р. Аятари выше	П.1.Падерин и др. 11 К-200, 1997					
IV 2 21	п	устья р. диринг	П.Г.Подорин и тр. Г.Г.И. 200, 1007					
10-3-21	11	Р.Б. Гаимыра, выше устья	П.1.Падерин и др. 11 К-200, 1997					
IV 3 22	п	Нижиее тенение р. Цура	П.Г.Падериц и др. ГГК 200, 1007					
IV-3-22 IV-3-24	П	нижнее течение р. чум Нижнее течение р.Кыйла	П.Г. Падерин и др. ГГК-200, 1997 ПГПалерин и пр. ГГК-200, 1007					
IV-3-24	Π	РВ Таймыра внице уста	П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1997 ПГПалерин и пр. ГГК-200, 1007					
1 - 5-25	11	т.в.таимыра, выше устья п Кыйла	п.т. падерин и др. 11 К-200, 1997					
		рленида Песок строительный						
IV-2-18	П	Среднее течение р Аятари	П Г Палерин и др. ГГК-200 1997					
IV-2-19	П	Среднее течение р.Аятари	П.Г.Падерин и др. ГГК-200. 1997					
	-	, , ,						

Инлекс	Вил объекта и	Название объекта или гео-	Номер источника				
квалрата и	размер место-	графическая привязка	по списку питературы				
номер	рожления	i puqui iccium riprizzionu					
объекта	Pender						
		близ устья р. Неркато					
IV-3-33	П	Правый приток р.Колоу	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
V-2-6	П	Истоки р. Малого Тэкгена	П.Г.Падерин и лр. ГГК-200, 1999				
V-2-7	П	Истоки р. Лакинкита	П Г Падерин и др. ГГК 200, 1999				
V-2-9	П	Долина р. Дакинкита	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999				
V-2-10	П	Истоки правого притока р.	П.Г.Палерин и др. ГГК-200, 1999				
		Тэнкгена	,,,,,,,,,,,,,,,,				
V-2-11	П	Река Луктах	П.Г.Палерин и др. ГГК-200, 1999				
V-2-12	П	Правый приток р Тэнкгена	П Г Палерин и др. ГГК-200, 1999				
V-2-13	П	Певый приток р. Пуктах	П Г Падерин и др. ГГК 200, 1999				
V-2-14	П	Река Тэнкген	П Г Падерин и др. ГГК 200, 1999				
V_2_15	П	Река Пунктах	П.Г. Падерин и др. ГГК 200, 1999				
V 2 16	П		П.Г. Падерин и др. ГГК-200, 1999				
V 2 18	П	Правый приток р. голоы	П.Г. Падерин и др. ГТК-200, 1999				
V-2-10	П		П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999				
V-2-19		Правыи приток р.луктах	<u>11.1.11адерин и др. 11 К-200, 1999</u>				
V-2-20	П	Правыи приток р.Луктах	<u>11.1.11адерин и др. 11 К-200, 1999</u>				
V-2-22		Правобережье р.Камкарахаи	<u>1 п.т. падерин и др. 11 К-200, 1999</u>				
V-2-23		Левые притоки р. Диедиради	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999				
V-3-4	11	Истоки р. Мал. Тэгкена	П.Г.Падерин и др. ГТК-200, 1999				
V-3-5	Π	Истоки р. Илира	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1999				
	n	Песок формовочный	<u>.</u>				
V-1-2	Π	Верховье р.Диенебигай	В.Д.Николаев и др. АФІ К-200, 1976				
VI-1-2	П	Река Пясина вблизи впадения	В.Д.Николаев и др. АФГК-200,				
		р. Сыруто	1976				
		Прочие ископаемые					
	-	Гипс					
IV-1-18	П	Река Тарея	А.П.Романов и др. ГГК-200, 1998				
IV-2-2	П	Река Тарея	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
		Геофизические аномали	ИИ				
IV-2-5	ΑΓC	Озеро Пемпил	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-2-6	ΑΓC	Озеро Пемпил	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-2-7	АГС	Река Дикарабигай	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-2-9	АГС	Река Дикарабигай	П.Г.Падерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-2-11	АГС	Верховье р. Хулая	П.Г.Палерин и др. ГГК-200, 1997				
IV-3-19	ΑΓC	Междуречье рек Верхняя	П.Г.Падерин и др. ГГК-200. 1997				
		Таймыра и Кыйда	····· ···· ···························				
V-3-1	AM	Река Колоу-р. Верх. Таймыра	А.А.Кирсанов, 2014				
		в устье р. Логаты					
VI-3-1	AM	Бассейн р. Лулыпта в районе	А А Кирсанов 2014				
,	7 11/1	р. Яристой, оз. Нянтутрух оз					
		Быдурба					

Принятые сокращения: коренные месторождения: ММ – малое, П – проявления, РП – россыпные проявления, ПМ – пункты минерализации, шлиховые ореолы – ШО, шлиховые потоки – ШП, вторичные геохимические ореолы – ВГХО, гидрохимические аномалии – ГДХА, АГС – аэрогаммаспектрометрические аномалии, АМ – магнитные аномалии

М≙М≙ пп	Название, ранг и индекс под- разделения	Толезные ис- копаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	За ка С	апасы атего- рии С <sub>1</sub> , С <sub>2</sub>	$\sum C_1 + C_2$	Пр Ро Р1	огнозн есурсы Р2	ные 1 Р Р <sub>3</sub>	умма запасов и ресурсов	'дельная про- дуктивность Запасы и ре-
1	2	2	4	1	6	7	0	0	10	11	12
1	2 1.1.Штурмано вский молиб- деново- золоторудный район потен- циальный	Золото корен- ное, т	78 0	5	0	/	0	9	8,6	8,6	12
2	<ol> <li>Каменско- Толевский пегматит ке- рамический</li> </ol>	Муско- вит, за- бойный сырец, тыс.т	29 00						42, 9	42,9	
	слюдоносный район потен- циальный	Пегматит (Микро- клин), млн.т							62	62	
3	2.1.1. Верх- немамонтов- ский золото- рудный узел потенциаль- ный	Золото корен- ное, т	35 0						105	105	0,30 т/км <sup>2</sup>
	<ol> <li>3.1. Тарейский сурьмяно-</li> </ol>	Золото корен- ное, т	40						300	300	0,075 т/км <sup>2</sup>
4	ртутно- золоторудный	Ртуть, тыс.т	40 00		0,058 18	0,058 18				0,058 18	
	район	район Мышьяк, тыс.т.			2,348	2,348			60, 0	62,34 8	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5	3.2. Западно- Таймырский каменно-	Уголь камен- ный, млн.т	13 25		41,9	41,9	178 ,1		331 7	3537	
	он	Графит, млн.т			5,2	5,2	132 ,8	185 ,4		323,4	
6	4.3. Кыйдин- ско- Фадьюкудин- ский ураново-	Редкие земли, TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , тыс.т	30 00						120 0	1200	0,40 тыс.т/ км <sup>2</sup>

# Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на листе S-46

	редкоземель- ный рудный район потен- циальный	Уран, тыс.т					40	40	
		Никель, тыс.т				355 7	852 0	1207 7	6,0 тыс.т/ км <sup>2</sup>
7	4.4. <b>T</b> urren	Медь, тыс.т	20			474 3	113 60	1610 3	8,01 тыс.т/ км <sup>2</sup>
	4.4. Луктах- Дюмталей- ский платино-	Кобальт, тыс.т				311	568	879	0,44 тыс.т/ км <sup>2</sup>
	никелево- меднорудный район потен-	Сумма платино- идов, т	00			667	142 0	2087	1,04 т/км <sup>2</sup>
	циальный	Железо, млн.т.				381	795	1176	0,59 млн.т/ км <sup>2</sup>
		Диоксид титана, млн.т				117	256	373	0,19 млн.т/ км <sup>2</sup>

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество про-	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Месторождения углево- дородного сырья	Нефть и конденсат, млн.т. н.э. Газ	гнозируемых ооъ- ектов	Д <sub>1-2</sub>	142
	Железные руды,	2	P <sub>2</sub>	381
	МЛН.Т	2	P <sub>3</sub>	795
	Кобальт тыс т	2	$P_2$	311
	100000101, 1010.1	2	P <sub>3</sub>	568
	Мель тыс т	2	P <sub>2</sub>	4743
	медь, тыс.т	2	P <sub>3</sub>	11360
	Hukenl the t	2	P <sub>2</sub>	3557
	Пиксль, тыс.т	2	P <sub>3</sub>	8520
Месторождения рудных	Мышьяк, тыс.т	3	P <sub>3</sub>	60
полезных ископаемых и		2	P <sub>2</sub>	117
алмазов рудно-	титан (1102), млн. 1	2	P <sub>3</sub>	256
россыпных районов		4	P <sub>3</sub>	8,6
	Золото коренное, т	2	P <sub>3</sub>	105
		2	P <sub>3</sub>	300
		2	P <sub>2</sub>	667
	Сумма платиноидов, т	2	P <sub>3</sub>	1420
	Редкие земли (TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ), тыс.т	4	P <sub>3</sub>	1200
	Уран, тыс.т	4	P <sub>3</sub>	40
	Уголь энергетиче-	1	P <sub>1</sub>	178,1
	ский, млн.т	4	P <sub>3</sub>	3317
Месторождения неруд-	Графия мли в	1	$P_1$	132,8
ных полезных ископае-	трафит, млн.т	1	P <sub>2</sub>	185,4
мых, углей, горючих сланцев (угленосных	Пегматиты (микро- клин), млн. т	100	P <sub>3</sub>	62
районов)	Слюда-мусковит, забойный сырец, тыс.т	110	P <sub>3</sub>	42,9

#### Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листе S-46

#### Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа S-46

# Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

NºNº	Вид минерального	Оценка ресурсов по	категориям	Баланс ре-	Рекомендуемые							
ПП	сырья, индекс и	На начало работ	По резуль-	сурсов по	для лицензирова-							
	наименование объекта		татам работ	результатам	ния объекты и							
			_	работ (+, -)	рекомендации по							
					дальнейшим рабо-							
					там							
1	2	3	4	5	6							
1	2.1.1.Верхнемамонтов-	2006 г, С.С.Сердюк,			Планируются							
	ский золоторудный	Верхнемамонтовский			поисковые работы							
	узел потенциальный	узел, 1300 км <sup>2</sup> , 103 т	105 т Р <sub>3</sub>	+105 т	м-ба 1:50000 в							
	(350 км <sup>2</sup> ), золото ко-	рудного и 15 т рос-			пределах узла на							
	ренное, т	сыпного золота			площади 350 км <sup>2</sup>							
		(Ресурсы на учете не			на листах S-46-							
		состоят)			XI,XII							
2	3.1. Тарейский сурьмя-	2006 г, С.С.Сердюк,			Планируется							
	но-ртутно-золоторуд-	Тарейский РР – 5000			ГДП-200 на ли-							
	ный район, 4000 км <sup>2</sup> ,	км <sup>2</sup> , 7 т – Р <sub>2</sub> , 210 т –			стах							
	золото коренное, т	Р <sub>3</sub> . В.Ф.Проскурнин			S-46-XV,XVI							
		2008 г, 300 т – Р <sub>3</sub> ,	100 т Ра	+ 100 т	(Гряда Геологиче-							
		Тарейский РР -3000	100113	1 100 1	ская)							
		км², ЦНИГРИ										
		утверждено 200 т										
		рудного золото ка-										
	<b>A</b> 4 <b>T</b>	тегории Р <sub>3</sub>										
3	3.1. Тарейский сурьмя-	1954 г, О.С. Грум-										
	но-ртутно-золоторуд-	Гржимайло,										
	ный район, мышьяк,	Е.Н.Алистар – 2348 т	(0 D									
	тыс.т. (попутный зо-	– С <sub>2</sub> , Л.К.Цывьян,	60 тыс.т. Р <sub>3</sub>	+ 57,6 тыс.т								
	лоту компонент)	19/2 г - 50 тыс.т (Р <sub>3</sub> )										
		(Ресурсы на учете не										
		состоят)	1000	1200								
4	4.3. Кыйдинско-	Н.К.Шануренко, и	1200 тыс.т	+ 1200	Планируется							
	Фадьюкудинскии ура-	др. 1965 г, по 2 про-	$-P_3$	тыс.т.	1 Д11-200 на ли-							
	ново-редкоземельныи	явлениям от 60 до			CTax S-46-XVII,							
	рудный район, редкие	200 тыс.т – Р <sub>3</sub>			XVIII, XXI, XXII,							
	Земли ( $1 R_2 O_3$ ), тыс.т	(Ресурсы на учете не			λλιιί, λλιν							
5	4.2 V	Состоят)	40 77 10 7	+ 40 m to =								
Э	4.5. КЫИДИНСКО-	гесурсы не оценива-	40 ТЫС.Т – D	т 40 тыс.т								
	Фадьюкудинскии ура-	лись	r <sub>3</sub>									
	ново-редкоземельный											
	рудныи раион, уран,											
	тыс.т											

#### Список пунктов на листе S-46, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№№ на карте	Наименование гео- логического под- разделения	Материал для опреде- ления	Метод определе- ния	Возраст, млн. лет/тыс. лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
Пун	кты определения абс	олютного возраста, пока	занные на геологи	ческой карте	е (в млн. лет)
1	аттинский ком- плекс	ортоамфиболит	U-Pb SIMS	306±2	203002
2	аттинский ком- плекс	ортоамфиболит	U-Pb SIMS	318±2	203002/4
3	аттинский ком- плекс	ортоамфиболит	U-Pb SIMS	294±2 ,307±2	204054
4	аятаринская свита	трахит	U-Pb SIMS	238±2	BT-43
5	аятаринская свита	трахит	U-Pb SIMS	236±3	BT-43-1
6	угрюминская толща	метариолит-порфир	U-Pb SIMS	679±7	204014/9
7	угрюминская толща	метариодацитовый порфир	U-Pb SIMS	661,8±7,3	204112
8	верхнетарейский комплекс	риолит-порфир	U-Pb SIMS	234±2	204140
9	верхнетарейский комплекс	граносиенит биотито- вый	U-Pb SIMS	233±1	204144/10
10	верхнешренковский комплекс	метамонцонит	U-Pb SIMS	639±4	204033
11	верхнешренковский комплекс	метамонцолейкогранит	U-Pb SIMS	663±2	204093/12
12	верхнешренковский комплекс	метамонцогранит	U-Pb SIMS	667±4	204095
13	геологическая тол- ща	метагравелит	U-Pb LA-ICPMS	Самое мо- лодое зер- но 731, пики 890±10, 1950, 2730	204152/3
14	дикарабигайский комплекс	сиенит крупнозерни- стый	U-Pb SIMS	237±1	BT-34
15	дикарабигайский комплекс	сиенит крупнозерни- стый	U-Pb SIMS	244,4±2	BT-35
16	дикарабигайский комплекс	сиенит крупнозерни- стый	U-Pb SIMS	243,4±2	BT-35-1
17	дикарабигайский комплекс	монцогаббродиорит среднезернистый	U-Pb SIMS	237±1	TAR-19
18	дикарабигайский комплекс	монцогаббродиорит среднезернистый	U-Pb SIMS	238,3±1,7	TAR-19-1
19	дюмталейский комплекс	безоливиновое ферро- габро	U-Pb SIMS	244,4±2,4	[Малич и др., 2008ф]
20	коломейцевский комплекс	мусковитизированный гранит	U-Pb SIMS	287±2	203004
21	коломейцевский комплекс	мусковитизированный лейкогранит	U-Pb SIMS	283±1	203009

№№ на карте	Наименование гео- логического под- разделения	Материал для опреде- ления	Метод определе- ния	Возраст, млн. лет/тыс. лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
22	коломейцевский комплекс	мусковитизированный гранит	U-Pb SIMS	240±2	203014
23	коломейцевский комплекс	метариолит-порфир	U-Pb SIMS	282±2	203025
24	коломейцевский комплекс	метариолит-порфир	U-Pb SIMS	272±2	203032
25	коломейцевский комплекс	мусковитизированный биотитовый гранит	U-Pb SIMS	286±1	204052/1
26	краснореченская свита	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	821-848	204032
27	ледяной комплекс	катаклазированный гранит	U-Pb SIMS	919±3	204020
28	ледяной комплекс	лейкогранит мускови- товый	U-Pb SIMS	846±4	204031
29	ленивенско- толлевский ком- плекс	гранодиорит	U-Pb SIMS	309±2	13103
30	ленивенско- толлевский ком- плекс	пегматит письменный	U-Pb SIMS	271±1,4	203002/3
31	ленивенско- толлевский ком- плекс	двуслюдяной гранит	U-Pb SIMS	318±2	203002/66
32	ленивенско- толлевский ком- плекс	двуслюдяной грани- тогнейс	U-Pb SIMS	310±2	203003
33	ленивенско- толлевский ком- плекс	лампрофир	U-Pb SIMS	311±2	203022/11
34	ленивенско- толлевский ком- плекс	лампрофир	U-Pb SIMS	301±2	203027/2
35	ленивенско- толлевский ком- плекс	двуслюдяной граноди- орит	U-Pb SIMS	303±2	204064
36	мамонтовская тол- ща	сланец	U-Pb SIMS	300-350	204028/6
37	пластовая толща	метагаббро	U-Pb LA-ICPMS	2700±6	204122/7
38	пластовая толща	метатрахириодацит	U-Pb SIMS	729±4	204132/2
39	мооровский ком- плекс	альнеит	U-Pb SIMS	269±19	BN-13-2
40	мооровский ком- плекс	альнеит	U-Pb SIMS	226±8,8	BN-13-7
41	москвичёвский комплекс	серпентинит	U-Pb SIMS	не древнее 750	204126/3
42	ожиданьинский комплекс	метагаббро	U-Pb LA-ICPMS	2669±7	204090
43	оленьинский ком-	гранит-порфир	U-Pb SIMS	255±2	204025/4

№№ на карте	Наименование гео- логического под- разделения	Материал для опреде- ления	Метод определе- ния	Возраст, млн. лет/тыс. лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
44	харитоновский комплекс	катаклазированный двуслюдяной гранит	U-Pb SIMS	559, 655	13102/2
45	харитоновский комплекс	двуслюдяной гранит	U-Pb SIMS	310±2	203001/5
46	харитоновский комплекс	двуслюдяной гранит	U-Pb SIMS	341±2	204060/9
47	правомамонтовская толща	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	не древнее 605	204036
48	тревожнинский комплекс	амфиболовый гнейс	U-Pb SIMS	306±2, 520- 724	203005
49	шренковский мета- морфический ком- плекс	амфиболит	U-Pb SIMS	963±21	204120/7
50	нижнехутудинская толща	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	540, 600	203009/3
51	нижнехутудинская толща	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	555	203010
52	нижнехутудинская толща	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	580	203016/6
53	нижнехутудинская толща	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	600	203031
54	мининская толща	метаалевролит	U-Pb LA-ICPMS	590	203026/1
55	мининская толща	гравелит	U-Pb LA-ICPMS	600	203027/5
56	стерлеговская тол- ща	метапесчаник	U-Pb LA-ICPMS	628	203023
57	шренк- мамонтовский ком- плекс	гранодиорит	U-Pb TIMS	1869 ±56	[Ю.И. Заха- ров, А.П. Чухонин, В.Ф. Проскурнин, 1993]
Пуни	сты определения абсо	олютного возраста, пока тыс. ле	занные на карте че т)	твертичных	отложений (в
1	Аллювий первой надпойменной тер- расы	торф	радиоуглеродный	7,1 ЛУ-2617	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 9309
2	Озерные образова- ния третьей озерно- аллювиальной террасы	торф моховой	радиоуглеродный	22 ЛУ-2513	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 9315
3	Озерные образова- ния на площадке третьей озерно- аллювиальной террасы	торф моховой	радиоуглеродный	20 ЛУ-2623	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 9440

№№ на карте	Наименование гео- логического под- разделения	Материал для опреде- ления	Метод определе- ния	Возраст, млн. лет/тыс. лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
4	Морские отложе- ния казанцевского горизонта	раковины моллюсков	электронно- парамагнитный резонанс	91±8 (гл. 1,2 м) RLQC 142- 051 116±11 (гл. 7,6 м) RLQC 138- 051	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 6636
5	Аллювий высокой поймы	растительный детрит	радиоуглеродный	3,7 ЛУ-2621	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 9330
6	Аллювий второй надпойменной тер- расы	торф	радиоуглеродный	10,8 ЛУ-2605	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 9394
7	Морские отложе- ния казанцевского- муруктинского горизонта	раковины моллюсков	электронно- парамагнитный резонанс	76±6 RLQC 145-051	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 7048
8	Аллювий третьей озерно- аллювиальной террасы	ветки кустарников	радиоуглеродный	13,7 (гл. 6,5 м) ЛУ-2603 17,4 (гл. 7,4 м) ЛУ-2604	[Салманов и др., 1992, Шнейдер, 2002], обн. 9364
9	Аллювий первой надпойменной тер- расы	древесина	радиоуглеродный	8,4 ЛУ-2819	[Падерин и др., 1999], обн. 1-51
10	Морские отложе- ния каргинского горизонта	древесина	радиоуглеродный	32 ЛУ-3223	[Падерин и др., 1999], обн. 1-137
11	Морские отложе- ния каргинского горизонта	древесина	радиоуглеродный	42 ЛУ-3157	[Падерин и др., 1999], обн. 1-124
12	Морские отложе- ния казанцевского горизонта	раковины моллюсков	электронно- парамагнитный резонанс	103±9 RLQC 464- 043	(Большиянов, 2012, поле- вые материа- лы), обн. 2038
13	Морские отложе- ния каргинского горизонта	растительный детрит	радиоуглеродный	38 ЛУ-3238	[Падерин и др., 1999], обн. 1-200

#### ПРИЛОЖЕНИЕ 6

#### Список

### буровых скважин, показанных на геологической карте листаЅ-46

NoNo	Авторский № объекта, характеристика	Глубина	Индекс	№ источника по
по	объекта	М	вскрытого на	списку литературы,
карте			забое подраз-	
			деления	
1	2	3	4	5
1	ТП-6, поисковая, прав. приток р. Кый-	420,0	$P_1sk$	[Кокорин 1998]
	да ,вскрывает терригенные породы			
	байкурской и соколинской свит			
2	ТП-5, поисковая, р. Кыйда, вскрывает	647,0	kT3ot	[Кокорин 1998]
	сиениты дикарабигайского комплекса		-	
	и карбонатные инъекционные текто-			
	ниты озеротаймырского комплекса			
3	ТП-1, поисковая, верховья р. Тальник,	481,3	$C_2-P_1tr$	[Кокорин, 1998]
	вскрывает габброиды боотанкагского			
	комплекса и турузовскую свиту			
4	ТП-50, поисковая, р. Дептумала,	1242,9	P <sub>3</sub> čr	[Кокорин, 1998]
	вскрывает разрез зверинской свиты		-	
5	ТП-49, поисковая, р. Дептумала,	695,0	$D_1 tr?$	[Кокорин, 1998]
	вскрывает дептумалинскую толщу и			
	тарейскую? свиту, габброиды боотан-			
	кагского? комплекса			
6	ТП-38, поисковая, рч. Накат вскрывает	420,0	$C_2-P_1tr$	[Кокорин, 1998]
	малохетскую и яковлевскую свиты	*		
	нижнего мела, турузовскую свиту			
7	ТП-47, поисковая, р. Дептумала,	590,0	kT <sub>3</sub> ot	[Кокорин, 1998]
	вскрывает карбонатные инъекционные	*	5	
	тектониты озеротаймырского ком-			
	плекса			
8	ТП-39, поисковая, рч. Накат, вскрыва-	930,0	kT3ot	[Кокорин, 1998]
	ет малохетскую и яковлевскую свиты			
	нижнего мела, карбонатные инъекци-			
	онные тектониты озеротаймырского			
	комплекса			
9	ЦТ-2, картировочная, р. Аятари,	505,0	$C_1 dk$ -vt	[Салманов, 1992]
	вскрывает карбонатные нижнекамен-			
	ноугольные отложения дикарабигай-			
	ской – верхотаймырской свит			
10	ТП-46, поисковая, р. Колоу, вскрывает	872,0	kT <sub>3</sub> ot	[Кокорин, 1998]
	дептумалинскую толщу, карбонатные			
	инъекционные тектониты озеротай-			
	мырского комплекса			
11	ЦТ-3, картировочная, р. Верх. Таймы-	174,5	P <sub>3</sub>	[Салманов, 1992,]
	ра, вскрывает разрез олигоцена			
12	ТП-40, поисковая, междуречье Ди-	1448,0	$\xi T_{2-3}db$	[Кокорин, 1998]
	рингкян-Десуа ,вскрывает сиениты			
	дикарабигайского комплекса			
13	ТП-42, поисковая, р. Дептумала,	1570,0	$\xi T_{2-3}db$	[Кокорин, 1998]
	вскрывает зверинскую, черноярскую			

NºNº	Авторский № объекта, характеристика	Глубина	Индекс	№ источника по
по	объекта	М	вскрытого на	списку литературы,
карте			забое подраз-	
	-		деления	
1	2	3	4	5
	свиты, сиениты дикарабигайского			
1.4	комплекса	1252.0	ET 11.	[]/
14	ПП-55, Поисковая, р. Верх. Таимыра	1555,0	$\zeta 1_{2-3} ab$	[Кокорин, 1998]
	вскрывает разрез зверинской и ост-			
	ского комплекса			
15	ТП-54, поисковая, верховья р. Люмта-	1561.0	$T_1 bt$	[Кокорин, 1998]
	лей, вскрывает разрез бетлинской сви-	, -	1	L · · <b>F</b> , · · · · J
	ТЫ			
16	ЦТ-1, картировочная, р. Неркато,	502,0	$K_1nh+sd$	[Салманов, 1992]
	вскрывает разрез нижнехетской-			
	суходудинской, малохетской-			
	яковлевской свит нижнего мела	1 = 2 + 2	<b>KT</b> 11	FT4 40003
17	ПІ-56, поисковая, р. Верх. Таймыра,	1524,0	$\xi T_{2-3}db$	[Кокорин, 1998]
	вскрывает фадьюкудинскую свиту			
	инъскционные тектониты озеротаи-			
	бигайского комплекса			
18	ТП-43, поисковая, р. Дюмталей,	1154,7	P <sub>3</sub> čr	[Кокорин, 1998]
	вскрывает базальты зверинской и бет-	,	5	
	линской свит, интрузив дюмталейско-			
	го комплекса			
19	ТП-53, поисковая, р. Дюмталей	335,0	P <sub>3</sub> čr	[Кокорин, 1998]
	вскрывает интрузив дюмталейского			
	комплекса, терригенные породы чер-			
20	Ноярской свиты	1222.0	ET dh	[Voronuu 1008]
20	пп-45, поисковая, р. Кент-юрях,	1252,0	$\zeta_{1_{2}-3}uv$	[Кокорин, 1998]
	линской свит, карбонатные инъекци-			
	онные тектониты озеротаймырского			
	комплекса, сиениты дикарабигайского			
	комплекса			
21	ТП-52, поисковая, р. Дюмталей,	1282,0	P <sub>3</sub> čr	[Кокорин, 1998]
	вскрывает базальты зверинской и бет-			
	линской свит, интрузив дюмталейско-			
22	ГО КОМПЛЕКСА	1810.0	Dăr	[Koronuu 2002]
22	лата, структурно-поисковая, р. талак-	1810,0	1 307	[Кокорин, 2002]
	бетлинской свит интрузив люмталей-			
	ского комплекса			
23	ЛП-4, структурно-поисковая, р. Лук-	1116,6	P <sub>3</sub> čr	[Кокорин, 2002]
	тах, вскрывает разрез нижнехетской-			
	суходудинской, малохетской-			
	яковлевской свит нижнего мела, ин-			
2.4	трузив дюмталейского комплекса	1500.0		FIG
24	JIII-2, структурно-поисковая, р. Лук-	1500,0	$\varepsilon \omega - v T_{2-3} dm$	[Кокорин, 2002]
	тах вскрывает разрез нижнехетской			
	чинской свит нижнего мела ин-			
	трузив люмталейского комплекса			
	PJ SHD AIGHTWICHCROID ROMINICKCU	1		

#### Список

#### опорных обнажений, буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа S-46

NoNo	Характеристика объекта	№ источника по списку ли-
на карте	1 1	тературы, авторский № объ-
-		екта
1	Скважина, вскрывает отложения ширтинского горизон-	[Государственная, 1998 <sup>1</sup> ]
	та (32 м)	Скважина С-48
2	Скважина, вскрывает ледниковые и флювиогляциаль-	[Кокорин, 1998]
	ные отложения сартанского горизонта (44 м)	Скважина ТП-5
3	Скважина, вскрывает ледниковые отложения нижнего	[Кокорин, 1998]
	звена (6 м), морские отложения среднего звена (22 м)*	Скважина ТП-49
4	Скважина, вскрывает ледниковые отложения верхнего	[Кокорин, 2002]
	звена (74 м)*	Скважина ЛП-5
5	Скважина (69 м), вскрывает ледниковые отложения	[Кокорин, 1998]
	нижнего звена (8 м), морские тобольские (4,4 м), лед-	Скважина ТП-38
	никовые самаровские (46 м), морские ширтинские (8,7	
	м), аллювиальные 2-й террасы (1,7 м) отложения*	
6	Скважина, вскрывает четвертичные отложения (72 м)	[Кокорин, 1998]
	вскрывает ледниковые отложения нижнего звена (16,5	Скважина ТП-47
	м), морские отложения среднего звена (54,3 м)*	
7	Скважина (43 м), вскрывает ледниковые отложения	[Кокорин, 1998]
	нижнего звена (3,7 м), ледниковые и морские отложе-	Скважина ТП-39
	ния среднего звена (30,4м), ледниковые отложения	
	верхнего звена (7,6 м)*	
8	Скважина (59 м), вскрывает плиоцен-	[Салманов, 1992, Государ-
	нижненеоплейстоценовые (8,6 м), ледниковые отложе-	ственная, 1997]
	ния нижнего звена (8,8 м), морские тобольские (20,2	Скважина ЦТ-2
	м), аллювиальные и озерные каргинско-сартанские	
	(18,7 м) голоценовые (2,4 м) отложения	
9	Скважина, (111,4 м) вскрывает разрез четвертичных	[Салманов, 1992, Государ-
	отложений, от нижнего звена неоплейстоцена до сар-	ственная, 1997]
	танского горизонта	Скважина ЦТ-3
10	Скважина (145 м), вскрывает ледниковые отложения	[Кокорин, 1998]
	нижнего звена (11,5 м), морские отложения среднего	Скважина ТП-46
	звена (119,7 м), озерно-ледниковые отложения мурук-	
	тинского горизонта (13,9 м)*	
11	Скважина (75 м), вскрывает ледниковые отложения	[Кокорин, 1998]
	нижнего звена (9,8 м), морские отложения среднего	Скважина ТП-42
	звена (51,5 м), ледниковые и озерно-ледниковые отло-	
10	жения муруктинского горизонта (13,5 м)*	1000 5
12	Опорное обнажение, вскрывает морские отложения	[Салманов, 1992, Государ-
	ширтинского и казанцевского горизонтов (16 м)	ственная, 1997]
10		<u>U0H. 6636</u>
13	Скважина (31 м), вскрывает ледниковые отложения	[Кокорин, 1998]
	нижнего звена (2,8 м), морские и ледниковые отложе-	Скважина 111-55
	ния среднего звена (19 м), озерно-ледниковые отложе-	
1.4	ния муруктинского горизонта (9,5 м)*	[Comment 1002 Factors
14	Скважина (30,5 м), вскрывает морские плиоцен-	[Салманов, 1992, 1 осудар-
	нижненеоплеистоценовые (20,0 м), ледниковые отло-	CIBERHAR, 1997]
1	жения нижнего звена (3,6 м), морские каргинские (10,0	скважина цт-т

NºNº	Характеристика объекта	№ источника по списку ли-
на карте		тературы, авторский № объ- екта
	<ul> <li>м) аллювиальные и озерные каргинско-сартанские (13,6 м)</li> </ul>	
15	Скважина (51,4 м), вскрывает ледниковые отложения нижнего звена (12,4 м), морские и ледниковые отложе- ния среднего звена (31,4 м), озерные и аллювиальные отложения каргинского-сартанского горизонтов (7,6 м)*	[Кокорин, 1998] Скважина ТП-56
16	Скважина (35 м), вскрывает морские отложения сред- него звена (27 м), озерно-ледниковые отложения му- руктинского горизонта (8 м)*	[Кокорин, 1998] Скважина ТП-45
17	Опорное обнажение, вскрывает морские казанцевского- муруктинские (5 м), озерно-ледниковые муруктинские (11,5 м), озерные и аллювиальные каргинские- сартанские (5 м) отложения	[Салманов, 1992, Государ- ственная, 1997] Обн. 7048
18	Скважина (73,7 м), вскрывает ледниковые отложения нижнего звена (9,8 м), морские и ледниковые отложе- ния среднего звена (51,6 м), озерные и аллювиальные отложения каргинского-сартанского горизонтов (12,3 м)*	[Кокорин, 2002] Скважина ЛП-1
19	Скважина (26 м), вскрывает ледниковые отложения нижнего звена (9,8 м), ледниковые и озерно- ледниковые отложения муруктинского горизонта (16,2 м)*	[Кокорин, 2002] Скважина ЛП-4
20	Скважина (38,0 м), вскрывает ледниковые отложения нижнего? звена (4,5 м), морские и ледниковые отложе- ния среднего звена (24,7 м), морские отложения казан- цевского горизонта (6.1 м), озерные и аллювиальные отложения каргинского-сартанского горизонтов (2,7 м)*	[Кокорин, 2002] Скважина ЛП-2
21	Опорное обнажение (28 м), вскрывает морские плио- цен-нижненеоплейстоценовые (>1 м), ледниковые та- зовские (1,5 м), морские ширтинские (1,2 м), казанцев- ские (18,4) и каргинские (5 м) отложения	[Падерин ,1999] Обн. 1-69

\*Стратиграфическая разбивка скважин дана в авторской трактовке по [Кокорин, 1998]

Сводная таблица микроэлементных составов стратифицированных образований листа S-46																																												
			Be	v	Cr	Ga	Rb Sr	r Y	Zr	Nb	Мо	Sn	Cs	Ba La	Ce	Pr	Nd Si	m Eu	Gd	ть	Dy He	lo Er	Tm	Yb L	u Hf 1	fa W	Th	U S	ic Li	Co N	i Cu	Zn	Ge Se	Ag	Cd	In	Sb	п	Pb Bi	As	Re T	e Pd	Pt	Au
нижнепротерозойски	Е ОБРАЗОВАНИ	я																																										
Шренковскии геологически	и ранон 204120/1*	опулеценый гиейс		6.62	8.01		. 64	42 3	3 14	5 <0.5	3.41	<0.2		22.4 13	7 273	1.1								0.28	0.057	01 <01	5 8 56	1.71		99 37	2 34.1	24.5		0.34		<b>T</b> . <b>T</b>	<0.1	. 7	772 0.24	5 1	0.0052	0.5 0.0036	0.002	<0.002
	204120/1*	Гнейс сульфидизир.	-	6,27	3,73	-	- 7,3	34 3,3	38 1,6	i4 <0,5	3,83	<0.2	-	13,3 13,	9 26,6	-			-	-			-	0,35 -	0,052 <	0,1 0,16	6,76	2,05		6,45 24	3 19,9	9,33		0,12	-	-	<0,1	- 1	1,7 0,18	8 1,17	<0,0052 <	0,5 0,0038	<0,002 <	<0,002
	204120/3*	Лейкосома гнейса	-	4,17	19,4	-	- 1,8	89 0,7	75 4,7	6 <0,5	3,53	<0.2	- 1	7,49 1,9	9 3,85	-			-	-			-	0,054 -	0,16 <	:0,1 <0.1	5 1,36	0,41		5,99 5,	27,3	7,7		0,087	7 -	<u> </u>	<0,1	- 3	,44 0,1	4,62	<0,005 <	),5 <0,002	<0,002 <	<0,002
Шренковский	204120/4* 204120/5*	PFQ жила с сульфидами	-	24,5	17,2	-	- 11,	4 65 84 40	5,1 0,8	6 1,02	1,32	0,36	-	18,1 11, 15.2 7.6	5 31,1	-				-			-	7,13 -	0,064 <	0,1 0,32	0,31	0,88		1,51 2 3.48 2	6 9,35 14 8.04	16		0,16	) - L -	+ - +	<0,1	- 19	9,6 0,3	4 <1	<0.005 <	0.5 0.045	<0,002 <	<0.002 <0.002
метаморфический комплекс (poPP, čr.)	204120/6*	PI-Q жила с чер. Минералом	-	5,73	6,08	-	- 4,1	13 23	3,5 <0	0,5 <0,5	<0,6	0,22	-	16,2 3,0	5 10,4	-	-		-	-			-	2,54 -	0,022 <	:0,1 <0.1	5 0,11	0,34		1,11 1,	il 1,4	3,01		0,1	-	· ·	<0,1		15 0,12	2 1,13	<0,005 <	0,5 0,028	<0,002 <	<0,002
(pgr K137 )	204011	гнейс диафгорир.	1,34	17,6	28,7	17,4	102 44	47 7,0	66 14	8 9,01	3,67	3,78	2,67	861 44,	8 82,5	9,05	32,4 5,	75 0,94	3,69	0,42	1,55 0,3	31 0,62	0,1	0,69 0,0	99 - 0	.66 -	11,8	1,38 2	.81 -	2,27 4,	1 4,71	53,8		0,021	1 <0,1		0,15	0,59 30	0,1 -	1,14		<0,030	<0,040 0,	,0045
	204120	амфиболит	<1	40,5	64,5	20,4 3	39,9 25	56 28	3,5 11	2 12	1,83	2,95	3,06	257 11.	4 35,5 4 27,5	3,53	16,5 4,	54 0,66 56 1,56	4,72	0,39	4,87 1,1	19 3,21	0,18	2,74 0,4	18 - 0	.66 -	0,48	0,22 4	3,4 -	57,1 54	1 100	128		0,036	0,1		<0,1	0,38 7, 0,29 9	,19 - 9,69 -	<1		- <0,030	<0,040 0,0	<0,002
	204120/7	амфиболит	<1	190	123	14,3 1	14,4 32	24 16	5,8 13	3 5,69	0,8	6,55	0,65	294 11,	4 21,9	2,84	12,1 3,	01 1,08	3,14	0,48	2,9 0,6	68 1,73	0,29	1,55 0,2	25 - 0.	.42 -	0,89	0,26	- 25	28,3 48	,2 133	68,2		0,06	i 0,11	-	<0,1	0,1 5	,45 -	<1		<0,030	<0,040 <1	:0,002
ПОЗДНЕРИФЕИСКО-ВЕНД Мининско-Большевистский	СКИЕ ОБРАЗОН	ВАНИЯ																																										
мининско-дольшевистский	203021/1	плагиогнейс	<1	211	129	23,1	142 36	53 23	3,3 26	5 17	1,54	1,25	3,12	790 29,	2 61,9	7,09	28,9 6,	23 1,22	5,47	0,76	4,56 0,8	84 2,53	0,4	2,87 0,4	43 7,15 0	,86 <0,5	5 8,59	2,73 2	3,6 49,8	33,1 55	4 88,5	194	1,61 1,8	2 0,12	0,19	<0,1	<0,1	1,41 1	0,4 0,15	5 4,74	- T	<0,030	<0,040 0	J,0034
	203014/1	гнейс	1,71	116	82	17,9 8	80,5 29	98 30	),1 16	4 11,8	<0,6	2,35	6,85	369 25,	6 53,5	6,62	27,9 6,	26 1,44	5,79	0,9	5,5 1,1	14 3,03	0,52	3,16 0,5	54 4,28 0	,87 0,51	8,99	2,01 2	0,6 258	20,1 61	,7 38,1	72,1	1,59 2,0	7 0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,61 1.4	5,4 0,11	1 9,55		<0,030	<0,040 <	<0,002
	203014/2	гнейс	1,68	114	82.5	18	114 16	59 <u>26</u> 39 24	5,3 17	5 11,4	<0,6	9,26	22,7	538 24 382 24	50	5,82	24,8 5,	42 1,34	5,06	0,75	4,91 0,	9 2,81	0,42	2,67 0,3	39 4,45 0. 12 4.66 0	82 0,56	8,35	2,03 1	6,6 177	16,3 59	4 8,95	61,2	1,44 1,5	9 0,018	8 <0,1	0,1	<0,1	0,68 13	3,2 0,13	3 1,66		<0,030	<0.040 0,4	<u>,0035</u> <0.002
	203013	гнейс	1,4	99,5	103	10,5	65 19	92 22 92 22	2,5 14	2 9,1	<0,6	2,74	2,55	339 21,	5 43	5,11	21,3 4	,4 1,11	4,32	0,65	4,19 0,8	83 2,35	0,4	2,46 0,4	41 3,52 0	65 <0,5	5 6,2	1,65 1	4,7 55,9	19,4 55	7 14,3	84,3	1,38 1,8	8 0,033	3 <0,1	<0,1	<0,1	0,48 1.	1,9 <0,	,1 <1	<u> </u>	- <0,030	<0,040 <	<0,002
Тревожнинский	203005	гнейс	1,72	74,1	56,4	24,8	150 14	47 2.	3 13	4 15,4	<0,6	4,59	5,58	261 22,	4 46,7	5,49	20,9 4,	78 0,81	4,6	0,68	4,06 0,8	83 2,08	0,34	2,08 0,3	31 4,07 1.	13 0,92	9,56	3,04 1	4,5 59,4	12,9 3	6,45	136	1,15 1,6	6 0,018	8 <0,1	0,12	<0,1	1,01 1/	6,4 0,12	2 <1		<0,030	<0,040 <	<0,002
метаморфический комплекс (RF <sub>2</sub> _V?md)	203001/2 203001/3	гнейс	1,09	100	68.5	14 6	50,4 20 38 3 18	04 27	7,4 17	9 10,7 7 9.45	<0,6	1,84	3,09	385 <u>26</u> , 422 22	4 54,2 6 43.4	6,68	26,4 5,	46 1,27	5,64	0.8	4,76 1,0	02 2,78 55 1.59	0,51	3,4 0,4	48 4,61 0, 3 3.86 0	75 <0,5	5 8,41	2,01 0	25 4,16 6 9 74 4	1,96 4,	2 21,4	3,22	0,82 0,6	7 0,046 7 0.014	6 <0,1 4 <0.1	<0,1	<0,1	<0,1 <	$\frac{<1}{2.6}$ $<0,1$	<u>,1 &lt;1</u>	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	<0,030	<0.040 <	<u>:0,002</u> <0.002
(14.5 (1.004)	203002/7	лейкоамфиболит	1,74	183	83,6	20,2 3	38,2 77	73 25	5,8 19	0 12,2	1,3	1,95	1,03	557 31,	6 68,8	8,46	36,1 7,	54 2,04	6,06	0,85	4,97 0,9	96 2,47	0,35	2,31 0,4	41 4,15 0	,75 <0,5	5 5,77	1,45 2	6,8 37,7	22,6 6,	3 11,6	110	1,44 2,2	7 0,017	7 0,11	<0,1	<0,1	0,22 7	/,48 <0,	,1 1,08	<u> </u>	- <0,030	<0,040 <	<0,002
	203002	гнейс амфиболитовый	2,47	206	13,9	22,4	108 60	)6 37	7,7 26	4 16,3	1,47	4,26	4,04	824 52,	7 123	16,1	64 1	2 2,85	10,4	1,32	7,87 1,4	47 3,76	0,56	3,82 0,5	6,22 1	,22 0,51	15,8	4,29 2	1,3 48,8	16,5 3,	3 7,69	118	1,98 3,3	4 0,023	3 0,11	<0,1	<0,1	0,57 1	12 0,14	4 <1		<0,030	<0,040 <f< td=""><td>:0,002</td></f<>	:0,002
	203001/4 203002/4	гнейс амфиболитовый гнейс амфиболитовый	2,81	92,5	64,2 20.4	32,8 8	8,24 83, 96.7 42	1,2 33 23 29	8,1 14 9,3 31	0 17,5 5 18,2	1,29	6,43	1,35	157 20, 799 52	1 41,7 2 111	4,96	20,6 4,	53 1,05	4,67	0,78	4,97 1,0 5.75 1.0	07 3,11 05 2.92	0,59	4,33 0,6 2.82 0.	53 3,5 0. 4 7.47 1	,68 1,68 12 <0.5	5 12.9	2.21	4,1 13,8	12,3 32	3 61,5 7 13.4	61,1	2,12 2,20	6 0,049 5 0.025	9 1,18 5 0.2	<0.1	<0,1	<0,1 2,4	4.9 <0	1 <1	+ · · ·	<0,030	<0.040 <	.0,002 <0.002
	203002/2	гнейс амфиболитовый	1,82	125	14,5	21,4	124 59	92 28	3,6 18	3 12,5	0,98	2,71	3,17	722 39,	9 96,6	13,3	55,7 12	2,3 2,51	10,2	1,28	6,43 1,0	08 2,6	0,37	2,35 0,3	34 4,47 0.	.86 <0,5	5 14,3	2,62	1 58,7	15,8 5,	2 15,9	127	1,81 4,3	7 0,012	2 <0,1	<0,1	<0,1	0,76 1	2,2 <0,	,1 1,04	- L	<0,030	<0,040 <	<0,002
	204046/2*	кристаллосланец	-	117	110	-	- 3,4	47 3,2	24 1,0	2 <0,5	3,62	0,68	-	204 8,2	8 17,6	-			-	-			-	0,2 -	0,047 <	0,1 <0.1	5 3,56	0,75		15,2 41	3 30,3	75,2		0,17	-	-	<0,1	- 1	,52 <0,	,1 <1	<0,005 <	),5 <0,002	<0,002 <	<0,002
	204047* 204060/7*	кварцитовидный кристаллосланец		<2,5	11	-	- 16.	5,3 0,2 52 0.1	27 2,5	1 <0,5	4,1	<0.2		39,5 1,1 509 0.8	9 2,34		-		-	-			-	0,028 -	0,11 <	0,1 < 0.1	5 0,27	0,18		31 61 7.88 16	<u>9 34,7</u> 6 27.5	52,7		0,29		+ - +	<0,1	- 5,	<u>,18 0,1</u> <1 <0		<0,005 <	<u>1,5 &lt;0,002</u> 0.5 <0.002	<0,002 <	<u>:0,002</u> <0.002
	204060/12*	биотитовый гнейс обохренный	-	124	140	-	- 8,7	71 5,3	39 1,1	5 <0,5	1,04	0,20	-	441 7,9	9 16,6	-	-		-	-			-	0,39 -	0,052 <	0,1 <0.1	5 3,07	0,75		17 45	,7 79,7	130		0,12	, <u> </u>	-	<0,1	- 1	,38 0,12	2 <1	<0,005 <	0,5 0,004	<0,002 <	<0,002
Медвежевский	204045/1*	биотитовый гнейс обохренный	-	138	134	-	- 4,1	17 2,1	17 1,3	5 <0,5	1,81	0,96	-	323 8,7	8 18,5	-	-		-	-			-	0,075 -	0,039 0	,11 <0.1	5 3,82	1,26		0,81 1,	5 2,03	40,9		0,073	3 -	· ·	<0,1	- 1	,92 0,14	4 <1	<0,005 <	),5 0,0051	<0,002 <	<0,002
метаморфический комплекс (V?md)	13102/2*	гранит оруденелый гранолиорит амфиболит-биотитовый	1,99	80,5	24,2	13,3 4	17,3 12 51.3 48	24 12	2,7 66,	8 5,06 4 9.26	2,55	2.41	2.81	250 12, 701 21	1 24,9 7 44.8	3,17	12,8 3,	/1 1,3/ 14 1.47	2,98	0,47	2,59 0,4 3.19 0.6	48 1,11 61 1.38	0,17	1,08 0,1	4 1,99 0. 9 4.75 0	41 0,55 52 0.51	3,36	2,77 2	2,2 4,63 2.6 11.8	9.74 7	7 52 8 10.3	438 94.8	1,26 3,4	6 0,11 4 0.06	4,39	<0.1	<0,1	0,72 14	4.9 0,12	$\frac{2}{1}$ <1	+ - +	<0,030	<0.040 <	.0,002 <0.002
(1)	204060/3	окварцованный гранит	<1	52,8	43,8	6,5 3	3,48 24	42 1,1	18 26	1 8,99	29,6	1,92	<0,1	322 1,3	7 2,45	0,29	1,09 0,	22 0,37	0,18	0,027	0,12 0,0	041 0,1	0,034	0,32 0,0	56 - 0	.65 -	<0,1	1,16 0	.63 -	3,61 19	5 19,7	8,75		0,18	0,12	~~,1	<0,1	<0,1 5	,75 -	<1		<0,030	<0,040 <	<0,002
	204060/8	кварцит	1,42	159,00	128,00	26,20 9	9,59 188,	3,00 29,	,30 151,	00 6,13	9,08	2,14	0,30 9	0,90 13,5	50 30,50	3,94	17,30 4,	27 1,45	4,43	0,83	4,97 1,0	04 2,88	0,40	2,82 0,3	35 - 0	.59 -	4,84	1,90 15	,10 -	9,86 26	30 11,90	105,00		0,05	0,47	-	<0,1	0,14 3.	,26 -	<1		<0,030	<0,040 (	0,00
	13102	гнеис коисталлосланец гнейсовилный	1,07	266.00	57,80	2,84 2	3,30 17, 8,50 108.	,70 6,0	90 179.	00 1,54 00 10.70	4,24	0,70	2.07 10	24,00 2,8 60.00 34.9	9 6,17	0,79	3,59 0, 34.90 8.	79 0,25 45 1,51	0,80	0,15	1,00 0,2 7.58 1.6	66 5.24	0,10	6.63 0.9	07 4.65 0	79 0.60	5 0,86	8.66 40	48 9,42	4,13 12	30 30,50 00 106.00	228.00	1.55 6.8	4 0,04 2 0.20	0,23	<0,1	<0,1	0,40 1,	<u>,76 &lt;0,</u> 152 0.1	7 1.25	<u> </u>	<0,030	<0.040 <	<0.002
	203022/12	метапесчаник	2,09	182	95,3	20,9	129 17	70 40	),9 17	9 18,9	5,11	2,59	5,48	463 52,	8 103	12	50,6 10	),3 1,97	9,14	1,35	7,77 1,	,5 3,95	0,6	3,87 0,5	53 5,3 1.	33 3,44	12	5,44 6	6,9 16,8	30,6 71	8 66,8	141	2,11 2,8	5 0,095	5 0,1	0,1	0,18	0,78 1	.6,7 1,36	6 1,99	· · ·	<0,030	<0,040 <	<0,002
Воскресенская толща (Vvs)	203022/3	метапесчаник	1,48	107	90,8	16,6 5	59,3 92	2 26	5,3 16	1 11,8	0,6	2,46	2,45	245 29,	2 58,9	7,08	27,1 5,	18 1,31	5,17	0,77	4,55 1,0	01 2,84	0,45	2,47 0,	4 4,21 0,	,86 0,91	7,95	1,85 8	1,1 18,8	29,6 74	4 56,4	147	1,79 1,6	2 0,02	0,1	0,1	0,1	0,37 16	6,2 0,14	4 9,06		< 0,030	<0,040 <f< td=""><td>:0,002</td></f<>	:0,002
	203022/9 203022/10	метапесчаник	2,16	126	64.8	18,8 9	96,7 15 57.5 20	53 32 )7 25	2,2 22	0 14,3	0,6	3,45	4,15	383 <u>32</u> , 232 15	1 67,3 7 27.9	8,02	33,4 7,	52 1,44 35 0.77	2 35	1,05	6,11 1,2 3.6 0.8	22 3,46 84 2.85	0,56	3,2 0,5	66 6,21 1,	95 1 29	11,1	2,38 7	3,9 19,4 0.1 9.87	29,2 75	5 46,9 7 14.2	24.9	1,95 1,8	9 0,11 7 0.029	0,21	0,1	0,1	0,53 1	15 0,32	<u>2 1,94</u> 1 1.78	+	<0,030	<0.040 <0	0,002
	203032/2	метаалевролит	3,07	108	64,6	17,2	161 67,	,8 34	4,1 12	6 16,2	0,6	2,07	6,4	450 21,	7 44,3	5,19	21,6 5	,1 1,02	5,55	0,87	5,39 1,1	15 3,18	0,47	2,86 0,4	17 3,63 0	,65 1,69	5,97	5,85 1	6,2 34,5	58,8 94	4 43,7	328	1,3 1,5	7 0,04	0,54	0,1	1,41	0,75 1	155 0,26	.6 45,1	· -	<0,030	<0,040 <	<0,002
	203032/3	метапесчаник выветрелый	2,1	120	59,5	19,3 9	99,8 63,	3 23	3,5 11	6 16,5	0,6	2,37	4,89	562 19,	5 38,6	4,92	19,8 4,	19 0,98	4,08	0,66	4 0,8	89 2,56	0,41	2,66 0,3	39 3,06 0.	.53 1,85	6,52	2,49 1	9,2 66,5	16,3 43	4 17	105	1,54 0,8	3 0,02	0,1	0,1	0,43	0,64 2	1,8 0,1	4,85	<u> </u>	<0,030	<0,040 0,	,0028
	203032/4 203032/5	метапесчаник	1,56	97,1	65,8 99.4	14,2 5	53,1 10 47.9 19	02 21 04 23	1,7 15 3.8 14	0 8,23 7 8.67	0,6	1,75	2,64	323 18, 285 19.	8 37,8	4,61	18,6 4,	12 0,99 36 1.26	3,89	0.57	3,61 0, 4.14 0.8	,8 2,18 82 2.24	0,34	2,41 0,3	33 3,66 0. 34 3.91 0.	59 0.84	5,53	1,49 1	6,1 68	15,2 45	2 18,4 8 56.7	91.3	1,53 1,34	4 0,022 1 0.034	2 0,1	0,1	0,27	0,39 20	0,5 0,11 105 0.10	2 9.23	+ · + ·	<0,030	<0.040 <0	<u>.0,002</u> <0.002
Crangeron and regum (Vet)	203032/6	метапесчаник	2,33	157	80,6	21,8 9	93,4 19	92 27	7,4 17	0 10,8	0,6	2,68	4,24	591 26,	2 55,4	6,74	26,6 5,	51 1,18	5,16	0,71	4,65 1,0	02 3,01	0,45	3,17 0,5	51 4,33 0.	,74 1,45	8,1	1,9 2	4,6 48	15,5 50	6 25,2	100	1,54 1,5	5 0,025	5 0,1	0,1	0,34	0,6 9	,18 0,1	1 12,6		<0,030	<0,040 <	<0,002
стерлеговская толща (+31)	203022/9	метапесчаник выветрелый	2,16	126	113	18,8 9	96,7 15	53 32	2,2 22	0 14,3	0,6	3,45	4,15	383 32,	1 67,3	8,02	33,4 7,	52 1,44	6,4	1,05	6,11 1,2	22 3,46	0,56	3,2 0,5	6 6,21 1	11 1,49	11,1	2,38 1	9,4 73,9	29,2 75	5 46,9	119	1,95 1,8	9 0,11	0,21	0,1	0,1	0,53 1	15 0,32	2 1,94	<u></u>	<0,030	<0,040 <	.0,002
	203022/10	метапесчаник	1,32	104	55.8	15.3 7	73.6 12	23 17	7.5 95.	4 6.9	0,6	2,01	3.68	438 16.	3 32.8	3.97	15.2 3.	58 0.78	3.44	0,48	3.32 0.6	68 1.82	0,6	1.91 0.3	29 2.65 0.	41 0.77	4,93	1,37 9	5.8 47.1	9.33 35	4 34.2	60.6	1,28 0,7	0,029	9 0,1	0,1	0,1	0,33 12	2,4 0,1	9 13.9	+	0,0033	<0.040 <1	<0.030
	203023	метапесчаник	1,53	108	142	14,4	69 22	21 20	),4 17	4 9,24	0,6	2,29	4,46	291 20,	7 42,9	4,99	19,6 4,	35 1,01	4,11	0,6	3,8 0,7	76 1,95	0,33	2,26 0,3	38 4,66 0	,6 0,71	6,51	0,97 1	3,7 37,4	17,5 46	.8 27,2	83,8	1,42 1,78	8 0,054	4 0,11	0,1	0,11	0,48 1	1,5 0,1?	3 2,9	-	<0,002	<0,040 <	:0,030
Шроны Фолгоороний гоолог	203023/1	метапесчаник	2,23	113	80,3	18,7	58 17	78 25	5,3 14	0 10,9	0,6	1,9	2,06	397 20,	8 40,1	5,07	20,6 4,	45 1,06	4,44	0,69	4,24 0,9	95 2,62	0,42	2,7 0,	4 3,81 0.	.84 1	7,03	1,5 1	6,2 51,4	21,4 62	4 34,8	115	1,62 1,5	9 0,049	9 0,1	0,1	0,1	0,26 10	0,5 0,12	2 4,35	<u> </u>	<0,002	<0,040 <0	.0,030
Мамонтовско-Лаптевская ге	ологическая плон	рщадь																																										
	204129/6	трахибазальт	1,67	245	46,5	19,7 5	59,1 45	53 1:	5 10	7 10,7	<0,6	1,39	1,73	475 7,6	1 18,9	2,57	12,2 2,	72 1,13	2,62	0,47	2,7 0,5	52 1,48	0,2	1,58 0,2	22 2,77 0,	.64 -	1,66	0,37 4	1,7 -	39,4 47	.5 208	73,6		0,13	<0,1		0,1	0,23 2	,11 -	<1		<0,030	<0,040 <	:0,002
	204122/5	базальт	<1	198	323	10,1 2	24,4 33,	6 8,5	55 22	2 <0,5	0,7	0,95	1,04	57,1 0,6	5 2	0,31	1,77 0,	74 0,25	0,85	0,2	1,6 0,3	31 0,93	0,16	0,9 0,1	15 0,56 <		0,12	<0,1 5	1,4 -	49,6 1	8 182	53,5		0,057	7 <0,1		0,16	0,11 <		6,25	<u>+</u> -	<0,030	<0,040 <f< td=""><td>.0,002</td></f<>	.0,002
	204122	базальт	<1	269	79,2	15,3 1	112 35	0 25	5,9 86,	7 2,17	<0,6	1,27	0,34	111 3,4	1 10,8	1,72	9,35 3,	13 1,17	3,33	0,68	4,53 0,9	93 2,87	0,49	2,85 0,3	35 2,22 0.	.13 -	0,14	<0,1 5	2,6 -	50,1 6	9 76,1	90,1		0,009	1 <0,1	-	0,25	<0,1 .	<1 -	<1		- <0,030	<0,040 <	<0,002
	204129/4	трахибазальт	<1	245	60,2	19,3 5	56,1 51	13 15	5,3 93,	.3 7,27	0,72	1,42	2,06	500 9,1	2 21,2	2,75	11,5 2,	52 0,98	2,6	0,5	2,95 0,5	56 1,71	0,25	1,56 0,2	22 2,93 0	.61 -	1,63	0,39 3	9,5 -	30,1 38	.3 125	70,9		0,091	1 <0,1	-	<0,1	0,22 2	.,65 -	<1	· · ·	<0,030	<0,040 <	:0,002
	204122/7	базальт	<1	144	52,6	11,5 1	14,6 10	)2 5,4	45 19,	5 <0,5	0,89	0,96	0,91	77,8 1,2	8 2,97	0,36	1,82 0,	55 0,2	0,57	0,11	0,86 0,2	23 0,55	0,088	0,57 0,1	12 0,45 <		0,27	<0,1 3	5,5 -	30,6 64	5 52,7	48,3		0,021	1 0,13		0,15	<0,1 <	<1 -	1,5	<u>+</u>	<0,030	<0,040 <1	.0,002
	204130	андезибазальт	1,43	196	49,8	17,2 3	37,2 21	14 55	7,1 83,	5 8,51	1,10	1,36	0,58	244 12,	3 30,2 1 27,9	3,55	16,4 3,	13 1	2,99	0,51	3,07 0,	,4 4,12	0,30	1,69 0,2	27 2,26 0	.58 -	2,2	0,49 3	4,5 -	23,2 40	2 93,9	69,2		0,032	7 0,13		<0,13	0,16 8	3,03 -	<1	<u> </u>	- <0,030	<0,040 0.	1,0075
Мамонтовская толща (R3mm)	204129/7	андезит	1,65	113	35,5	19,1 3	36,1 18	32 26	5,2 14	8 8,53	1,46	1,49	1,13	318 22	48,7	5,59	23,9 4,	89 1,14	4,6	0,7	4,93 0,9	96 2,9	0,42	2,43 0,4	41 4,09 0.	.67 -	6,19	1,6 1	7,7 -	15,3 31	7 76,9	115		0,055	5 0,44		0,39	0,27 10	.0,9 -	7,42		<0,030	<0,040 <	:0,002
	204124/2	андезит	2,64	213	62,2	12,3 3	38,4 24	49 17	7,1 82,	2 7,87	1,52	1,28	1,35	198 13, 357 22	1 27,7	3,37	15,2 3,	17 1	3,32	0,49	3,28 0, 5 23 0.0	,6 1,96 97 3.55	0,26	1,69 0,2	27 2,25 0,	.51 -	1,89	0,41 3	7,9 -	27,3 44	2 61,8	68,3		0,053	3 0,11		0,11	0,21 6,	.57 -	2	+++	<0,030	<0,040 <0	0,002
	204122/3	трахидацит трахириодацит	5,24	3,7	16,9	30,1	198 22.	2,5 60	0,9 60	7 80,5	1,02	3,18	1,53	987 70,	4 137	15,9	58,5 12	2,5 2,16	4,7	1,73	10,6 2,3	36 5,77	0,55	5,53 0,3	77 4,92 0,	.94 -	15,3	2,37 2	.64 -	0,59 2,	2 5,21	157		0,005	0,19	-	0,1	0,25 10	14 -	2,47		- <0,030	<0,040 0,0	<0,002
	204132/1	риодацит	8,15	5,21	12,2	27,8	217 34,	4,3 46	5,9 49	3 65,3	<0,6	4,99	1,49	295 64,	2 134	14,8	57,2 10	),6 1,77	10,1	1,56	9,93 1,9	96 5,28	0,75	5,01 0,	7 13,3 5.	.31 -	13,5	2,17 3	,1 -	1,33 4,	8 19	119		0,094	4 <0,1		0,15	0,6 26	.9,2 -	2,37		<0,030	<0,040 <	<0,002
	204132	трахириодацит	3,76	4,6	14,6	31,2 9	95,7 22,	2,5 55	5,3 62	6 84,2	1,26	6,59	2,38	592 59.	9 140	14,1	53,8 10	0,4 2,12	9,67	1,64	10,7 2,1	14 6,48	0,96	6,34 1	16,2 6	.67 -	15,4	3,23 3	.22 -	<0,5 3,	6 25.4	139		0,1	0,11	<u>+</u> +	0,16	0,34 1	14 -	2,04	++	<0,030	<0.040 <0	0,002
	154031/2	туффизит базальтовый, ксенотуф	<1	360	83,1	18 4	4,71 23	36 31	1,7 88	3 1,74	7,28	3,59	1,24	304 8,2 36,8 2,5	9 8,21	1,48	7,54 3,	23 1,25	3,65	0,28	5,19 1,2	26 3,4	0,15	3,15 0,4	47 0.	.13 -	0,11	<0,1 3	4,7 -	48,1 45	8 2330	104		0,040	0,13		0,58	<0,1 1	,46 -	1,57	<u> </u>	. <0,030	<0,040 0,	0,0052
	144125/5	туффизит базальтовый, ксенотуф	<1	358	92,8	13	3,2 87	7 35	5,2 10	3 1,55	<0,6	2,66	1,62	37 2,9	1 9,23	1,63	8,97 3,	59 1,01	4,34	0,81	5,91 1,4	42 3,85	0,61	3,93 0,5	54 0.	.14 -	0,14	<0,1 3	6,6 -	41,6 62	,3 54,3	98,6		0,016	6 0,13	-	<0,1	<0,1 1.	,27 -	<1		< 0,030	<0,040 0.	,0053
Г( <b>D</b> ))	204148	метапесчаник	<1	187	73,5	15,2	34 17	77 20	0 10	3 5,76	1,03	1,27	1,29	241 12,	8 25,9	3,28	15,4 3,	25 1,05	2,93	0,57	3,14 0,7	72 2,11	0,31	2,27 0,3	33 2,53 0	.36 -	2,75	0,64 2	5,1 -	23,8 63	5 48,2	69	- 0,04	46 -	<0,1		0,15	0,16 5,	.04 -	2,26	<u>+</u> -	<0,030	<0,040 <1	.0,002
1 еологическая толща (кзgr)	204152/3	гравелит	1,43	142	48.5	12,9 6	51.9 14	19 23 19 21	1.6 17	1 10,4	1.07	1,73	2,40	264 27.	8 38,7 7 56.6	6.42	21,3 4,	01 1,22 99 1.08	4,17	0,78	4,58 0,5 3.68 0.7	72 2.27	0,36	1.97 0.3	33 4.31 0	.67 -	6,85	1,14 2	3.5 -	13.5 30	3 22.2	65.9	- 0.05	- 58	<0,1		0,14	0,31 0,	<u>,85 -</u> ),84 -	5.26	<u> </u>	- <0.030	<0.040 <1	<0.002
	204014/3	метадацит	1,5	31,3	16,9	16,4 4	47,6 17	71 20	),5 19	1 9,4	1,58	2,6	0,44 1	030 33	66,3	7,07	25,4 5,	07 1,41	4,04	0,57	3,24 0,7	72 2,01	0,31	1,99 0,2	28 - 0.	.57 -	7,52	1,71 5	.89 -	1,15 2,	5 9,7	30,5		0,018	8 <0,1	-	0,17	0,14 9	э,з -	<1	· · ·	<0,030	<0,040 <	:0,002
	204014/9	риолит-порфир	<1	5,87	10,9	8,28 1	13,5 62,	2,6 20	),2 88,	4 16,9	5,67	2,44	0,26	110 23,	6 46,9	4,89	15,9 3,	06 0,19	2,72	0,47	2,78 0,7	72 1,92	0,39	2,35 0,	3 - 1	.29 -	11,7	1,51 1	.41 -	0,72 <	2,94	8,92		0,039	9 <0,1		0,14	<0,1 7.	,23 -	2,16		<0,030	<0,040 0,	,0065
Угрюминская толща (RF3ug)	204112	андезитовыи порфирит кварцевый прожилок	<1,39	4.92	19,6	1.55	2 11 2 12	14 22	4 24	2 10,3 4 0.85	1,43	6,1 1,39	<0.1	040 30, 15.3 1.8	8 55,7 7 3.87	0.38	25 4, 1.37 0.	58 1,14 41 0.076	4,55	0,63	3,43 0,8 0.41 0.1	81 2,27	0,37	2,48 0,3	78 - 0	0.1 -	0.42	<0.1 0	41 -	4,45 4,	9 4,2 2 1180	45,1		0,036	0.15		<0.1	<0.1	<u>,45</u> - 13 -	<1	+ + + - + - + - + - + - + - + - + - + -	- <0.030	<0.040 0,0	0046
	204042	пирит в риолите	<1	22,4	48,1	22,4	114 23,	1,8 46	5,2 46	7 26,6	4,54	4,35	1,21	598 28,	6 70,5	8,17	30,4 6,	45 1,02	6,67	1,13	7,18 1,8	87 5,64	0,94	5,92 0,8	38 - 1	.55 -	11	2,21 7	.26 -	2,96 4,	3 14,4	22,3		0,1	<0,1	-	1,15	0,57 6	,41 -	3,06		<0,030	<0,040 0	0,005
	204014/2	метадацит	1,21	79,4	40,9	17,1 4	47,9 11	19 42	2,8 28	3 15,5	2,54	2,18	0,84	794 45,	6 97,4	11,6	46,3 8,	66 1,59	7,24	1,18	7,51 1,3	36 4,57	0,66	4,45 0,6	55 - 0	.88	7,62	2,09 1	0,8 -	4,12 6,	5 4,34	51,9		0,029	9 <0,1		<0,1	0,15 5.	,22 -	<1		< 0,030	<0,040 </td <td>:0,002</td>	:0,002
Гусиноозерская толща (R3go)	204081/6a 204135	туфогравелит	1,16	98,4	136	13,2	186 73,	8,1 24	4,1 20 1.7 24	6 11	2,41	2,89	5,68	330 22, 553 37	2 37,6	4,64	18 3,	78 1	3,69	0,57	3,92 0,9	91 2,53 63 1.64	0,48	2,91 0,4	12 - 0	97 -	11,3	1,89 1	4,9 -	15 37	9 3,06	56,5		0,1	<0,1		0,28	0,83 7.	,18 -	3,32	+++	<0,030	<0,040 0,	,0025
	204155	правелит полимиктовый метапесчаник полимиктовый	3.09	161	52,4	13,9 9	32,9 32, 32,5 13	30 21	1 22	0 12,6	2,81	2,16	3,58	368 9.1	9 72,6 1 19,8	2,27	9.99 2	.3 0.74	2,79	0,59	2,84 0,0 3,4 0,7	72 2.49	0,23	2,74 0,3	38 - 0	.79 -	6,55	1.86 2	0,3 -	17,8 54	.7 16,1	89.3		0,025	<0,1		<0,28	0,55 5,	.39 -	1.02	<u> </u>	<0,030	<0.040 0,0	<0.002
	204036	метапесчаник	1,57	89,9	36,8	11,2	59,2 94,	,4 17	7,4 10	8 4,58	2,76	1,27	1,97	830 25	45	5,22	21,4 3,	59 1,19	3,3	0,47	2,93 0,5	55 1,96	0,28	1,86 0,2	- 0.	.25 -	4,87	0,92 8	.34 -	4,77 7,	3,66	43,7		0,02	<0,1	-	0,78	0,31 1	7,2 -	1,59		<0,030	<0,040 <	:0,002
	204094	калишпатизир. Метагравелит	<1	17,1	36,2	9,27	128 19	<i>H</i> ) 9,	,6 74,	2 4,12	2,87	2,14	1,11 2	195 22	8 22,7	2,56	9,05 2,	04 2,69	1,65	0,25	1,49 0,3	34 1,01 52 1.44	0,16	0,94 0,1	14 - 0.	.48 -	4,43	0,65 1	48 -	1,16 6,	6 22,2	16,6		0,13	0,24	+	0,25	0,86 1	24 -	4,82	+	<0,030	<0,040 0,0	,0053
	204114/1 20/082	метагравелит	<1	12 0	41,5	5 19 3	+0,0 38, 34.2 14	5 7	n,/ 11. 77 74	2 8,18 5 4.05	0,78	1,97	2,00	710 7.9	1 16.5	4,/2	10,3 3, 6.58 1	24 0.22	1.21	0.10	2,4 0,5	29 0.7	0,23	0.81 0.0	98 . 0	45 -	5.02	0.58 1	76 -	0.84 2	28,1	5.66		0,057	/ <0,1	+	0.12	0.15 4	196	2,0	+-+-	<0,030	<0,040 0	1,004
Правомамонтовская толща (RF <sub>3</sub> -V <sub>1</sub> mm)	204082	метагравелитопесчаник	<1	14.1	32.2	7 99 4	51.6 10.	,,,, /,, 17 04	58 70	, 4,95 2 2.52	<0,0	1,90	0.74	422 22	2 40.4	4 70	17 2	24 0,33	2.74	0.34	1.57 0,2	32 0.77	0.14	0.58 0.0	94 . 0	19 -	5,02	0.58 1	87 -	1.97 4	2 2,11	20.5		0,031	4 <0.1	+	<0.1	0.32 0	- 08		+	<0,030	<0.040 0,0	,0023 -0.002
(RF <sub>2</sub> -V <sub>1</sub> pm)	204089	кварцитогравелит слюдистый	1.07	14,1	25.1	7.69	56.7 22	9,1 9,2 1.2 0.1	36 00	4 4.02	2.14	1,5	0.77	3/18 22,	2 40,4	+,/9	20.6 2	2 0,08	2,74	0.32	1,05 0,3	31 0.02	0,12	0,30 0,0	- 0	31	0.37	0.74 2	38	2.05 4	4,83	20,3		0,014	- <0,1	+	<0,1	0.32 9,	.00 -	1	+	<0,030	<0,040 <1	-0.002
	204083/14	кварцитогравелит слюдистый	<1	53.7	49.2	7.23	33.8 15/	40 10	.9 08,	3 5 37	1.01	1,23	1.44	200 15	3 31 5	3.7	15.7 3	4 0.42	3 36	0.56	3.52 0.5	74 1.85	0.25	1.56 0.1	21 - 0	38 -	3.54	1.12 0	15 -	8.22 21	6 151	38.3		0,019	6 <0.1	+	<0.1	0.17 8	481 -	12	+	0.0034	<0.040 <	<0.030
	204017/8	летансстаник углеродисто-известковый	1.04	967	77.4	14.0	12 6 75				1,01	2,27	4.00	200 00	0 50,0			, 0,7	4.00	0.72	4.00 0,0			0,2			3,54	1,12 /				50.0		0,020		++	,.	0.45 0,			+	0.014	0.040	.,

## ПРИЛОЖЕНИЕ 8

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			Be V	Cr	Ga Rb	Sr	Y Z	r Nb	Mo	Sn Cs	Ba	La (	Ce Pr	Nd	Sm	Eu Gd	Tb	Dv 1	Ho Er	Tm	Yb Lu	Hf	Та	W	Th U	Sc	Li G	o Ni	Cu Zn	Ge	Se	Ag Cd	In	Sb Tl	Pb	Bi	As 1	de Te	Pd F	Au Au
Колосовско-Дорожнинская гео	логическая плои	чадь		÷.	0.0		- 1 -							1 2.02						1 1								· · · · ·										<u> </u>		
a	204013	метапесчаник	<1 23,4	39,9	0,64 <2	72,9	2,62 17	7,1 <0,5	1,32	0,9 <0,1	10,6	0,9 1	,75 0,26	1	0,23	0,061 0,25	0,036	0,24 0.	0,079 0,2	0,031	0,19 0,03	9 0,3	<0,1		0,13 0,52	0,88	1,4	41 3,69	12,4 35,	2	(	,015 0,3		0,52 <0	,1 9,01	T	1,94		<0,002 <0	,040 <0,030
Сланцевая толща (RF <sub>1.2</sub> ?sl)	204020/4	сланец карбонат-эпидот-хлоритовый	1,49 87,1	65,8	15,4 125	129	18,5 1	52 14,5	3,54	3,05 6,42	352	33,2 6	5,3 6,96	26,6	4,52	0.83 3.9	0,59	3,6 (	0,69 1,69	0,3	1,5 0,2	7 4,13	1,23		11 1,62	11,3	8,0	08 17,8	2,98 33,	1	(	,056 <0,1		0,23 0,5	7 15,3		45,4		<0,002 <0	,040 <0,030
Краснореченская свита (R3kr)	204032	метапесчаник	1,25 68,6	122	13,7 66,	2 62	29,6 2	67 9,59	3	3,42 5,24	646	30,4 6	5,7 7,65	29,6	6	1,27 5,26	i 0,83	5,35 1	1,14 2,94	0,5	3,07 0,3	6 -	0,81	-	8,37 1,94	11,2	- 14	,8 49,4	17,5 60,	3 -	- (	,032 <0,1	-	0,74 0,4	4 12,5	-	1,01		<0,030 <0	,040 0,0027
	204153	умереннощелочной метапикробазальт	<1 293	61,6	20,4 9,5	431	20 1	60 27,4	1,36	2,15 0,2	104	21,9 4	7,6 6,13	26,9	6,28	2,22 5,17	0,74	3,98 (	0,72 1,9	0,2	1,72 0,2	3,58	1,7	-	1,77 0,52	24,8	- 66	4 156	48,1 13	5 -	- (	,013 <0,1	-	<0,1 <0	,1 2,56	-	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
	204153/3	умереннощелочной метапикробазальт	1,68 282	73,8	21,9 <2	716	20 1	64 29,9	1,41	1,99 <0,1	54,4	22,6 4	8,1 6,11	27,6	5,65	2,14 5,02	0,83	4,35 (	0,72 1,81	0,19	1,58 0,1	7 3,84	1,84	-	1,86 0,57	22,2	- 73	,6 223	58,2 11	2 -	- (	,021 <0,1	-	<0,1 <0	,1 2,48	-	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
Светлинская свита ( $K_3 sv$ )	204153/8	умереннощелочной метапикробазальт	<1 243	74,1	20,2 <2	1170	19,8 1	75 29,3	0,82	1,84 <0,1	50,5	28,3 6	0,7 7,77	34,3	6,89	2,09 5,44	0,85	4,48 (	0,75 2,1	0,27	1,53 0,2	2 4,45	1,92	-	2,17 0,67	20,2	- 6	0 173	61,8 12	) -	-	0,26 0,11	-	<0,1 <0	,1 2,81	-	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
	204153/7	метатрахибазальт	1,71 259	32,7	20,9 25,	390	26,9 2	26 39,9	1	2,12 0,4	582	40,6	98 11,5	50,5	10,2	3,04 8,3	1,21	6,65 1	1,07 2,89	0,37	2,15 0,3	2 5,66	2,56	-	2,95 0,66	25,7	- 46	,7 48,7	37,9 12-	4 -	- (	,018 <0,1	-	<0,1 <0	,1 2,97	-	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
ВЕНДСКО - СРЕДНЕКАМЕН	ноугольныі	С ОБРАЗОВАНИЯ																																						
Северотаймыро-Североземел	ьский геологиче	ский район																																						
Хутудинско-Коломейцевская а	еологическая пл	ощадь																																						
	203026	метапесчаник	1,76 94,4	135	13,7 36,	3 370	23,4 2	05 10,6	0,6	2,17 1,51	195	21,5	44 5,47	19,8	4,09	0,91 4,47	0,63	4,05	0,9 2,39	0,4	2,51 0,3	7 4,94	0,69	0,74	8,13 1,33	12,6	23,6 13	,6 38,8	23,6 69,	3 1,44	1,47	0,12 0,1	0,1	0,62 0,2	1 17,9	0,2	2,25		<0,030 <0.	,040 <0,002
	203027/5	метапесчаник гравелитистый	1,48 127	174	13,8 33,	3 95,1	20,2 1	52 7,96	0,6	1,81 2,02	216	20,4 4	1,5 4,87	19,9	4,51	1,01 4,06	6 0,63	3,98 (	0,82 2,18	0,32	2,15 0,3	5 4,16	0,56	0,62	6,7 1,2	17	65,3 15	,3 51	28,3 77,	4 1,63	1,55 (	,035 0,1	0,1	0,16 0,2	2 7,28	0,14	5,21		<0,030 <0.	,040 <0,002
	203030	метапесчаник	1,16 94,9	86,1	13,4 27,	276	20,6 1	41 7,58	0,6	2,24 1,88	198	17,8 3	5,8 4,26	18,2	4,09	0,97 3,97	0,65	3,88 (	0,77 2,02	0,35	2,04 0,3	3 3,71	0,55	0,54	5,28 1,33	15	53,9 13	,2 39,2	31,3 85,	1 1,17	1,37 (	,052 0,1	0,1	0,59 0,2	2 10,7	0,19	2,35		<0,030 <0.	,040 <0,002
Мининская толща (V-Cimn)	203016/5	метаалевролит	1,32 209	159	17,8 18,	3 585	27,7 2	90 9,89	0,6	1,75 1,74	227	22,4 4	4,2 5,59	22,6	5,4	1,37 5,05	0,79	5,05	1 2,72	0,46	2,61 0,4	4 7,06	0,6	0,86	5,87 2,51	24,9	33,2 29	,3 48,7	21,8 12	3 1,92	1,52 (	,042 0,12	0,1	0,49 0,1	2 9,12	0,11	3,69		<0,030 <0.	,040 <0,002
	203030/1	метаалевролит	1,42 110	71,7	16,2 71,	5 132	26,7 1	42 9,06	0,6	1,81 8,15	359	19,7 3	9,7 4,54	20,7	4,65	1,11 4,64	0,73	4,64 1	1,03 2,57	0,42	2,5 0,3	/ 3,85	0,59	0,81	5,9 1,71	16,7	729 11	,3 34,4	53 52,	1 1,23	0,94	0,13 0,14	0,1	12,7 1,8	1 19,4	0,18	26,8		<0,030 <0,	040 <0,002
	203026/1	метааргеллит	3,08 181	88	20,0 104	95,8	29,2 2	59 115	0,6	3,36 5,89	895	31,8 6	4,8 7,75	30,7	0,48	0.70 2.29	0,9	2.67 (	1,15 3,31	0,5	3,28 0,54	4 5,23	0,99	1,78	11 1,95	21,4	52.5 2	,5 57,8	28,1 98,	4 1,/8	2,1 (	058 0,1	0,1	0,52 0,9	9,4	0,37	2,55		<0,030 <0,	040 <0,002
	203027	метааргеллит	1,9 145	63,0	21,7 86,	95,7	17.2 1	38 11,3 02 5.50	0,0	2,30 4,23	461	14,5 2	8,5 5,80	16,5	3,82	0,79 3,30	0,50	3,07 0	0,61 2,24	0,45	2,8 0,5	9 4,23	0,77	1,25	0,00 0,93	16.2	22,5 2	2 07,3	31,0 12	2 0.95	1.64 (	059 0.10	0,1	0,21 0,3	4 11,2	0,14	1,/1		<0,030 <0,	040 0,0046
Нижне- и верхнеутудинские	203017	метапесчаник-метаалевропесчаник	1,05 101	03,8	12,0 15,	1/,0	22.9 1	70 9.50	<0,6	1,13 0,61	211	20	4,6 4,20	10,9	3,82	1,17 3,01	0,58	3,34	0,0 1,00	0.27	2.4 0.2	5 2,74	0,50	3,25	2,35 1,39	10,2	22,5 9,5	93 13	32,4 32,	0,85	1,04 (	,038 0,19	0,1	0,84 0,1	5 5 42	0,1	45.1		<0,030 <0,	040 <0,002
толщи объединенные	203030/2	метапесчаник	1,26 /6,4	60.2	12,1 37,	218	22,8 1	10 8,39	<0.6	1,01 1,55	102	10.6 4	40 4,95	19,9	4,34	1,01 4,2	0,61	4,05 (	0,81 2,18	0,50	2,4 0,5	4,01	0,57	1,5	0,55 1,05	11,8	25,8 10	7 29.1	3,29 63,	1 1 20	1,12 (	052 0.24	0,1	0,1 0,2	5 3,45	0.21	43,1		<0,030 <0,	040 0.0022
$(C_1nh+vh)$	203031/1	метапесчаник	1,47 00,5	86.6	14.1 45	103	20,7 1	45 7,56	<0.6	2 23 1 76	264	21 4	3.6 5.04	20.7	4,40	1.01 5,02	0,04	4 14 0	0.81 2.24	0,36	2,50 0,5	5 5 13	0,54	0.86	77 176	12	32.7 13	5 30.5	24.8 82	1 1,2)	0.94 (	031 0.1	0,1	0.37 0.2	8 14.6	0.19	5.74		<0.030 <0,	040 0.0036
	203009/1	плагногнайс гранат-биотиторый	2 148	106	24.7 143	304	31 1	57 12	<0.6	3 28 6 43	571	33.3 6	87 828	33.7	7.1	1,1 4,4.	0.07	6.28 1	1 12 3 38	0,55	3 37 0.5	1 4.08	1.04	0.53	10.9 2.73	27.3	150 2	5 66	68.6 16	1,25	2 27 (	064 <0.1	0,1	<0.1 0.2	8 183	0.23		$\rightarrow$	<0.030 <0,	040 <0.002
	203009/1	плагиогнейс гранат-биотитовый	1 55 1 37	134	21.3 98	186	36 1	40 115	<0.6	29 356	479	34.6 6	64 7.82	31.5	6.14	1.01 0,0	0,07	6.16 1	1,12 3,56	0,55	3.96 0.5	5 3.89	0.79	0.57	9.83 2.44	21,5	72.1 20	7 64.2	27.7 99	4 19	2,27 (	035 <0.1	<0.1	<0.1 0.5	7 17.5	0.16	<1	<del></del>	<0.030 <0.	040 <0.002
	203010/1	плагиотнене гранат опотитован	2.37 145	94.7	23.9 158	239	49.4 2	84 18.4	1.45	3.34 20.3	388	54.3 1	08 12.8	51.5	10.4	1.96 9.8	1.39	8.47 1	1.91 4.93	0.73	4.74 0.6	7 7.15	1.26	0.74	14.7 3.95	21.6	145 19	9 35.6	75.2 37	5 1.82	2,75 (	088 0.14	0.11	<0.1 1.1	1 17.8	0.36	<1		<0.030 <0	040 <0.002
	203010/4	плагиогнейс	2.56 160	81.5	21.4 124	147	29.2 1	61 12.4	<0.6	3.84 5.9	1010	27.2 5	6.8 6.75	29	5.97	1.39 5.9	0.84	5.38 1	1.11 3.15	0.46	3.06 0.5	1 4.48	0.98	1.25	7.9 2.28	24.4	42.4 23	.4 70.2	279 22.	5 1.15	2.48	0.3 0.22	0.18	<0.1 0.6	5 18.6	0.49	<1		<0.030 <0	.040 <0.002
	203009/6	плагиогнейс ставролит-гранат- биотитовый	1,73 136	133	17,3 85,	1 157	25,5 1	56 9,51	<0,6	2,69 2,95	326	20,8 4	3,5 4,84	21,4	4,55	1,11 3,97	0,62	4,36 (	0,94 2,61	0,45	2,5 0,4	2 3,96	0,65	<0,5	7,61 1,8	20,1	55,2 26	,5 92,4	43,9 79,	6 1,53	2,05 (	,075 <0,1	<0,1	<0,1 0,5	4 14,3	0,14	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
	203009/3	плагиогнейс гранат-биотитовый	1,95 127	148	16,6 96,	5 183	20,7 2	00 9,65	1,38	2,49 3,37	384	23 4	5,9 5,52	22,4	4,19	1,18 3,95	0,59	3,72 (	0,74 2,38	0,34	2,25 0,4	2 4,99	0,71	0,54	9,08 2,56	20,1	70,8 22	,3 52,9	52,6 11	1 1,33	1,5 (	,066 <0,1	<0,1	<0,1 0,5	6 16,1	0,19	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
	203009/2	плагиогнейс гранат-биотитовый	1,92 149	138	19,3 102	230	29,4 2	02 11	0,72	2,71 4,2	305	29,3 6	1,6 7,06	27,7	5,65	1,15 5,27	0,83	5,27 1	1,11 3,04	0,49	2,84 0,5	1 5,07	0,78	0,65	10,5 3,45	20,1	117 23	,7 75,9	20,9 11	) 1,56	1,78	),03 <0,1	<0,1	<0,1 0,5	3 12,4	0,14	<1		<0,030 <0	,040 <0,002
Мининская, нижне-	203009/4	плагиогнейс гранат-биотитовый	1,51 126	157	15,8 69,	1 173	24,8 2	00 9,73	1,03	2,04 2,99	259	28,9 5	8,2 6,24	25,5	4,64	0,99 4,21	0,67	4,37 (	0,91 2,53	0,4	2,38 0,3	7 5,4	0,71	<0,5	10 2,01	19,5	53 23	,6 83,2	7,2 10	) 1,52	1,98 (	,015 0,18	<0,1	<0,1 0,4	2 14	0,1	1,17		<0,030 <0	,040 <0,002
среднехутудинские,	203010/2	кварцитосланец	28,2 22,6	12,4	24 18,	5 96,7	4,92 40	0,5 10,1	<0,6	4,02 2,13	75	4,46 9	,53 1,1	4,56	1,14	0,37 1,1	0,14	0,99 (	0,19 0,46	0,07	0,28 0,0	5 2,35	18,9	<0,5	1,53 5,76	2,17	38,3 1,2	25 7,49	15 9,0	3 0,27	0,49 (	,036 <0,1	<0,1	<0,1 0,1	2 6,55	0,66	<1		<0,030 <0.	,040 <0,002
южнинская толщи нерасчлененные	203010	плагиогнейс ставролит-гранат- биотитовый	1,48 58,7	72,4	9,19 62,	179	28,8 2	86 12,1	<0,6	1,9 8,8	123	29,2 5	9,3 6,95	27,1	5,5	1,39 5,76	i 0,8	5,08 1	1,13 2,84	0,44	2,74 0,4	4 7,64	0,88	0,52	9 3,92	9,1	63,3 11	,4 27,3	27,2 52,	9 1,53	1,58 (	,035 <0,1	<0,1	<0,1 0,3	9 14,9	0,39	<1		<0,030 <0.	,040 <0,002
(V-€2mn÷juz)	203012/1	мрамор	<1 14,3	11,1	2,24 6,1	3 546	2,47 10	0,8 0,79	<0,6	0,45 0,13	96,4	2,27	5,4 0,51	2,21	0,46	0,11 0,4	0,071	0,34 0	0,081 0,21	0,026	0,28 0,03	9 0,2	<0,1	<0,5	0,48 0,16	1,33	2,4 1,5	57 3,2	43,1 8,3	8 0,19	< 0.3	),13 <0,1	<0,1	1,37 <0	,1 14,3	0,18	4,44		<0,030 <0	,040 <0,002
	203011/3	зеленые сланцы	1,75 199	89,3	24,3 60,	5 174	24,7 1	60 9,17	2,39	1,94 2,15	572	12,1 2	6,4 3,35	14,3	3,29	1,02 2,97	0,49	3,63 (	0,88 2,63	0,44	2,8 0,4	8 4,09	0,58	1,16	4,69 3,1	28,4	78,6 32	,7 58,3	86,1 15	5 1,25	1,17	0,42 0,21	<0,1	0,51 0,3	8 10,8	0,62	21,6		<0,030 <0.	,040 <0,002
	203012	зеленые сланцы	1,43 146	76,9	22,8 70,	451	22,4 1	27 8,46	<0,6	1,93 2,75	625	16 3	6,1 4,47	19,4	4,4	1,13 4,09	0,63	3,95 (	0,82 2,62	0,43	2,25 0,4:	5 3,47	0,52	0,81	4,96 2,24	25,2	49,3 30	,3 64,3	11,1 16	1 1,87	1,47 (	,037 <0,1	<0,1	0,4 0,4	4 9,27	0,13	3,77		<0,030 <0.	,040 0,0027
	203016/2	зеленые сланцы	1,83 125	91,3	20,5 91,	3 246	34,1 1	96 13,6	<0,6	2,28 5,09	385	29,5 6	1,3 7,44	28,7	6,42	1,61 6,14	1,03	6,54	1,3 3,7	0,56	3,74 0,5	3 5,11	0,94	0,59	9,33 1,97	18,8	55,4 28	,9 77,2	38,9 12	) 1,75	2,11 (	,086 <0,1	<0,1	<0,1 0,5	2 18,2	0,34	78,5		<0,030 <0.	,040 <0,002
	203013	зеленые сланцы	1,16 115	88,8	13,7 20,	5 313	20,5 1	24 6,07	<0,6	1,5 1,7	217	16,6 3	4,2 4,16	18	3,97	1,07 3,74	0,56	3,58 (	0,73 1,97	0,31	2,1 0,3	1 3,11	0,39	0,79	3,87 2,35	14,6	27,4 15	,7 29,7	32,2 79,	2 1,09	0,82 (	,058 <0,1	<0,1	0,48 0,1	5 7,47	0,14	8,36		<0,030 <0.	,040 0,0025
	203010/5	зеленые сланцы	1,59 138	86,3	14,3 35,	301	16,5 1	34 6,98	<0,6	1,57 2,4	361	13,5 2	7,9 3,54	15,2	3,71	0,88 3,19	0,46	3,04 (	0,63 1,93	0,3	2,22 0,2	9 3,28	0,51	0,68	3,24 1,87	17,2	26,7 19	,1 35,1	61,4 91,	8 1,2	1,05 (	,083 0,13	<0,1	<0,1 0,2	/ 8,43	0,18	1,61		<0,030 <0,	040 <0,002
	203011	зеленые сланцы	1,58 130	87,5	14,9 24,	3/6	21,8 1	27 7,04	<0,6	1,27 1,21	201	15,5 3	1,7 3,9	17,7	4,12	1,2 3,77	0,58	4,02 0	0,81 2,21	0,32	2,22 0,3	2 3,51	0,47	0,55	3,45 2,02	16,7	27,3 18	8 35,4	32,7 93,	8 0,95	1,04 (	,041 0,12	<0,1	0,21 0,1	6 7,75	0,11	9,46		<0,030 <0,	040 0,036
	203016/1	зеленые сланцы	1,56 97,5	95,8	15,9 /8,	190	12.7 1	98 11,6	<0,6	2,37 5,69	406	23,5 4	9,1 5,8	22,9	3,23	1,2 4,99	0,73	4,42 (	0,84 2,64	0,41	5 0,4	4,94	0,86	1,/5	5.25 0.97	15,1	27 10	,2 50,9	30 89,	0 1,5	1,59 (	,064 <0,1	<0,1	<0,1 0,4	3 10,3	<0,1	9,15		<0,030 <0,	040 <0,002
Сарара Егирранганий газ заги	2030101	зеленые сланцы	1,4 00,4	50,2	9,02 40,	110	15,7	01 0,45	<0,0	1,3 2,4	104	10,5 5	0,1 3,97	10,0	3,40	0,79 3,00	0,44	2,01 (	0,50 1,0	0,25	1,55 0,2	2 2,07	0,40	0,09	5,25 0,87	9,09	37 10	,5 20,5	33,9 30,	9 1,00	0,89	7,51 <0,1	<0,1	<0,1 0,2	9 10,1	0,75	0,51	<u> </u>	(0,050 (0,	540 \(0,002
Северо-Выррантский Геологи Пясино-Фаддеевская (Северна	ческий ранон я) геологическая	плошадь																																						
Нижнеостанцовская.	,,																																			TT	<b>—</b> ——			
гравийнореченская и																																								
устремленновская толщи,	204150/4	метаконгломерат	1,09 85	72,7	5,36 56,	5 9,63	6,31 59	9,3 4,61	2,03	1,02 3,01	228	15	29 3,24	12,4	1,89	0,35 1,57	0,2	1,07 0	0,25 0,77	0,11	0,85 0,14	4 1,43	0,25	-	2,05 1,8	3,38	- 3,3	77 15,4	31,3 6,2	1 -	- (	,013 <0,1	-	<0,1 0,3	3 1,14	-	<1		-	
степановская свита																																								
объединенные (V2-O1no÷st)																																								
СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬН	О-ПОЗДНЕТРИ	АСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ																																						
Южно-Быррангский геологич	еский район																																							
Озеротаймырская геологическ	ая площадь										1			1						1				, , ,		1 1					<del>, ,</del>					r				
Аятаринская свита (T2-3(?)at)	BT-43	трахит	- 44,8	24,7	- 109	315	54,4 6	31 95,1	3,36	4,45 -	913	99,4 1	98 24,1	103	19,5	4,48 14,6	5 2,44	11,6 1	1,96 5,91	0,84	4,68 0,6	3 -	-	-	13,2 3,19	5,4	- 4,8	31 5,22	2,68 22	-		0,11 0,35	-	0,33 0,1	8 14,3	$+ \cdot +$	6,83		0,001 0,0	/11 0,038
	BT-43/1	трахит	- 65,3	32,8	- 10	849	22,9 13	370 47	1,37	2,28 -	3240	192 3	30,7	118	15,3	3,85 9,68	1,51	4,77	0,9 2,58	0,39	2,5 0,3	9 -	· ·	-	23,8 3,64	6,62	- 5,9	96 21,5	4,43 35,	6 -		0,04 0,11	-	0,19 0,3	7 25,3		10,7	<u></u>	0,001 0,0	J52 0,022

\* - анализ произведён методом вскрытия царской водкой

#### ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (ОКОНЧАНИЕ)

#### Сводная таблица микроэлементных составов интрузивных образований листа S-46

					~	~				~			~ .									- · ·		~ .		~		<u> </u>		-	1 ~ 1			
			Be	Rb	Ba	Th	U Nb	Та	Sr	Zr	Y Hr	La	Ce	Pr Nd	Sm	Eu G	3d '11	b Dy	Ho	Er In	n Yb	Lu As	Sc	Co r	i Cu	Zn	Ag Cd	Sb		Pb V	Cr	Mo S	n Au	Pt Pd
РАННЕПРОТЕРОЗОИСКИЕ	ИНТРУЗИВНЫЕ ОБ	РАЗОВАНИЯ	· · · ·				0.01	1	·						·														· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				0.0045	
Шренк-мамонтовский	204011	гнейс	-	102	861	11,8 1	1,38 9,01	0,66	447	148	7,66 -	44,8	82,5 9	05 32,4	5,75	0,94 3,6	,69 0,4	42 1,55	0,31	0,62 0,1	0,69	0,099 1,1	4 2,81	2,27 4,	11 4,71	53,8 0	,021 <0.1	0,15	0,59 3	30,1 17,6	28,7	3,67 3,7	78 0,0045	5 <0,040 <0,030
KOMILJEKC (VÔPR1šm).	204116	метамонцодиорит		84.8	557	11.6 2	2 05 9 95	0.83	497	134	14.6	30.7	55.2 6	37 24.6	4.43	0.81 3	1 04	10 2.73	0.59	1.42 0.2	3 1 34	0.19 0.5	13.9	13.4 1	2 20.6	64.5 0	059 0.05	0.05	0.37 7	12.2 87.3	21.8	0.93 3	0.007	2 <0.040 <0.030
	204110	амфиболовый	-	04,0	551	11,0 2	2,05 9,95	, 0,05	477	1.54	14,0	50,7	55,2 0.	57 24,0	4,45	0,01 5,	,, / 0,4	2,75	0,57	1,42 0,2	5 1,54	0,19 0,2	15,7	15,4 1.	,2 20,0	04,5 0	0,057	0,05	0,57 1	12,2 07,5	21,0	0,75 5,0	~0,002	2 <0,040 <0,050
ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИ	Е ИНТРУЗИВНЫЕ О	БРАЗОВАНИЯ																																
Мининско-Большевистский	геологический район	1																																
Мининско-Коломейцевская ге	гологическая площадь	,							· · ·											r														
Аттинский комплекс	203002	амфиболит	2,47	108	824	15,8 4	4,29 16,3	3 1,22	606	264	37,7 6,22	52,7	123 1	5,1 64	12	2,85 10	0,4 1,3	32 7,87	1,47	3,76 0,5	6 3,82	0,53 0,5	21,3	16,5 3,	93 7,69	118 0	023 0,11	0,05	0,57	12 206	13,9	1,47 4,	<0,002	2 <0,040 <0,030
ортоамфиболитовый	203002/4	ортоамфиболит	2,08	96,7	799	12,9 2	2,21 18,2	2 1,12	423	315	29,3 7,47	52,2	111 1	3,8 53,1	10,1	1,87 8,6	,69 1,1	11 5,75	1,05	2,92 0,4	4 2,82	0,4 1,8	4 16	16,2 7,	27 13,4	151 0	.025 0,2	0,05	0,57 1	14,9 94,1	20,4	0,97 1,	36 <0,002	2 <0,040 <0,030
(υσVat ).	204054	амфиболит	-	28	802	4,29 1	1,37 5,84	4 0,38	1030	114	24,7 -	39,4	87,9 1	1,2 48,8	10	2,64 7,8	,81 0,9	94 5,08	1,01	2,52 0,4	4 2,18	0,27 0,5	37,1	28,1 9,	31 9,95	94,9 0	059 0,13	0,05	0,21 4	4,52 189	228	1,75 5,7	15 0,028	<0,040 <0,030
	13102/2	гранит	1.99	47.3	2250	3 36 2	277 5.06	5 0.41	124	66.8	127 199	12.1	24.9 3	17 12.8	3.71	1 37 2 9	98 0.4	17 2 59	0.48	1.11 0.1	7 1.08	0.14 <1	4.63	741 2	7 52	438 (	4 39	<0.1	0.72 1	14.9 80.5	24.2	2.55	<0.00	2 <0.040 <0.030
	15102/2	ipanni	1,77	47,5	2250	5,50 2	2,77 5,00	, 0,41	124	00,0	12,7 1,77	12,1	24,7 5.	17 12,0	5,71	1,57 2,	,70 0,4	1 2,59	0,40	1,11 0,1	/ 1,00	0,14 <1	4,05	7,41 2.	,7 52	450 0	4,57	<0,1	0,72 1	14,7 00,5	24,2	2,55	<0,00	2 <0,040 <0,050
Харитоновский комплекс	203001/5	лейкоплагиогранит	1.95	18.2	175	1.41	1.1 2.2	0.19	230	19.9	13.8 0.59	5.72	11.6 1.	39 5.5	1.49	1.56 1.7	.76 0.3	34 2.31	0.51	1.31 0.2	3 1.59	0.18 0.5	2.55	2.96 6.	55 7.12	17.7 0	.025 0.19	<0.1	0.05 2	25.2 20.1	12.9	0.3 1.	<0.002	2 <0.040 <0.030
мигматит-плагиогранитовый		биотитовый	.,,,,			.,	-,-	.,.,		,.		*,.=			-,	-,		-,	.,	-,		0,200 0,0	-,	-,, ,			0,00	,-			,-	-,,-		
(vVh)	203001/6	эндоконтакт гранита	1,64	38,9	236	3,3 1	1,83 4,02	2 0,34	237	52,4	32,4 1,66	15,7	33,2 3	94 15,7	3,88	1,8 4,0	,08 0,7	75 5,51	1,16	3,31 0,5	5 3,24	0,49 0,5	5,23	5,25 1	,8 8,75	30,3 0	021 0,13	<0,1	0,19 2	22,6 37,2	24,1	0,3 1,4	41 <0,002	2 <0,040 <0,030
(1 + 1)	203021	аляскит	1,24	8,19	442	0,05 0	0,19 0,25	5 0,05	511	12	0,69 0,41	1,68	2,84 0.	.27 1,07	0,36	0,37 0,1	,19 0,02	22 0,12	0,017	0,051 0,0	1 0,048	0,014 0,5	0,35	0,83 4,	43 3,38	12,3 0	027 0,13	<0,1	<0,1 8	3,68 5,63	5,01	0,3 0,4	48 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204055/7	пегматит	-	125	1420	1,39 1	1,26 5,06	5 5,06	284	5,06	0,62 1,5	5,51	11,5 1	.33 5,06	1,14	0,62 1,1	,14 0,2	22 1,31	0,2	0,63 0,08	32 0,5	0,073 0,5	1,11	0,58 7,	57 19,4	7,42 0	.034 <0,1	<0,1	0,71 6	55,1 42,7	34,5	3,75 1,4	49 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204060/9	гранит кр/з	-	2,51	274	0,16 1	1,09 10,4	4 0,74	261	261	1,18 -	2,64	4,69 0.	48 1,64	0,33	0,36 0,2	,21 0,03	33 0,19	0,064	0,18 0,03	35 0,43	0,082 <1	0,48	0,5 4,	48 16,5	3,27 0	.083 <0,1	<0,1	<0,1 6	5,57 41,6	34,3	3,53 2,2	<0,002	2 <0,040 <0,030
Шренк-Фаддеевский геолог	ический район																																	
Колосовско-Дорожнинская ге	гологическая площадь	) T																																
	204020	лейкогранит мусковитовый	-	138	528	13,3 0	0,96 7,31	0,76	15	92,6	14,7 -	45	80,3 7	,5 24,2	4,17	0,81 3,2	,29 0,4	43 2,25	0,55	1,44 0,2	4 1,48	0,16 1,2	1 3,07	2,27 3,	59 4,56	24,5 0	021 0,05	0,22	0,37 1	11,8 28,6	29,3	3,43 1,4	41 <0,002	2 <0,040 <0,030
Ледяной комплекс гранит-	204031	плагиогранит биотитовый	-	48,7	427	0,68 0	0,4 3,41	0,24	565	15,7	4,2 -	12,4	22,5 2	,5 9,37	2,42	0,8 2,0	,02 0,2	24 0,89	0,17	0,34 0,02	31 0,19	0,021 0,5	1,65	2,33 7	7 4,44	16,7 0	005 0,05	0,05	0,3	21 14,1	42,2	6,86 1,9	92 <0,002	2 <0,040 <0,030
лейкогранитовый (үRF31)	204119	лейкогранит мусковитовый	-	142	787	7,06 0	0,62 7,47	0,42	210	62	7,21 2,03	25,1	52 4.	97 20	3,17	0,68 2,5	,52 0,3	33 1,58	0,24	0,64 0,08	5/ 0,62	0,091 <1	1,79	0,64 2,	6,25	54,3	0,3 <0,1	<0,1	0,75	23 39,1	33,9	1,4 1,4	49 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204120/4	гранит микроклиновый	-	182	909	0,19 0	0,58 4,02	2 0,37	152	42,9	21,8 -	6,87	16,5 2	03 8,46	2,42	0,78 2,6	,62 0,5	53 3,6	0,75	2,2 0,3	1 1,85	0,24 1,3	3,85	2,72 6	4 16,7	26,7 0	,099 0,1	0,17	1,69 4	11,4 33,2	57,1	6,27 2,3	33 0,0029	9 <0,040 <0,030
	144123/1*	серпентинит	-	-	4,94	0,1 <	<0,1 <0,5	-	10,6	-	0,12 0,04	0,22	0,42		-			-	-		-	- <1	-	97,1 18	60 <1.0	24,4 (	- ,15	<0,1	- 5	57,7 2,84	142	0,83 0,3	33 <0,002	2 0,0023 <0,002
Москвичевский комплекс	144129/1*	метаперидотит	-	-	<3	<0,1 <	<0,1 <0,5	-	28,7	-	0,18 <0,01	0,16	0,26		-			-	-		-	- 1,2	5 -	78,1 15	50 2,89	9,09 (	- 0,05	<0,1	- 2	21,5 5,97	376	<0.6 <0	.2 <0,002	2 0,0048 0,0032
$(\Sigma RF_3m)$	144129/2*	габбро роговообманковое	-	-	27,2	0,48 0	0,12 <0,5	-	45	-	4,66 0,037	3,7	8,86		-			-	-		-	- <1	-	33,3 7	,6 175	79 0	072 -	<0,1	- 1	1,34 104	119	<0.6 0,8	s9 <0,002	2 <0,002 0,0078
	144129/3*	гаооро роговоооманковое	-	-	18,8	<0,1 <	30,1 <0,5		4,5	- 12	3,83 0,11	0,24	0,72		-				-		-	- <1	-	10,5 4	,9 83,9	24,3 0	.054 -	<0,1	-	<1 50,4	101	<0.6 0,6	58 <0,002	2 <0,002 0,0084
	204120/3	серпентинит	-	1	4,29	0,05 0	0,05 0,25	0,05	110	15	0,97 -	0,18	0,45 0,	0,22	0,15	0,061 0,0	0,02	24 0,11	0,051	0,098 0,01	16 0,094	0,017 1,0	+ 7,79	104 20	/0 8,2/	32,1 0	,011 0,05	0,15	0,15 0	5,05 51,2	1910	0,65 3,	0,029	0,02 0,015
Мамонтовско-Лаптевская ге	ологическая площадь											0.00													- 1 1						0.54			
	204086	метагаббро	-	1	6,26	0,05 0	0,05 0,25	0,05	93,8	12,9	2,98	0,39	0,71 0,	0,43	0,16	0,12 0,2	,28 0,00	61 0,43	0,12	0,29 0,05	59 0,31	0,045 0,5	32,1	32 2	5 75,1	52,3 0	,016 0,05	0,17	0,05 1	1,32 110	871	0,93 0,9	93 0,0096	5 <0,040 <0,030
	204086/2	метагаббронорит	-	1	12,7	0,05 0	0,05 0,58	3 0,05	93,7	17,4	3,12 0,4	0,45	0,88 0	11 0,48	0,17	0,14 0,3	,36 0,07	78 0,53	0,13	0,31 0,05	56 0,3	0,043 0,5	87,4	47,5 2	6,06	28,1 0	014 0,05	0,11	0,05	0,5 139	341	1,25 1,4	02 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204096/4	оливиновыи		2.20	27.7	0.12	0.05 0.25	0.05	176	10.0	0.07	0.55	1.12 0	17 0.79	0.21	0.12 0.2	26 0.0	49 0.24	0.076	0.22 0.02	0.00	0.02 0.6	17.6	16.1 4	2 26.5	15.6 0	016 0.05	0.05	0.05	0.5 (2.1	01.1	0.00 1	1 .0.00	2 .0.040 .0.020
	204080/4	метагаооронорит	-	2,38	21,1	0,12 0	0,05 0,25	5 0.05	1/0	15.0	2,27 0,5	0,55	1,13 0.	1 0,78	0,21	0,13 0,2	20 0,02	48 0,34	0,076	0,22 0,03	6 0.22	0,03 0,3	17,0	10,1 4	,3 20,5	28.4 0	010 0,05	0,05	0,05 (	0,5 05,1	91,1	0,00 1,	1 <0.00	2 <0,040 <0,030
	204089/3	метагаооронорит	-	2,0	00,4	0,14 0	0,05 0,023	5 0,05	141	13,8	2,07 0,0	0,45	0,89 0	,1 0,40	0,25	0,09 0,2	,27 0,00	01 0,40	0,12	0,5 0,0	0 0,32	0,047 0,.	23,4	20,1 1	15,0	26,4 0	015 0,05	0,51	0,05 1	1,39 93,9	302	0,84 0,5	75 <0,00.	2 <0,040 <0,050
	204089/50	бластомилонит по		1	22.2	0.13 0	0.05 0.025	5 0.05	680	15.7	5 11 0 41	0.45	1 0	13 0.02	0.26	0.16 0/	47 0.00	08 0.81	0.24	0.51 0.05	0.56	0.00 1.4	116	37.8 4	05	24 0	035 0.17	0.49	1 0.05	27.0 120	1430	2.03 0	24 <0.00	2 <0.040 <0.030
	204089/Ja	оливиновому габбронориту	, -	1	22,5	0,15 0	0,02	5 0,05	080	13,7	5,11 0,41	0,45	1 0.	15 0,92	0,20	0,10 0,5	,47 0,03	56 0,81	0,24	0,51 0,00	55 0,50	0,09 1,4	9 44,0	57,8 4	5 95	24 0	055 0,17	0,49	0,05 5	57,9 129	14.50	2,05 0,0	<0,00.	2 <0,040 <0,050
	20/089/6	METATDORTOJUT	-	2.08	29.8	0.23 0	0.11 0.53	3 0.05	159	18	3.03 0.49	0.66	15 0	19 0.83	0.37	0.092 0.3	35 0.07	76 0.56	0.12	0.27 0.0	5 0.31	0.064 0.5	25.2	33 2	5 49.7	27.3 0	024 0.05	0.05	0.05	0.5 03.8	525	2.75 0	0.0029	2 <0.040 <0.030
Ожиданьинский комплекс	204089/0	метатроктолит		2,00	29,0	0,25 0	0,55	5 0,05	139	10	3,05 0,49	0,00	1,5 0.	.19 0,85	0,37	0,092 0,.	,55 0,01	70 0,50	0,12	0,27 0,0	5 0,51	0,004 0,.	23,2	55 2	15 49,7	27,5 0	024 0,05	0,05	0,05 0	0,5 95,8	525	2,75 0,5	0,0029	9 <0,040 <0,030
перидотит-пироксенит-	204089/7	метагаббронорит	-	1	38,2	0,11 0	0,05 0,025	5 0,05	153	12,6	2,12 0,34	0,43	0,89 0	.11 0,59	0,16	0,093 0,1	,19 0,03	34 0,29	0,081	0,16 0,03	36 0,2	0,049 0,5	17,7	36,8 2	31 77	23 0	056 0,05	0,55	0,05 5	5,06 66,1	381	2,83 0,6	92 <0,002	2 <0,040 <0,030
габброноритовый (ηRF30).	204089/8	бластомилонит		2.13	36	0.16 0	0.05 0.025	5 0.05	13.6	18.5	1.66 0.38	0.4	0.93 0	16 0.57	0.29	0.07 0.3	25 0.0	0.29	0.069	0.092 0.01	16 0.26	0.038 0.5	51.4	48.3 2	2 6.93	35.3 0	019 0.05	0.24	0.05	0.5 132	1070	0.7 0	0 004	<0.040 <0.030
	204089/9	пироксенит	-	1	12.7	0.23 0	0.05 2.15	5 0.05	27.6	25.7	2.45 0.64	1.49	2.77 0	39 1.38	0.39	0.12 0.4	47 0.07	72 0.48	0.11	0.28 0.03	33 0.27	0.041 1.0	5 61	50 3	2 0,55	34.6 0	028 0.05	0.14	0.05 1	1.33 125	1290	0.73 1.	)7 <0.002	2 <0.040 <0.030
		бластомилонит по			,.	0,20 0	-,	,				-,	_,	-,	.,.,	*,*** *,			.,	0,20 0,00		0,010				,			1					
	204089/10	пироксениту	-	1	24,7	0,15 0	0,05 0,025	5 0,05	180	18,1	4,34 0,5	0,34	0,7 0	,1 0,59	0,27	0,2 0,4	,43 0,08	88 0,78	0,2	0,48 0,07	76 0,49	0,087 0,5	46,9	35,4 6	,6 14,2	41,7 0	0,01 0,05	0,05	0,05	0,5 194	125	1,98 0,8	<0,002	2 <0,040 <0,030
	204089/11	метавебстерит	-	1	20.5	0.05 0	0.05 0.025	5 0.05	89.4	13.9	3.23 0.32	0.35	0.56 0	08 0.44	0.15	0.098 0.2	.27 0.07	76 0.52	0.13	0.35 0.05	58 0.39	0.062 0.5	33.6	47.2 3	0 28.7	28.3 (	0.12 0.05	0.14	0.05 2	2.65 124	613	0.78 0	9 0.0046	5 <0.040 <0.030
		оливиновый										0.00																						
	204090	метагаббронорит	-	1	31,5	0,1 0	0,05 0,25	0,05	132	16,6	3,85 0,32	0,28	0,73 0	0,61	0,31	0,092 0,3	,34 0,08	82 0,64	0,15	0,41 0,0	8 0,38	0,054 0,5	38,8	36,4 3	1 169	26,3 0	0,06 0,05	0,13	0,05 1	1,13 130	715	4,29 3,0	<0,00	2 <0,040 <0,030
	204090/3	метагаббронорит	-	1	20,1	0,05 0	0,05 0,25	5 0,05	157	11,4	3,33 0,29	0,23	0,44 0,	073 0,43	0,17	0,13 0,2	,28 0,0	06 0,42	0,11	0,38 0,04	47 0,35	0,061 0,5	26,7	37,1 3	29 27,4	23,7 (	0,05 0,05	0,21	0,05 1	1,25 102	760	2,98 0,	95 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204090/5	родингит	-	1	21,3	0,14 0	0,05 0,25	5 0,05	133	16,2	3,18 0,36	0,33	0,85 0	.12 0,58	0,2	0,13 0,	0,3 0,07	78 0,52	0,13	0,36 0,05	54 0,32	0,059 0,5	72,5	64,4 2	00 88,2	45 0	035 0,63	0,1	0,05	0,5 128	183	1,59 0,0	95 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204022	метамонцодиорит		105	1220	24.1	57 150	1.25	076	252	10.4	07.0	105	72.4	11.0	25 00	02 0.0	2 2 92	0.60	1.50 0.2	6 1.41	0.18 2.4	1 126	10 2	4 22.5	72.1 0	0.05	0.51	1.1.4	2.0 112	60 0	2 20 2	0.0057	7 -0.040 -0.030
Варуцанрациороний	204033	амфиболовый	-	195	1220	54,1 .	3,7 13,2	2 1,25	970	233	10,4 -	07,0	165	75,4	11,9	2,5 9,0	,05 0,9	37 5,65	0,09	1,39 0,2	0 1,41	0,18 2,4	1 12,0	19 5.	,4 23,3	72,1 0	023 0,03	0,51	1,4 5	55,9 112	00,0	2,39 3,1	12 0,0037	/ <0,040 <0,050
комплекс	204093/12	лейкомонцогранит	-	82,6	1270	11 1	1,69 18,9	) 1,19	70,4	278	26,8 -	35	58,8 5	89 19,7	4,21	0,67 3,	8,9 0,6	53 4,01	0,96	2,67 0,4	8 3,36	0,46 1,0	3 2,62	1,06 4,	38 12	18,4 0	058 0,05	0,05	0,3 3	3,96 15,7	36,6	5,3 3,	0,0085	5 <0,040 <0,030
умеренношелочнограно-	204093/13	лейкосиенит	-	85,5	1340	9,54 1	1,02 23,8	3 1,32	124	353	21,7 -	10	21,6 2	.06 6,56	1,4	0,39 1,6	,68 0,3	38 2,94	0,76	2,54 0,3	7 2,85	0,51 3,0	5 3,06	2,79 2,	04 5,8	22,6 (	0,05 0,05	0,7	0,32 1	13,6 15,8	20,2	2,59 4,4	48 0,0074	4 <0,040 <0,030
лиорит-лейкогранитовый	204095	умереннощелочной	-	95.2	385	15.2 1	1.17 22.7	7 1.46	58.2	256	32.4 -	26.7	54.4 6	55 21.7	5.02	0.77 4.4	.57 0.8	81 4.71	1.18	3.39 0.5	5 4.13	0.5 0.5	3.3	0.98 5	4 12.6	18 0	.034 0.05	0.05	0.34 ?	3.89 12.1	37.6	6.54 3.	0.0048	8 <0.040 <0.030
$(\gamma\delta - \rho RF_3 v \delta)$		лейкогранит				,	-,,-	-,				,-			-,	.,			-,				-,-	.,, .						.,				
0.5	2040103	лейкомонцогранит	-	113	674	7,96 1	1,44 14,8	3 0,88	47,8	152	27,6 -	21,9	52,4 5.	.89 22,9	4,99	0,91 4,5	,55 0,7	79 4,84	0,91	2,92 0,4	4 2,98	0,49 0,5	4,82	0,63	3 10,2	32,9 0	015 0,05	0,05	0,46 4	4,64 42,7	39,5	6,28 1,8	34 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204106	лейкомонцогранит	-	84,3	496	6,02 0	0,99 18,5	1,12	24,4	2/8	39,4 -	81,2	184	74,4	13,8	2,54 10	0,9 1,4	48 8,1	1,67	4,52 0,7	2 4,68	0,63 2,0	2 10,5	1,19 1,	98 2,08	99,1 0	039 0,17	0,23	0,45 8	3,72 20,1	17,4	1,5 3,2	/1 <0,002	2 <0,040 <0,030
СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЫ	но-позднетриасс	Эвые интрузивные Об	РАЗОВАНІ	ия																														
Карский геологический райо	н							-	, I		1	1 1		-						1			1		1 1					-				1 1
	13103	гранодиорит	1,28	61,3	701	6,04 1	1,84 9,26	5 0,52	486	174	15,5 4,75	21,7	44,8 5.	.67 23,2	5,14	1,47 4,7	,71 0,5	58 3,19	0,61	1,38 0,2	3 1,29	0,19 1,4	3 11,8	9,74 7	8 10,3	94,8 0	,06 0,11	0,16	0,42 1	14,9 66,8	23,5	9,26 <0	,6 <0,002	2 <0,040 <0,030
																									_			++	r		-			
	203002/1	амфиоолит	2,69	68,4	410	5,5 2	2,5 4,92	0,53	735	233	14,3 5,65	12,1	26,5 3	49 15,4	3,87	1,06 3,5	,52 0,5	5 2,83	0,55	1,43 0,2	4 1,48	0,22 0,5	4,19	8,01 6,	24 3,11	62,8 0	017 0,05	<0,1	0,38 1	12,2 76,3	20,6	0,3 1,	74 <0,002	2 <0,040 <0,030
	202002/2	мигмататизированный	1.4	0.65	111	20.2	10.0	0.05	050	221		2.22	2.02	12 1.07	0.46	0.0	21 0.00	22 0.25	0.054	0.11	0.10	0.00	0.04	0.01		7.46			0.00	0.0	5.00		14 0.000	0.040 0.020
	203002/3	пегматит	1,4	8,00	111	20,2 1	10,9 16,8	5 0,80	252	221	24,7 5,51	2,33	3,82 0	42 1,87	0,40	0,5 0,2	,21 0,03	55 0,26	0,054	0,11 0,02	22 0,18	0,03 0,3	0,84	0,91 0	5 3,2	/,40 (	(0,1	<0,1	0,65 4	+3,8 8,04	5,02	0,5 1,7	/4 <0,00.	2 <0,040 <0,050
Ленивенско-Толлевский	203002/66	плагиоклазовый	2,12	107	568	12 1	1,08 10,7	7 0,65	395	163	15,3 4,13	26,1	46,7 6	.69 26,9	5,55	1,46 4,5	,52 0,5	56 3	0,58	1,33 0,2	1 1,22	0,23 1,2	9 11,2	10,8 10	,9 15,3	99,7 0	024 0,05	<0,1	0,68 1	18,1 67,4	27,6	0,3 2.	8 <0,002	2 <0,040 <0,030
комплекс гранитовый	203003	гранитогнейс биотитовый	2.17	126	973	18.2 1	1.69 4.82	2 0.15	296	207	11.5 5.09	31.8	66.7 7	76 28.9	5.27	1.08 3.8	.85 0.4	42 2.15	0.43	1.09 0.1	6 1.29	0.2 1.5	1 7.29	9.17 5	)6 4.09	81.1 (	0.03 0.05	<0.1	0.83 2	23.4 48.9	15.2	0.3 2.	)1 <0.002	2 <0.040 <0.030
$(\gamma C_{2,2} h)$	203005/1	гранитогнейс двуслюдяной	1.22	10.8	88.5	16.2 5	5.14 13	0.65	135	177	27.6 4.94	22.3	41.7 4	51 16.1	4.5	1.68 3.1	19 0.4	46 2.43	0.44	1.1 0.1	6 1.06	0.14 0.5	3.82	3.19 3.	45 3.91	29.6 0	025 <0.1	<0.1	0.84	51 11.3	6.08	0.3 2.	31 <0.002	2 <0.040 <0.030
0.237	203022/5	лампрофир	1,33	8,65	111	20,2 1	10,9 66,5	5 0,86	252	221	24,7 5,51	87,8	157 1	5,8 66,5	10,8	2,5 8,7	75 1,0	05 4,86	0,92	2,47 0,3	6 2,3	0,35 10,	9 27,1	13 6	5 30	40,3 (	0,04 0,05	0,05	0,23 ?	33,9 238	777	1,07 2,	53 0,0034	4 <0,040 <0,030
	203022/6	лампрофир	1.87	6.52	70.4	13.5 4	4.46 46.5	5 0.6	202	155	22.2 4.06	59.7	113 1	2.1 46.5	7.97	2.06 6.0	.67 0.8	81 4.54	0.77	2.22 0.3	1 2.12	0.32 9.6	5 23.1	65.9 3	7 127	194 0	076 0.24	0.05	0.15	46 197	896	1.08 1.	92 <0.00	2 <0.040 <0.030
	203022/7	лампрофир	1.68	10.8	88.5	16.2 5	5.14 55.3	3 0.65	135	177	27.6 4.94	68.4	129 1	3.8 55.3	9.51	2.4 8.	3.3 1.0	05 5.1	1.01	2.4 0.4	4 2.38	0.38 10.	9 35.1	42.5 1	2 105	144 (	0.15 0.34	0.05	0.32 2	27.9 225	661	1.33 1.	2 <0.00	2 <0.040 <0.030
	203022/11	лампрофир	2,11	94,6	2080	16,9 3	3,93 14,3	3 0,73	823	155	23,3 4,45	59	106 1	2,1 45,5	8,32	2,13 6,7	,79 0,8	33 4,11	0,93	2,18 0,3	6 2,43	0,38 2,2	22,9	40,1 1	0 73,6	102 0	062 0,16	0,05	0,64 3	34,4 166	345	1,81 1,	54 <0,002	2 <0,040 <0,030
	203027/2	лампрофир	3,59	77,4	929	13,9 3	3,39 11,2	2 0,52	344	530	15 14,3	62,1	129	6 61	10,6	2,4 7,5	,55 0,7	78 3,49	0,56	1,35 0,2	2 1,02	0,15 12,	1 15,4	33,4 2	94,5	82,8	0,1 0,14	0,13	0,44 2	22,7 139	327	0,3 2,	0,0054	4 <0,040 <0,030
	204064	биотитовый плагиогранит	-	78,4	780	11,4 1	1,83 9,64	4 0,56	467	245	16,6 -	49,1	93,4 9	.87 35,6	6,29	1,14 5,0	,09 0,5	58 2,97	0,66	1,58 0,2	4 1,57	0,2 0,5	10	8,67 8,	19 5,31	79,1 0	023 0,05	<0,1	0,54 1	10,5 64,4	34,6	1,99 3,4	06 <0,002	2 <0,040 <0,030
	2020/12/8	PHOTHT	1.42	63.2	686	10.5 1	154 734	1 0.35	684	176	6 60 4 55	22.7	62.6 6	36 21.6	3 20	0.88 2.0	07 0.2	25 1.2	0.26	0.7 0.00	0 0 71	0.12 1.2	3 4 99	0.5	1	1 (	01 0.1	0.1	0.1	1 53.6	28.7	<0.6 1	21 0.04	<0.040 <0.030
	203043/8	риолит	1,45	05,2	080	10,5 1	1,54 7,54	+ 0,55	004	170	0,09 4,55	55,7	02,0 0.	.30 21,0	3,29	0,00 2,0	,07 0,2	25 1,5	0,20	0,7 0,03	0,71	0,12 1,2	4,99	0,5		1 (	0,1	0,1	0,1	1 55,0	20,7	<0,0 1,.	0,04	<0,040 <0,030
	203004	гранитогнейс двуслюдяной	1,56	6,52	70,4	13,5 4	4,46 11,5	5 0,6	202	155	22,2 4,06	28,1	60,5 7.	21 28,4	6,33	0,64 5,1	,17 0,7	79 4,18	0,82	2,16 0,3	3 2,13	0,34 0,5	7,29	5,95 5,	49 2,25	80,2 0	051 <0,1	<0,1	0,86 2	20,2 32	12,9	0,3 4,0	06 <0,002	2 <0,040 <0,030
	203009	гранитогнейс двуслюдяной	2,31	7,25	559	7,24 2	2,82 6,35	5 0,38	860	83,6	11,8 2,37	8,74	18 2	15 8,56	2,04	0,36 1,8	,87 0,2	26 1,76	0,28	0,77 0,1	3 0,74	0,14 0,5	8,39	2,8 7	3 5,49	27,8 0	036 <0,1	<0,1	0,44 1	19,8 15	15,8	0,3 5,1	17 <0,002	2 <0,040 <0,030
Коломейцевский комплекс	203014	биотитовый гранитогнейс	3,21	224	493	10,5 5	5,22 9,1	1,03	122	88,8	6,54 2,81	16,2	37,4 4	53 17,3	4,64	0,76 3,2	,22 0,4	11 1,72	0,2	0,47 0,09	98 0,58	0,059 <1	2,15	2,24 3,	6,31	47,5 0	035 <0,1	<0,1	1,18 3	33,3 14,4	11,5	0,3 8,6	64 <0,00	2 <0,040 <0,030
гранодиоритовый (qδP1-2k).	203025	риолит	3,34	16,/	58,3	10,/ /	/,/4 16,/	2,16	80,1	40	19,5 2,42	6,/	13,/ 1.	14 5.2	2,27	0,38 2,3	,34 0,4	46 3,06	0,66	1,65 0,2	8 1,93	0,27 9,6	5 3,32	1,14 2,	32 4,04	42,1 (	0,05 <0,1	<0,1	0,43 4	46 /,86	8	0,3 2,5	0,0042	2 <0,040 <0,030
	203032	риолит	2,94	18	45,4	7,05 4	4,/5 18	2,23	62,7	40	22,5 2,79	4,12	8,5 1.	14 5,2	1,91	0,28 2,2	,24 0,4	+0 3,33	0,72	1,85 0,3	4 1,97	0,28 25,	3,85	1.0 (	52 5,85	22.1 0	026 -0.1	<0,1	0,49 2	25,6 4,96	4,8	0,3 2,9	0,0045	5 <0,040 <0,030
	204052/1	оиотитовыи гранитогнеис	-	41,1	1270	4,2 0	2,73	0,18	480	104	3,52 -	18,2	32,1 3,	.50 11,2	2,24	0,74 1,1	,76 0,1	10 0,62	0,12	0,32 0,00	0,35	0,04 0,5	2,17	1,8 0,	11 4,80	32,1 0	020 <0,1	<0,1	0,23 2	20,1 13,3	35	4,82 1,5	0,0065	5 <0,040 <0,030
	204098	гранодиорит	-	105	/81	12,/ 1	1,89 11,8	3 0,73	454	220	18,8 -	40,8	85,1 9	53 36,3	6,89	1,32 5,3	,56 0,7	77 3,93	0,63	1,98 0,2	/ 1,/8	0,25 1,5	11,3	8 9,	83 14,4	84,3 0	053 0,5	0,5	0,68 1	13,7 94,3	37,9	0,8 1,8	32 0,0037	/ <0,040 <0,030
	204101	гранодиорит	-	66,3	1170	7,66 1	1,51 10,8	3 1,05	514	251	23,5 -	41,3	95,1 1	0,4 39,2	6,89	1,36 5,	6,6 0,8	32 4,28	0,99	2,38 0,4	2 2,31	0,32 0,5	7,3	8,55 1	8 9,91	57,2 0	.028 0,5	0,17	0,34	16 57,2	49,8	5,09 3,2	27 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204001	биотитовый гранит	1,88	92,3	1360	16,2 1	1,95 19,8	3 1,95	488	330	24,2 -	96,2	172	7 57,5	8,01	1,74 6,8	,86 0,8	35 4,3	0,93	2,33 0,3	8 2,28	0,36 1,1	4,33	5,88 5,	34 11,6	46,4 0	.022 <0,1	-	0,43 2	25,3 46,6	18	2,87 -	0,0075	5 0,0084 0,0063
Оленьинский комплекс	204004/1	гранит-порфир	1,75	141	27,9	15,5 1	1,19 9,13	3 0,67	29	40,7	8,44 -	3,67	9,48 0	.94 3,67	1,02	0,21 1,0	,04 0,2	21 1,32	0,28	0,93 0,1	4 1	0,16 0,5	1,11	0,25 4,	27 3,45	15,4 (	,01 <0,1	-	0,65 2	29,3 3,62	31,5	5,18	<0,002	2 0,001 0,0065
умереннощелочно-	204025/4a	монцогранит биотитовый	-	143	1,11	2,67 0	0,81 3,13	3 0,19	265	56	2,67 -	7,81	14,1 1	39 4,39	0,84	0,44 0,5	,53 0,0	09 0,42	0,091	0,24 0,04	46 0,27	0,062 0,5	1,7	1,46 1	9 10	16,2 0	019 <0,1	0,43	0,65 1	18,5 12	14,6	2,45 1,	39 0,0031	1 <0,040 <0,030
гранитовый (єγР <sub>3</sub> о).	204025/46	монцогранит биотитовый	-	177	1,39	15,8 2	2,63 10,4	4 0,61	256	149	8,6 -	24,3	47,8 4	,3 14,1	2,62	0,68 2,1	,16 0,2	26 1,23	0,31	0,81 0,1	3 0,97	0,16 0,5	5,79	4,69 5,	03 17,4	39,4 0	.036 <0,1	0,05	0,87 2	20,1 34	26,7	13,3 3,7	21 <0,002	2 <0,040 <0,030
	204025/9	монцогранит биотитовый	-	154	1,63	20,3 1	1,81 10,2	2 1,05	222	165	19,9 -	17,4	40,6 4	41 16,8	3,67	0,6 3,1	,19 0,5	52 2,93	0,66	1,85 0,3	4 2,05	0,33 2,2	3 4,48	2,73 3,	97 16	19,3 0	.037 <0,1	0,17	0,63 1	16,7 37,7	32,2	53,3 3	2 0,0055	5 <0,040 <0,030
Угрюминский комплекс	203002/5	порфирит	1,4	19,6	630	1,52 0	0,54 8,36	5 0,44	507	125	24,3 2,67	24,4	52,3 6	57 27,2	5,25	1,5 5,0	,06 0,7	75 4,37	0,94	2,43 0,3	6 2,66	0,43 1,3	4 35,6	44 70	,3 62,9	138 0	043 0,05	0,05	0,14 6	5,17 183	129	0,98 1,0	01 <0,002	2 <0,040 <0,030
габбрододеритовый (уВТ.и)	203002/60	эндоконтакт дайки	1.41	10.0	632	1.41	0.40 7.60	0.42	524	122	23.7 2.1	22.4	511 4	27 25 5	5 20	1.52 4	17 0 4	50 / 22	0.89	242 0.2	5 2.62	0.42 1.0	22	40.3 7	7 575	123 0	04 0.12	0.05		572 192	121	0.93	-0.00	2 <0.040 <0.020
	20002/08	порфирита	1,41	17,7	032	1,71 0	·, ·· /,09	. 0,42	554	144	2.3,1 3,1	4.5,4	51,1 0.	23,3	3,47	4,	.,, 0,0	+,32	0,00	2,72 0,3	- 2,02	0,72 1,0	. 32	10,5 /	د, ر , ,	120	0,12	0,05	0,11 3	.,12 103	1.51	3,75 0,8	., \0,00.	- <0,040 <0,050
Северотаймырский комплекс			T	I I					1 T			1 T							Γ							-		T	₁   <sup>-</sup>		I T			
пампрофировый (vT.st)	204074	лампрофир	-	293	946	13 2	2,94 17,7	7 0,97	785	250	23 -	61	113 1	2,8 45,5	7,82	2,05 6,4	,49 0,8	35 4	0,85	2,18 0,3	4 2,52	0,34 6,2	8 11	17,1 4,	11 18,2	95,8 0	046 0,15	0,31	4,35 2	21,1 113	11,7	2,3 4,	0,0053	3 0,02 0,015
(V. 301 ).			1	1	1			1	1 1	1		1 1		1	1									1			1		r	1	1		1	

3

#### ПРИЛОЖЕНИЕ 9

			Rb	Ba	Th	U	Nb	Та	Sr	Nd	Zr	Y	Hf	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	As	Sc	Со	Ni	Cu	Zn	Ag	Cd	Sb	TI	Pb	v	Cr	Mo	Sn	Au	Pt
Южно-Быррангский геологи	ческий район	•																																										
Озеротаймырская геологичеся	кая площадь																																											
	ЛП-1/1077	меламонцогаббро	12,4	235	1,77	0,58	19,2	1,57	673	153	41,1	4,53	36,4	81,9	12,3	65,6	14,2	4,43	12,3	1,72	10,3	1,56	3,91	0,54	3,05	0,42	2,64	30	51,2	3,55	19	152	0,024	0,18	0,05	0,05	8,45	586	5,87	1,45	1,91	< 0,002	< 0,040	< 0,030
	ЛП-1/1281,7	мелагаббродолерит	3,41	73,7	0,32	0,1	4,99	0,4	707	52,2	11,7	2,13	5,63	14,7	2,36	12,8	3,24	1,33	3,09	0,55	3	0,43	1,26	0,13	0,71	0,15	0,5	24,6	118	789	1150	156	0,4	0,22	0,05	0,05	2,48	866	24,6	2,24	1,42	0,0046	< 0,040	< 0,031
	ЛП-1/1310	мелагаббродолерит	1	90,9	0,36	0,12	4,8	0,42	1020	41,8	9,06	1,75	6,11	14,7	2,1	11,7	2,92	1,22	2,53	0,39	1,92	0,38	0,84	0,11	0,64	0,08	0,5	15,5	104	635	674	159	0,25	0,22	0,05	0,05	3,58	824	25,8	1,23	1,38	0,0032	< 0,040	< 0,032
	ЛП-1/1499,4	габбронорит	6,12	145	0,05	0,05	0,025	0,05	454	18	8,43	0,79	2,14	5,03	0,79	4,61	1,22	0,63	1,49	0,25	1,56	0,33	0,93	0,1	0,73	0,11	0,5	41,9	54,9	237	81,3	56,3	0,011	0,05	0,05	0,05	1,4	219	205	1,36	0,53	< 0,002	< 0,040	< 0,030
	ЛП-2/637,2	оливиновый монцодолерит	85,9	765	0,94	0,35	4,49	0,27	189	82,5	24	2,9	6,01	15	2,06	10,2	2,9	1,22	3,55	0,67	4,18	0,85	2,71	0,34	2,24	0,35	5,82	38,3	54,4	142	207	63,1	0,19	0,05	0,42	0,36	8,33	283	210	0,78	1,16	< 0,002	< 0,040	< 0,030
Пюмталейский комплекс	ЛП-2/691	вебстерит оливиновый	2,11	45,3	0,16	0,05	0,59	0,05	137	18,9	9,49	0,73	2,96	8,62	1,29	6,13	2,13	0,71	2,06	0,33	2,1	0,37	1,05	0,11	0,71	0,096	0,5	64,2	64,7	341	150	45,7	0,056	0,12	0,05	0,05	1,28	187	3230	0,61	0,45	< 0,002	< 0,040	< 0,030
меренношелонной	ЛП-2/777,3	клинопироксенит	7,51	207	0,32	0,05	2,3	0,14	328	32,2	12,8	1,35	5,46	15	2,18	11,3	2,72	1,1	2,72	0,45	2,89	0,45	1,3	0,16	0,92	0,15	0,5	57,2	56,6	174	56,6	60,9	0,024	0,05	0,05	0,1	2,14	261	1260	1,4	0,42	< 0,002	< 0,040	< 0,030
иристеймит-феррогаббро-	ТП-43/444,8	габбродолерит	16,2	269	2,34	0,8	23	1,57	833	176	40,5	5,55	36,6	92,8	12,5	65,4	14,7	4,53	13,6	1,79	9,41	1,66	3,86	0,47	2,97	0,38	3,21	19,5	40,4	4,79	8,69	125	0,042	0,05	0,17	0,15	9,1	355	12,2	2,07	2	< 0,002	< 0,040	< 0,030
mpnerensmir-qepporadopo-	ТП-43/504,5	габбродолерит	14,3	243	1,28	0,43	17,1	1,26	953	117	21,9	3,77	20,3	45,3	6,11	31,7	7,65	2,35	6,4	0,85	5,56	0,83	2,14	0,33	1,85	0,24	1,6	24,7	56,8	14,2	29,7	89,8	0,023	0,11	0,11	0,05	2,2	327	5,98	2,63	1,37	< 0,002	< 0,040	< 0,030
диоритовый (12-32 <i>ю</i> -20).	ТП-43/566,4	габбродолерит	5,68	170	1,24	0,4	16,9	1,3	727	111	22,7	3,47	14,4	37,5	5,69	28	6,69	2,28	6,45	0,9	5,47	0,87	2,08	0,32	1,72	0,24	0,5	30,3	56,8	84,3	102	179	0,085	0,41	0,05	0,05	4,72	470	20,8	0,89	1,16	< 0,002	< 0,040	< 0,030
	ТП-43/638,5	габбродолерит	6,62	110	1,09	0,44	14,5	1,01	374	102	20,1	3,53	13	33,8	4,92	25,9	5,89	1,87	5,82	0,84	4,96	0,76	2,03	0,24	1,63	0,21	0,5	29	132	477	841	193	0,32	0,3	0,05	0,05	5,52	917	30,6	1,16	1,77	< 0,002	< 0,040	< 0,030
	ТП-43/734,3	монцогаббро	7,59	163	1,15	0,45	10,5	0,75	879	89,8	19,4	2,99	15,1	36,5	5,21	28,6	5,81	2,05	5,74	0,85	4,87	0,75	1,89	0,25	1,21	0,21	0,5	22,1	52,6	281	431	151	0,18	0,25	0,05	0,05	2,46	458	18,1	1,9	1,38	< 0,002	< 0,040	< 0,030
	ТП-43/756	монцогаббро	6,31	158	0,93	0,29	12,1	0,74	959	83,6	18,1	3,11	14,2	33,3	4,63	24,4	5,73	1,83	5,41	0,82	4,11	0,66	1,83	0,21	1,22	0,14	0,5	22,7	53,2	236	340	108	0,12	0,17	0,05	0,05	3,21	453	9,8	1,63	1,24	< 0,002	< 0,040	< 0,030
	ТП-43/840,4	габбродолерит	5,87	119	1,17	0,36	14,7	0,89	475	102	17,8	2,61	14,7	34,6	5,02	24,1	5,19	1,63	4,83	0,75	3,94	0,65	1,75	0,23	1,26	0,18	0,5	17,1	221	2480	4570	240	1,64	0,59	0,05	0,05	10,8	965	397	1,26	2,26	0,016	< 0,040	< 0,030
	ТП-43/912	оливиновый габбронорит	3,81	83,8	0,58	0,25	10,7	0,89	420	50,6	10,1	1,71	5,41	13,3	1,83	9,46	2,62	0,94	2,56	0,36	2,07	0,37	0,9	0,15	0,74	0,13	1,4	19,8	213	3650	4030	117	1,59	0,73	0,1	0,05	17,9	313	135	1,06	0,85	0,016	< 0,040	0,15
	TAR-19	сиенит	135	1690	15,6	4,21	33,4	1,25	912	210	19,3	-	62	109	12,5	53,4	8,35	2,17	6,75	1,07	4,24	0,75	1,75	0,22	1,66	0,26	2,5	16,8	21,3	4,63	19,4	96	0,13	0,05	0,05	0,89	24,6	152	19,1	1,01	2,68	< 0,002	0,0094	0,013
Дикарабигайский комплекс	TAR-19-1	сиенит	150	1670	13,8	4,44	31,6	1,71	710	208	19,8	-	63,3	119	14	53	8,28	2,47	6,53	0,85	4,35	0,69	1,91	0,25	1,8	0,23	2,97	12,1	18,5	4,38	15,6	110	0,058	0,05	0,05	0,94	20,1	155	11,8	1,11	2,78	0,0043	0,0072	0,019
габбро-монцонит-	BT-34	сиенит	100	850	13,1	4,3	102	5,34	329	665	50,8	-	103	197	24,7	99,8	18,9	4,23	15,1	2,69	11,3	1,85	5,83	0,77	4,57	0,67	5,43	5,77	4,45	4,76	4,78	50,2	0,1	0,05	0,32	0,12	12,6	55,2	24,4	3,14	4,91	< 0,002	0,018	0,0061
сиенитовый ( <i>χ</i> T <sub>3</sub> dk ).	BT-35	сиенит	73,1	2860	15,4	2,37	46,5	1,81	578	1130	23,5	-	85,1	160	18,2	69,2	10,7	2,52	7,22	1,07	4,83	0,9	2,45	0,38	2,62	0,42	1,76	4,56	2,38	2,23	2,06	36,6	0,026	0,11	0,22	0,18	15,6	36,6	17,6	0,8	2,1	0,004	0,031	0,039
	BT-35-1	сиенит	86,1	2750	13,2	2,08	32,3	1,18	584	273	17,1	-	84,7	148	16,1	57,1	7,7	2,61	5,43	0,81	3,24	0,65	1,83	0,25	1,86	0,3	2,17	3,41	3,2	1,25	2,57	34,4	0,013	0,05	0,23	0,23	12,1	34,1	16,7	1,1	2,17	< 0,002	0,012	0,0024
Озеротаймырский комплекс	727-1	карбонатит	1	49,1	0,69	0,31	0,25	0,05	674	13,1	12,8	0,4	5,83	11,6	1,39	6,25	1,39	0,48	1,78	0,32	1,95	0,41	1,15	0,17	1,1	0,21	2,07	0,97	7,29	19,3	14,2	8,59	0,03	0,05	0,31	0,05	3,7	33	25,2	0,3	0,42	0,0023	< 0,040	< 0,030
карбонатных и	727-2	карбонатит	6,84	89,9	0,05	0,25	0,53	0,05	432	17,9	5,87	0,54	4,83	9,19	1,13	5,07	1,25	0,68	1,13	0,15	0,97	0,18	0,45	0,067	0,34	0,078	0,5	3,53	3,72	20,8	0,5	15,7	0,005	0,05	0,05	0,05	0,05	46,8	35,1	0,74	0,86	0,0022	< 0,040	< 0,030
	BN-13-2	альнеит	76,2	2410	9,05	2,5	133	7,69	489	268	18,5	-	97,7	189	23,1	95,8	15,5	4,07	10,1	1,44	5,88	0,84	1,76	0,23	1,23	0,15	1,68	30,5	52,8	202	91,6	89,5	0,1	0,12	0,05	0,05	8,46	258	310	0,83	2,68	0,001	0,0034	0,011
Маарараний нами тана	BN-13-3	альнеит	90,4	5820	10,4	2,42	119	8,8	1140	229	21,2	-	132	233	26,6	105	19	5,25	13,2	1,66	6,66	0,88	2,25	0,26	1,6	0,15	1,41	20,2	47,8	176	87,7	88,7	0,12	0,24	0,05	0,05	8,18	239	325	0,98	3,08	0,0021	0,0065	0,018
мооровский комплекс	BN-13-6	альнеит	63,6	2370	9,91	2,48	108	5,51	1060	292	18,7	-	100	196	24,7	97,7	15,3	4,36	11,1	1,33	5,74	0,77	1,78	0,22	1,6	0,16	0,5	26,1	50,9	192	53	85,9	0,08	0,05	0,05	0,27	5,46	245	298	1,01	2,92	0,0028	0,0037	0,017
альнеитовыи (12-3mr).	BN-13-7	альнеит	67,8	2130	9,91	2,62	131	8,02	1080	275	16,1	-	109	213	25,8	94,7	15,5	4,48	11,2	1,41	5,27	0,74	1,77	0,23	1,18	0,14	1,58	23,1	51,4	206	44,7	83,1	0,055	0,15	0,11	0,21	4,84	240	466	0,91	2,84	0,001	0,0069	0,02
	BN-16	альнеит	60	1510	6,28	2,72	131	7,81	1360	182	18,5	-	88,1	148	16,7	62,8	11,2	3,15	7,87	1,2	4,41	0,76	1,91	0,28	1,55	0,16	2,27	14,7	32,1	130	129	95,2	0,072	0,37	0,05	0,05	14,8	274	196	1,18	3,67	0,001	0,0081	0,019
Диксоновская и Коротковская	я геологические площ	ади																																										
	204140	метариолит	2,69	2410	24,2	6,48	26,3	1,75	991	183	15,3	-	86,4	139	14,7	44,7	7,58	1,83	5,61	0,59	2,61	0,58	1,5	0,25	1,63	0,26	7950	3,47	13,8	20,2	30,2	25,9	0,087	0,05	26,9	4,68	52,4	55,5	15,6	4,8	8,84	< 0,002	< 0,040	< 0,030
Верхнетарейский комплекс	204141/2	металампрофир	10,3	780	15,6	3,79	15,4	1	692	213	14,6	-	52,3	96,5	10,9	38	6,38	1,45	5,2	0,56	2,87	0,59	1,36	0,22	1,18	0,19	4,01	16,6	25,9	217	35,1	45,9	0,037	0,05	0,22	0,15	28	97,2	339	1,75	3,42	0,0057	< 0,040	< 0,030
гранит-порфировый	204142/2	лампрофир	93,1	2990	15	3,98	16	1,09	310	279	28,2	-	67,6	121	14,6	51,3	10,4	2,58	8,88	1,08	5,33	1,05	2,52	0,34	1,74	0,31	6,9	14,6	18,6	62,3	36,5	59,6	0,042	0,05	0,43	0,68	27,5	103	142	0,72	3,13	0,0033	< 0,040	< 0,030
$(\gamma \pi T_3 v ta)$ .	204144/10	монцонит-порфирит	174	1450	16,8	4,89	16,6	1,77	499	114	14,9	-	24,4	46,3	5,76	20,1	3,66	0,91	2,89	0,43	2,35	0,55	1,43	0,25	1,24	0,23	1,16	3,62	3,75	12,1	3,38	18,2	0,017	0,05	0,05	1,16	30,9	25,9	22,7	1	4,59	0,0042	< 0,040	< 0,030
	204145	сиенит	186	1860	15	5,25	11,1	1,15	575	151	13,8	-	32,4	58,2	7,08	24,7	3,96	1,07	3,58	0,43	2,38	0,45	1,19	0,22	1,22	0,2	1,21	7,54	5,92	13,1	4,3	28,5	0,071	0,1	0,12	0,71	22,2	48,2	31,7	5,12	4,07	< 0,002	<0,040	<0,030

\* - анализ произведён методом вскрытия царской водкой

ПРИЛОЖЕНИЕ 10

### Таблицы результатов изотопного датирования метаморфических и стратифицированных образований листа S-46

# НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ Шренковский геологический район

Таблица 1
Результаты датирования пробы 204120/7 U-Pb SIMS SHRIMP методом
(шренковский метаморфический комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014)

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1 206] / <sup>238</sup> Ag	) Pb <sup>3</sup> U ge	(2 <sup>206</sup> ] / <sup>238</sup> Aş	2) Pb <sup>3</sup> U ge	( 207 / <sup>20</sup> A	1) <sup>7</sup> Pb <sup>6</sup> Pb ge	% Dis- cor- dant	Total <sup>238</sup> U / <sup>206</sup> Pb	±%	Total <sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb	±%	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>238</sup> U	±%	err corr
204120-7_2.1	0,00	1564	594	0,39	50	235.4	±3.5	235.4	±3.5	245	±36	4	26.89	1.5	0.0511	1.6	26.89	1.5	0.0511	1.6	0.2621	2.2	0.0372	1.5	,691
204120-7_1.1	0,00	827	14	0,02	42.6	375.5	$\pm 5.5$	375.6	$\pm 5.6$	368	$\pm 38$	-2	16.67	1.5	0.05393	1.7	16.67	1.5	0.05393	1.7	0.446	2.3	0.05999	1.5	,673
204120-7_4.1	0,87	843	3	0,00	50.9	433.7	$\pm 6.4$	433.7	$\pm 6.4$	438	±81	1	14.24	1.5	0.06265	1.4	14.37	1.5	0.0556	3.7	0.534	4	0.0696	1.5	,386
204120-7_7.1	0,00	61	30	0,50	8.39	955	±19	956	±19	936	±53	-2	6.26	2.1	0.0703	2.6	6.26	2.1	0.0703	2.6	1.548	3.3	0.1598	2.1	,626
204120-7_3.1	0,67	23	7	0,29	3.23	959	±21	961	$\pm 21$	925	$\pm 120$	-4	6.19	2.3	0.0755	3.4	6.23	2.3	0.0699	6	1.546	6.4	0.1604	2.3	,365
204120-7_5.1	0,00	41	13	0,34	5.7	976	$\pm 18$	976	±19	970	±99	-1	6.12	1.9	0.0714	4.8	6.12	1.9	0.0714	4.8	1.609	5.2	0.1634	1.9	,373
204120-7_6.2	9,02	35	37	1,10	6.1	1.09	±31	1.099	$\pm 24$	1.141	$\pm 490$	5	4.89	2.1	0.1534	4.8	5.37	3.1	0.078	24	1.98	25	0.1843	3.1	,125
204120-7_6.1	0,39	699	1114	1,65	126	1.227	±17	1.225	$\pm 18$	1.27	±30	4	4.75	1.5	0.08632	0.87	4.769	1.5	0.0831	1.5	2.4	2.2	0.2096	1.5	,707
204120-7_8.1	0,14	450	1398	3,21	88	1.321	$\pm 18$	1.32	±19	1.329	±25	1	4.391	1.5	0.08677	0.97	4.397	1.5	0.0856	1.3	2.683	2	0.2274	1.5	,765
204120-7_9.1	0,50	516	1117	2,24	102	1.324	±19	1.327	±20	1.292	±26	-2	4.362	1.6	0.08822	0.89	4.384	1.6	0.084	1.4	2.639	2.1	0.2279	1.6	,757

# ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ Мининско-Большевистский геологический район Мининско-Коломейцевская геологическая площадь

Таблица 2

	(*	трево	жнин	ский і	метамо	рфический	комплекс	, колл	I. M.A.I	Проск	урнин	ой и	В.Ф.Пј	роску	рнина	)	
Spot	% <sup>206</sup> Pb-	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
	c			-	-	8-	8-						-		-		
203005 11.2	0.00	478	3	0.006	19.9	$304.1 \pm 2.7$	398 ± 61	31	20.71	0.91	0.0547	2.7	0.364	2.9	0.0483	0.91	.320
203005 18.2		904	6	0.007	37.5	$304.1 \pm 2.3$	310 ± 46	2	20.7	0.78	0.0526	2	0.3501	2.2	0.04831	0.78	.359
203005 2.1	0,09	800	7	0,009	33.2	304.1 ± 2.4	309 ± 56	2	20.7	0.8	0.0525	2.5	0.35	2.6	0.04831	0.8	,310
203005 1.1re		456	2	0,005	18.9	304.3 ± 2.7	281 ± 83	-8	20.69	0.92	0.0519	3.6	0.346	3.7	0.04834	0.92	,246
203005_1.1	0,46	476	2	0,005	19.9	304.4 ± 2.9	291 ±170	-4	20.68	0.98	0.0521	7.4	0.348	7.5	0.04835	0.98	,131
203005_3.2	0,00	950	5	0,006	39.5	304.6 ± 2.3	267 ± 59	-12	20.67	0.77	0.0516	2.6	0.3441	2.7	0.04839	0.77	,291
203005_15.2		976	13	0,013	40.6	305.3 ± 2.3	416 ± 50	36	20.62	0.77	0.0551	2.2	0.3684	2.4	0.04849	0.77	,323
203005_12.2		631	4	0,007	26.2	305.4 ± 2.5	308 ± 68	1	20.62	0.84	0.0525	3	0.351	3.1	0.04851	0.84	,273
203005_10.2		645	3	0,005	26.9	$306.1 \pm 2.7$	368 ± 63	20	20.56	0.89	0.0539	2.8	0.362	2.9	0.04863	0.89	,305
203005_4.1	0,34	265	113	0,443	11.2	310 ± 3.4	382 ±100	23	20.29	1.1	0.0543	4.6	0.369	4.8	0.04927	1.1	,238
203005_14.1	0,05	903	11	0,013	38.4	311.2 ± 2.3	308 ± 47	-1	20.22	0.77	0.0525	2	0.3581	2.2	0.04945	0.77	,353
203005_12.1RE	5,39	1086	317	0,30	83.1	$520.2 \pm 4.9$	508 ±190	-2	11.87	0.97	0.0574	8.8	0.665	8.8	0.08403	0.97	,110
203005_17.1	0,11	460	261	0,59	33.5	$523.5 \pm 4.9$	544 ± 46	4	11.82	0.97	0.0584	2.1	0.681	2.3	0.08459	0.97	,416
203005_7.1	0,33	316	170	0,55	23.2	$526.9 \pm 4.9$	539 ± 76	2	11.74	0.97	0.0582	3.5	0.684	3.6	0.08517	0.97	,268
203005_15.1	0,00	307	177	0,60	22.8	$534.3 \pm 4.7$	566 ± 51	6	11.57	0.92	0.059	2.4	0.703	2.5	0.08642	0.92	,365
203005_8.1	0,36	287	238	0,86	21.8	544.3 ± 5.3	559 ± 86	3	11.35	1	0.0588	3.9	0.714	4.1	0.08809	1	,250
203005_9.1		540	329	0,63	41.2	$549.4 \pm 4.5$	595 ± 51	8	11.242	0.85	0.0598	2.3	0.733	2.5	0.08896	0.85	,341
203005_5.1		103	46	0,46	8.06	$562.7 \pm 7.8$	657 ±110	17	10.97	1.5	0.0615	5.1	0.773	5.3	0.0912	1.5	,275
203005_19.1	0,00	150	82	0,57	12.4	591.3 ± 7.5	600 ± 67	1	10.41	1.3	0.0599	3.1	0.793	3.4	0.0961	1.3	,394
203005_10.1	0,00	132	108	0,85	11.7	631.3 ± 7.6	641 ± 72	1	9.72	1.3	0.061	3.3	0.866	3.6	0.1029	1.3	,353
203005_18.1	0,09	455	503	1,14	45.1	$702.1 \pm 5.4$	673 ± 38	-4	8.69	0.81	0.062	1.8	0.983	1.9	0.11507	0.81	,417
203005_16.1		431	525	1,26	44	$724.5 \pm 5.8$	737 ± 64	2	8.409	0.84	0.0639	3	1.047	3.2	0.1189	0.84	,267
203005_3.1		138	48	0,36	23.5	1166 ±11	1181 ± 43	1	5.043	1.1	0.0794	2.2	2.17	2.4	0.1983	1.1	,446
203005_11.1	0,10	302	134	0,46	62.5	1388 ±13	1445 ± 48	4	4.161	1	0.0909	2.5	3.012	2.7	0.2403	1	,379
203005_13.1		270	151	0,58	61.2	1509 ±11	1509 ± 23	0	3.791	0.84	0.0941	1.2	3.421	1.5	0.2638	0.84	,564
203005_6.1	0,00	106	45	0,44	24.5	1528 ±16	1529 ± 34	0	3.738	1.1	0.095	1.8	3.506	2.2	0.2675	1.1	,532

Результаты U-Pb SIMS SHRIMP изотопного датирования пробы 203005 инский метаморфический комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Про .

## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP изотопного датирования пробы 13102/2

# (гранитоиды харитоновского комплекса в медвежевском метаморфическом комплексе, колл. М.А.Проскурниной и

								2111	-poor	<u>, prime</u>	.)								
						(1) <sup>206</sup> H	) <u>Pb</u>	(1 207	L) <u>Pb</u>	% Dis-	(1)		(1)		(1)		(1)		
	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	238	U	206	Pb	cor-	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	Ŭ	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> <b>Pb</b> *	Ag	e	A	ge	dant	<sup>206</sup> <b>Pb</b> *	±%	<sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
Гранит	13102	/2, магм	латиче	еские от	горочки														
12,2		2971	3	0,001	130	319.3	± 1.9	318	± 25	0	19.69	0.6	0.05274	1.1	0.3693	1.3	0.05078	0.6	,477
2,1	0,06	3395	4	0,001	148	319.4	± 2	313	± 22	-2	19.69	0.65	0.05264	0.97	0.3687	1.2	0.0508	0.65	,554
1,2		2877	4	0,002	127	322.7	± 2	321	± 26	0	19.48	0.65	0.05282	1.2	0.3739	1.3	0.05134	0.65	,489
5,2	0,23	1857	6	0,004	86.7	340.2	± 2.3	359	± 41	5	18.45	0.7	0.05371	1.8	0.4012	2	0.05418	0.7	,355
13,1	0,07	2377	9	0,004	112	343.6	± 2.4	358	± 31	4	18.27	0.72	0.05369	1.4	0.4053	1.5	0.05475	0.72	,468
3,2	0,16	2188	15	0,007	113	376.2	± 2.4	437	± 30	16	16.64	0.67	0.05562	1.4	0.4609	1.5	0.06009	0.67	,443
6,1	0,05	2085	13	0,006	108	376.6	± 2.4	415	± 25	10	16.62	0.66	0.05506	1.1	0.4567	1.3	0.06016	0.66	,506
11,2	0,03	2310	12	0,006	120	377.2	± 2.2	379	± 21	1	16.595	0.6	0.0542	0.94	0.4503	1.1	0.06026	0.6	,538
3.2R	0,19	2154	12	0,006	112	377.4	± 2.5	387	± 41	3	16.58	0.67	0.05439	1.8	0.4522	1.9	0.0603	0.67	,348
4,1		2772	24	0,009	144	378.1	± 2.4	375	± 22	-1	16.55	0.65	0.0541	0.96	0.4506	1.2	0.06041	0.65	,560
7,1	0,03	2051	9	0,005	107	378.5	± 2.4	377	± 23	0	16.54	0.66	0.05415	1	0.4514	1.2	0.06047	0.66	,534
8,2		2083	9	0,005	108	379	± 2.3	361	± 22	-5	16.52	0.63	0.05375	0.96	0.4487	1.2	0.06055	0.63	,550
Гранит	13102	/2, унас	ледова	анные я	ідра														
16,1	0,18	383	252	0,68	29.4	551.8	± 4.1	566	± 48	3	11.189	0.77	0.059	2.2	0.727	2.3	0.08937	0.77	,329
5,1	0,00	628	601	0,99	48.8	558.6	± 4	588	± 30	5	11.047	0.75	0.05957	1.4	0.744	1.6	0.09052	0.75	,476
8,1	0,00	266	212	0,82	21.1	570.1	± 5.5	605	± 46	6	10.81	1	0.06	2.1	0.766	2.3	0.09247	1	,434
11,1	0,00	35	17	0,50	2.84	579	±10	579	±110	0	10.64	1.8	0.0593	5.2	0.769	5.5	0.094	1.8	,331
15,1	0,00	100	105	1,08	9.23	654.6	± 6.9	674	± 60	3	9.36	1.1	0.062	2.8	0.914	3	0.1069	1.1	,368
10,1		165	68	0,43	15.2	660.5	± 6.3	746	± 80	13	9.271	1	0.0641	3.8	0.954	3.9	0.1079	1	,255
12,1	0,00	113	59	0,55	10.5	661.5	± 6.9	725	± 57	10	9.25	1.1	0.0635	2.7	0.946	2.9	0.1081	1.1	,376
14,1	0,00	109	97	0,92	10.4	681	± 7	699	± 57	3	8.975	1.1	0.0627	2.7	0.964	2.9	0.1114	1.1	,374
9,1	0,55	51	64	1,30	6.71	912	±13	902	±190	-1	6.58	1.5	0.0691	9.4	1.45	9.6	0.1519	1.5	,158
3,1	0,04	553	346	0,65	84	1050	± 7.2	1055	± 22	0	5.653	0.74	0.07449	1.1	1.817	1.3	0.1769	0.74	,557
1,1	0,27	92	81	0,91	22.6	1609	±16	1593	± 40	-1	3.525	1.1	0.0984	2.1	3.846	2.4	0.2836	1.1	,473

В.Ф.Проскурнина)

N	232 - 238 - 1	20601 /23811	Б	207 р. /206 р.	Б	Age	Б	E D	Age	Б	E D	D' I I	20751 /23511	Б	20651 23811		4	Б
IN 202022 NI20		0.0726	Err	0.0605	Err	451.57	22.41	AT 20	622.46	491 7	ErrDev	Discordant	0.606	Err	0.072	Err	AgeProba	22.41
203023_N39	2,00	0,0720	0,0039	0,0003	0,0138	431,37	25,41	47,29	022,40	401,/ 520.1	1223,7	38	0,000	0,078	0,075	0,004	431,37	25,41
203023_N/9	0.17	0.0834	0,0033	0,0439	0,0121	516.28	16.28	10 55	-9,29	34.1	110.4	-102	0,400	0,700	0.083	0,003	516.28	16.28
203023_N1	0.29	0,0854	0.0042	0,0571	0,0005	534.35	24.69	46.25	448 59	173.1	513.48	-4	0,050	0,030	0,085	0,003	534 35	24.69
203023_N70	1.09	0.0914	0.0024	0.0614	0.0007	563.9	14 41	22.79	653.27	22.75	74 21	16	0.774	0.041	0.091	0.002	563.9	14 41
203023_N44	0.20	0.0919	0.0030	0.0642	0.0054	566.96	17.47	32.77	747.04	168	498.96	32	0.813	0.088	0.092	0.003	566.96	17.47
203023 N77	0.49	0.0920	0.0020	0.0589	0.0013	567.49	12.06	14.86	565.09	48.01	153.96	0	0.748	0.034	0.092	0.002	567.49	12.06
203023 N22	0.54	0.0926	0.0031	0.0599	0.0013	570.91	18.44	23.22	599.15	47.05	150.94	5	0.765	0.043	0.093	0.003	570.91	18,44
 203023_N26	0,76	0,0927	0,0032	0,0608	0,0007	571,27	19,06	25,27	633,08	23,09	75,34	11	0,777	0,066	0,093	0,003	571,27	19,06
203023_N33	1,10	0,0929	0,0037	0,0591	0,0007	572,48	21,72	34	571,55	26,73	86,96	0	0,757	0,037	0,093	0,004	572,48	21,72
203023_N80	0,69	0,0931	0,0023	0,0602	0,0010	573,85	13,39	18,98	609,5	35,18	113,81	6	0,772	0,047	0,093	0,002	573,85	13,39
203023_N64	0,81	0,0932	0,0027	0,0625	0,0019	574,27	16,11	27,99	692,82	62,46	198,25	21	0,803	0,047	0,093	0,003	574,27	16,11
203023_N57	0,92	0,0934	0,0024	0,0544	0,0077	575,52	14,14	21,42	389,67	290,3	808,74	-32	0,701	0,121	0,093	0,002	575,52	14,14
203023_N5	0,61	0,0937	0,0043	0,0597	0,0040	577,28	25,38	45,81	593,16	138,4	418,64	3	0,771	0,444	0,094	0,004	577,28	25,38
203023_N74	0,40	0,0969	0,0022	0,0657	0,0011	596,26	12,93	16,5	795,79	34,24	110,78	33	0,877	0,051	0,097	0,002	596,26	12,93
203023_N53	0,26	0,0971	0,0024	0,0626	0,0032	597,16	14,34	21,15	693,18	105,3	324,9	16	0,837	0,071	0,097	0,002	597,16	14,34
203023_N3	0,11	0,0971	0,0033	0,0606	0,0007	597,57	19,6	25,39	623,59	23,73	77,38	4	0,811	0,052	0,097	0,003	597,57	19,6
203023_N56	0,59	0,0983	0,0023	0,0569	0,0011	604,62	13,51	18,07	486,84	40,7	131,18	-19	0,771	0,044	0,098	0,002	604,62	13,51
203023_N38	0,75	0,0985	0,0048	0,0543	0,0028	605,85	28,27	53,55	381,64	110,1	339,34	-37	0,737	0,348	0,099	0,005	605,85	28,27
203023_N65	0,96	0,0988	0,0032	0,0614	0,0007	607,13	18,91	35,85	653,34	23,02	75,11	8	0,836	0,060	0,099	0,003	607,13	18,91
203023_N23	0,46	0,0996	0,0042	0,0614	0,0011	612,14	24,68	41,27	652,29	39,7	128,03	7	0,843	0,059	0,100	0,004	612,14	24,68
203023_N72	0,79	0,1000	0,0024	0,0610	0,0006	614,35	13,76	18,5	637,75	22,23	72,58	4	0,840	0,037	0,100	0,002	614,35	13,76
203023_N31	0,72	0,1005	0,0067	0,0617	0,0010	617,61	39,25	89,03	664,69	33,08	107,13	8	0,856	0,096	0,101	0,007	617,61	39,25
203023_N4	0,92	0,1020	0,0046	0,0609	0,0005	626,07	26,74	47,25	635,3	18,13	59,34	1	0,856	0,071	0,102	0,005	626,07	26,74
203023_N15	0,74	0,1021	0,0041	0,0599	0,0007	626,5	23,91	37,84	599,83	26,76	87,04	-4	0,843	0,038	0,102	0,004	626,5	23,91
203023_N25	0,29	0,1021	0,0046	0,0551	0,0048	626,89	26,83	47,48	415,6	184,7	544,3	-34	0,776	0,191	0,102	0,005	626,89	26,83
203023_N62	0,57	0,1026	0,0024	0,0600	0,0016	629,88	13,74	17,78	603,62	58,01	184,74	-4	0,849	0,055	0,103	0,002	629,88	13,74
203023_N8	0,47	0,1027	0,0046	0,0743	0,0018	630,32	26,74	46,97	1048,77	49,22	157,53	66	1,052	0,110	0,103	0,005	630,32	26,74
203023_N73	0,75	0,1029	0,0027	0,0011	0,0009	621.62	20	25,91	545.54	31,19	101,15	14	0,800	0,005	0,103	0,003	621.62	20
203023_N07	0,70	0,1029	0,0034	0,0593	0,0010	632.92	13.48	16.8	578.36	15 75	51.65	-14	0,829	0,049	0,103	0,003	632.92	13.48
203023_N03	0,80	0,1032	0,0023	0,0595	0,0004	639.83	17.3	29.18	692.96	15,75	49.66	-9	0,844	0.062	0,103	0,002	639.83	17.3
203023_N78	0,40	0.1045	0.0032	0.0607	0.0003	640.75	18.56	33.29	629.28	11.91	39.17	-2	0.875	0.066	0.105	0.003	640.75	18.56
203023_11/0	0.26	0.1045	0.0046	0.0589	0.0003	640.97	26.81	46.54	563.96	9.5	31.3	-12	0.849	0.086	0.105	0.005	640.97	26.81
203023 N6	0.87	0.1051	0.0037	0.0651	0.0019	644.15	21.78	29.68	776.7	58.82	187.12	21	0.943	0.062	0.105	0.004	644.15	21.78
203023 N68	0,65	0,1056	0,0030	0,0838	0,0076	646,99	17,65	30,04	1289,07	167,1	495,1	99	1,221	0,205	0,106	0,003	646,99	17,65
 203023_N30	0,60	0,1069	0,0048	0,0596	0,0003	654,74	27,94	49,41	590,87	10,35	34,07	-10	0,879	0,102	0,107	0,005	654,74	27,94
203023_N48	1,78	0,1070	0,0026	0,0613	0,0011	655,35	15,22	21,65	648,14	37,23	120,26	-1	0,904	0,050	0,107	0,003	655,35	15,22
203023_N11	0,60	0,1074	0,0051	0,0631	0,0005	657,5	29,43	54,17	712,45	16,92	55,43	8	0,935	0,118	0,107	0,005	657,5	29,43
203023_N21	1,01	0,1077	0,0035	0,0632	0,0013	659,16	20,42	24,26	714,85	42,17	135,73	8	0,938	0,056	0,108	0,004	659,16	20,42
203023_N18	0,80	0,1081	0,0039	0,0721	0,0039	661,92	22,92	32,34	987,64	106	326,83	49	1,074	0,156	0,108	0,004	661,92	22,92
203023_N76	0,46	0,1089	0,0035	0,0635	0,0008	666,62	20,25	37,82	724,48	25,08	81,67	9	0,954	0,069	0,109	0,003	666,62	20,25
203023_N27	0,95	0,1107	0,0046	0,0616	0,0007	676,79	26,4	42,93	661,93	22,74	74,17	-2	0,941	0,064	0,111	0,005	676,79	26,4
203023_N41	0,12	0,1113	0,0025	0,0633	0,0011	680,57	14,27	17,41	718,45	37,54	121,21	6	0,972	0,089	0,111	0,002	680,57	14,27
203023_N37	0,87	0,1133	0,0047	0,0613	0,0006	692,11	27,43	45,39	651	19,84	64,85	-6	0,958	0,186	0,113	0,005	692,11	27,43
203023_N69	0,52	0,1134	0,0038	0,0762	0,0011	692,74	22,17	43,08	1099,88	28,49	92,52	59	1,192	0,212	0,113	0,004	692,74	22,17
203023_N7	1,00	0,1149	0,0046	0,0787	0,0013	701,25	26,33	41,21	1165,7	33,24	107,58	66	1,248	0,194	0,115	0,005	701,25	26,33

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 203023 (стерлеговская толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2013)

# Таблица 4

N	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Err	Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Err	ErrDev	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Err	ErrDev	Discordant	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	Err	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Err	AgeProba	Err
203023_N40	0,85	0,1160	0,0056	0,0619	0,0002	707,23	32,5	61,23	669,59	7,27	23,99	-5	0,989	0,067	0,116	0,006	707,23	32,5
203023_N54	0,69	0,1184	0,0028	0,0636	0,0014	721,13	15,91	21,19	729,42	45,26	145,36	1	1,038	0,046	0,118	0,003	721,13	15,91
203023_N14	0,24	0,1214	0,0062	0,0577	0,0021	738,75	35,53	69,3	516,79	79,14	248,59	-30	0,965	0,261	0,121	0,006	738,75	35,53
203023_N12	0,94	0,1226	0,0050	0,0705	0,0025	745,65	28,73	46,4	941,66	71,59	225,72	26	1,191	0,152	0,123	0,005	745,65	28,73
203023_N32	2,35	0,1369	0,0062	0,0758	0,0026	827,31	35,03	62,26	1090,12	67,91	214,58	32	1,431	0,175	0,137	0,006	827,31	35,03
203023_N50	0,90	0,1378	0,0043	0,0648	0,0005	832,29	24,39	44,71	767,29	16,38	53,68	-8	1,231	0,109	0,138	0,004	832,29	24,39
203023_N71	0,45	0,1501	0,0102	0,1527	0,0011	901,28	56,97	149,1	2376,19	11,9	39,1	164	3,159	0,528	0,150	0,010	901,28	56,97
203023_N58	0,87	0,1555	0,0052	0,1106	0,0058	931,72	29,13	56,39	1809,47	91,88	285,06	94	2,372	0,388	0,156	0,005	931,72	29,13
203023_N13	0,40	0,1603	0,0054	0,0780	0,0030	958,25	29,96	37,6	1146,43	74,07	233,03	20	1,723	0,131	0,160	0,005	958,25	29,96
203023_N20	0,44	0,1802	0,0099	0,0939	0,0076	1067,85	53,7	109,5	1505,84	146,1	438	41	2,332	0,437	0,180	0,010	1067,85	53,7
203023_N35	0,40	0,1866	0,0147	0,0995	0,0093	1102,74	79,3	191,3	1613,85	165,6	490,21	46	2,558	1,664	0,187	0,015	1102,74	79,3
203023_N36	0,44	0,1968	0,0064	0,0821	0,0008	1158,35	34,64	41,38	1248,92	18,6	60,84	8	2,229	0,120	0,197	0,006	1158,35	34,64
203023_N52	0,28	0,1984	0,0158	0,0939	0,0017	1166,97	84,66	229,1	1505,99	33,76	109,18	29	2,569	0,718	0,198	0,016	1166,97	84,66
203023_N24	0,36	0,2112	0,0124	0,0769	0,0026	1235,22	65,54	138,8	1117,54	65,32	206,75	-10	2,238	0,841	0,211	0,012	1235,22	65,54
203023_N47	0,04	0,2258	0,0077	0,0773	0,0010	1312,63	40,43	79	1127,77	25,75	83,78	-14	2,406	0,430	0,226	0,008	1312,63	40,43
203023_N49	0,41	0,2543	0,0100	0,0940	0,0013	1460,36	51,28	109,3	1508,41	25,41	82,68	3	3,296	0,687	0,254	0,010	1508,41	82,68
203023_N29	0,31	0,2596	0,0083	0,0935	0,0004	1487,68	42,52	48,99	1498,78	8,84	29,13	1	3,348	0,176	0,260	0,008	1498,78	29,13
203023_N46	0,35	0,2611	0,0059	0,0939	0,0003	1495,34	29,84	37,26	1506,8	5,99	19,77	1	3,381	0,107	0,261	0,006	1506,8	19,77
203023_N73	0,40	0,2834	0,0068	0,0965	0,0003	1608,54	34	46,95	1557,07	5,47	18,07	-3	3,770	0,216	0,283	0,007	1557,07	18,07
203023_N61	0,64	0,2923	0,0150	0,1110	0,0022	1652,77	74,26	177,7	1815,84	35,18	113,59	10	4,473	0,986	0,292	0,015	1815,84	113,59
203023_N2	0,48	0,3100	0,0140	0,0988	0,0002	1740,93	68,73	122	1602,1	4,4	14,54	-8	4,225	0,341	0,310	0,014	1602,1	14,54
203023_N55	0,48	0,3134	0,0207	0,1239	0,0042	1757,39	100,6	259,8	2013,78	58,66	186,16	15	5,356	1,745	0,313	0,021	2013,78	186,16
203023_N60	0,26	0,3138	0,0091	0,1073	0,0004	1759,52	44,33	75,74	1754,29	6,12	20,2	0	4,644	0,305	0,314	0,009	1754,29	20,2
203023_N42	0,36	0,3181	0,0100	0,0981	0,0002	1780,33	48,92	90,17	1588,74	3,72	12,3	-11	4,303	0,321	0,318	0,010	1588,74	12,3
203023_N10	0,31	0,3330	0,0107	0,1158	0,0006	1853,1	51,31	58,66	1891,99	9,6	31,62	2	5,316	0,261	0,333	0,011	1891,99	31,62
203023_N66	0,40	0,3349	0,0077	0,1146	0,0003	1862,18	37,2	48,61	1873,67	4	13,22	1	5,292	0,222	0,335	0,008	1873,67	13,22
203023_N34	0,45	0,3678	0,0172	0,1110	0,0006	2019,01	80,62	146,9	1815,04	10,45	34,4	-10	5,626	0,773	0,368	0,017	1815,04	34,4
203023_N19	0,59	0,3700	0,0154	0,1208	0,0004	2029,56	72,09	118,3	1967,44	6,29	20,74	-3	6,161	0,278	0,370	0,015	1967,44	20,74
203023_N17	0,77	0,3756	0,0180	0,1458	0,0038	2055,8	83,71	155,2	2296,82	44,47	142,54	12	7,549	1,563	0,376	0,018	2296,82	142,54
203023_N43	0,42	0,3927	0,0094	0,1278	0,0002	2135,44	43,41	59,95	2068,54	2,75	9,1	-3	6,923	0,332	0,393	0,009	2068,54	9,1
203023_N59	0,64	0,5615	0,0207	0,2015	0,0017	2872,98	84,91	173,7	2838,13	13,99	45,89	-1	15,599	1,239	0,562	0,021	2838,13	45,89
203023_N45	0,38	0,5890	0,0154	0,1980	0,0003	2985,49	62,18	95,78	2809,63	2,33	7,71	-6	16,079	1,219	0,589	0,015	2809,63	7,71
## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования пробы 204122/7

## (пластовая толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014)

	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	$\frac{(1)}{206}$	) <u>'b</u> U	$(1)^{207}$ $\frac{207}{P}^{206}$	) <u>'b</u> 'b	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb*		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb*		err
Spot	$^{206}Pb_{c}$	Û	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Ag	e	Ag	e	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204	122/7																		
6,1	0,00	440	162	0,38	125	1842.2	± 8.7	1879	±12	2	3.023	0.54	0.11497	0.64	5.244	0.84	0.3308	0.54	,646
10,2	0,00	738	82	0,11	214	1872	±14	1890	±13	1	2.967	0.86	0.11564	0.75	5.374	1.1	0.337	0.86	,753
9,1	0,00	722	41	0,06	214	1909	±10	1902	±11	0	2.901	0.62	0.11641	0.6	5.532	0.86	0.3447	0.62	,723
8,1	0,02	390	31	0,08	125	2038	±10	2152	±11	6	2.689	0.57	0.13404	0.6	6.873	0.83	0.3719	0.57	,689
7,1	0,10	388	169	0,45	127	2077	±11	2209	±11	6	2.63	0.59	0.1385	0.65	7.259	0.88	0.3801	0.59	,674
3,1	0,17	513	274	0,55	183	2232.3	± 9.8	2364.4	$\pm 8.8$	6	2.416	0.52	0.15163	0.51	8.651	0.73	0.4138	0.52	,709
5,2	0,00	380	62	0,17	141	2312	±28	2431	±22	5	2.318	1.4	0.1576	1.3	9.38	1.9	0.4314	1.4	,734
13,1	0,04	650	100	0,16	248	2365	±12	2469.7	$\pm 8.6$	4	2.256	0.62	0.16133	0.51	9.861	0.8	0.4433	0.62	,773
14,1	0,02	281	191	0,70	115	2518	±13	2579	±20	2	2.092	0.61	0.1722	1.2	11.35	1.3	0.478	0.61	,456
2,1	0,02	243	242	1,03	101	2545	±15	2589.2	± 9.7	2	2.066	0.71	0.1732	0.58	11.56	0.91	0.4841	0.71	,773
10,1	0,00	477	648	1,40	207	2631	±12	2679.1	± 7	2	1.984	0.55	0.18287	0.42	12.708	0.69	0.504	0.55	,793
5,1	0,00	404	512	1,31	180	2698	±12	2685.2	± 7.2	0	1.924	0.55	0.18355	0.43	13.153	0.7	0.5197	0.55	,784
16,1	0,00	622	925	1,53	279	2702	±13	2695.5	± 5.8	0	1.92	0.59	0.18469	0.35	13.262	0.69	0.5208	0.59	,860
15,1	0,00	570	163	0,30	253	2684	±15	2697	±15	0	1.936	0.7	0.1848	0.92	13.16	1.2	0.5165	0.7	,604
11,1	0,00	1092	1910	1,81	490	2707	±10	2697.1	± 7.8	0	1.9164	0.47	0.18488	0.47	13.301	0.67	0.5218	0.47	,706
4,2	0,00	580	46	0,08	260	2709	±20	2697.8	± 9.7	0	1.915	0.9	0.1849	0.59	13.32	1.1	0.5222	0.9	,837
12,1	0,02	469	194	0,43	204	2644	±12	2700.8	± 7.3	2	1.972	0.57	0.18529	0.44	12.952	0.72	0.507	0.57	,789
4,1	0,26	183	167	0,95	80.7	2664	±15	2704	±14	2	1.952	0.7	0.1857	0.85	13.1	1.1	0.5117	0.7	,633
1,1	0,02	337	158	0,49	151	2706	±12	2705.8	± 7.4	0	1.917	0.56	0.18586	0.45	13.369	0.72	0.5217	0.56	,781
12,2	0,00	1103	1673	1,57	494	2703	±10	2714	±11	0	1.9201	0.46	0.1868	0.66	13.41	0.81	0.5208	0.46	,572

				232		(1 206	.) <u>Pb</u>	207	1) <u>'Pb</u>	% Dis-	(1)		(1)		(1)		(1)		
_	%	ppm	ppm	232 <u>Th</u>	ppm	238	'U	206	Pb	cor-	200U		207 Pb		207 Pb		200 Pb		err
Spot	<sup>200</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	238U	<sup>200</sup> Pb*	Ag	ge	A	ge	dant	<sup>200</sup> Pb	±%	<sup>200</sup> Pb	±%	233U	±%	23°U	±%	corr
204132	/2																		
1,1	0,38	116	68	0,61	11.8	720.2	± 8	838	± 82	16	8.457	1.2	0.067	3.9	1.092	4.1	0.1182	1.2	,286
1,1	0,26	105	62	0,61	10.6	714.2	± 8.2	759	± 74	6	8.53	1.2	0.0645	3.5	1.043	3.7	0.1172	1.2	,326
2,1	0,15	205	156	0,78	21.3	732.5	± 7.5	723	± 50	-1	8.309	1.1	0.0634	2.4	1.052	2.6	0.1203	1.1	,419
3,1	0,48	254	185	0,75	26.3	730.7	± 5.6	650	± 61	-11	8.329	0.81	0.0613	2.9	1.015	3	0.12002	0.81	,273
4,1	0,19	150	74	0,51	15.4	726.1	± 7.4	754	± 59	4	8.386	1.1	0.0644	2.8	1.059	3	0.1192	1.1	,359
5,1	0,70	134	92	0,71	13.9	731.5	± 7.2	726	± 96	-1	8.318	1	0.0635	4.5	1.052	4.6	0.1202	1	,225
6,1	0,09	497	503	1,05	51.5	733.3	± 5.9	751	± 30	2	8.301	0.86	0.06427	1.4	1.068	1.6	0.1205	0.86	,522
7,1	0,34	80	42	0,54	8.25	727	± 9.6	788	± 87	8	8.37	1.4	0.0654	4.1	1.077	4.4	0.1194	1.4	,320
8,1		235	180	0,79	24.2	731.9	± 6.4	785	± 58	7	8.318	0.93	0.0653	2.8	1.083	2.9	0.1202	0.93	,319
9,1	0,67	260	209	0,83	27	732.3	± 6.5	670	± 90	-9	8.309	0.94	0.0619	4.2	1.026	4.3	0.1203	0.94	,220
10,1	1,39	95	52	0,56	9.87	728	±10	568	±210	-22	8.35	1.5	0.059	9.6	0.973	9.7	0.1196	1.5	,152
11,1	0,90	138	89	0,67	14.3	728.2	± 8.3	705	±130	-3	8.36	1.2	0.0629	6	1.037	6.1	0.1196	1.2	,197
12,1	0,62	98	36	0,38	9.93	716	±11	765	±160	7	8.5	1.6	0.0647	7.4	1.049	7.5	0.1176	1.6	,208
13,1	1,07	83	41	0,51	8.67	733	±11	646	±220	-12	8.3	1.5	0.0612	10	1.02	10	0.1204	1.5	,148
14,1	1,26	312	213	0,71	32.5	729.3	± 6.4	550	±110	-25	8.342	0.93	0.0586	5.2	0.967	5.3	0.1198	0.93	,174
15,1	0,00	93	53	0,58	9.61	729.2	± 9.1	762	± 62	5	8.35	1.3	0.0646	2.9	1.067	3.2	0.1198	1.3	,407
16,1	0,21	137	84	0,63	14	723.2	± 7.7	821	± 63	14	8.422	1.1	0.0665	3	1.088	3.2	0.1187	1.1	,353
17,1	0,00	180	168	0,97	18.3	720	± 6.9	827	± 46	15	8.462	1	0.0666	2.2	1.086	2.4	0.1182	1	,419
Errors	are 1-si	gma; Pb <sub>c</sub>	and $Pb^{*}$	indicate	the comr	non and	radioge	nic portic	ons, res	pectively.									
Error i	n Standa	ard calib	ration wa	as 0.62%	( not incl	uded in	above en	rrors but	require	d when co	mparing	data fro	m differe	nt moun	ts).				
(1) Cor	nmon Pb	correcte	d using	measure	d <sup>204</sup> Pb.						- 0								

## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования пробы 204132/2

(пластовая толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014)

Таблица 7	
Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 204152/3	
(геологическая толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 201	4)

Ν	232Th/23 8U	206Pb/23 8U	Err	207Pb/206P b	Err	Age206Pb /238U	Err	Age207Pb /206Pb	Err	Discordan	207Pb/23 5U	Err	206Pb/23 8U	Err	Age PD	Err
204152- 3_N61	0,95	0,043	0,001	0,05161	0,00056	270	8	268	81	-1	0,304	0,016	0,0428	0,0010	270	8

204152- 3_N15	0,62	0,120	0,003	0,06469	0,00050	731	25	764	53	5	1,071	0,054	0,1201	0,0030	731	25
204152- 3_N20	1,25	0,130	0,003	0,06805	0,00101	788	23	870	98	10	1,220	0,054	0,1300	0,0031	788	23
204152- 3 N63	0,61	0,133	0,004	0,06619	0,00046	804	35	812	47	1	1,213	0,064	0,1329	0,0037	804	35
204152- 3_N73	0,89	0,134	0,008	0,04451	0,00947	809	113	-82	<del>1176</del>	-110	<del>0,821</del>	<del>10,652</del>	<del>0,1337</del>	<del>0,0079</del>	809	113
204152- 3_N79	0,48	0,135	0,003	0,06766	0,00012	819	28	858	12	5	1,263	0,062	0,1354	0,0034	819	28
204152- 3_N36	0,63	0,136	0,003	0,06683	0,00012	824	24	832	12	1	1,256	0,054	0,1363	0,0032	824	24
204152- 3_N47	0,48	0,137	0,003	0,06684	0,00049	825	25	833	50	1	1,258	0,063	0,1365	0,0032	825	25
204152- 3_N40	1,09	0,138	0,005	0,06375	0,00461	835	49	733	440	-12	1,216	0,075	0,1383	0,0046	835	49
204152- 3_N56	0,61	0,141	0,004	0,06759	0,00025	850	43	856	26	1	1,313	0,077	0,1409	0,0043	850	43
204152- 3_N43	0,42	0,142	0,004	0,06735	0,00010	857	41	849	11	-1	1,320	0,084	0,1421	0,0042	857	41
204152- 3_N52	0,98	0,142	0,005	0,06614	0,00012	858	53	811	13	-6	1,299	0,088	0,1424	0,0049	858	53
204152- 3_N19	1,36	0,143	0,003	0,06941	0,00033	862	25	911	32	6	1,370	0,053	0,1431	0,0034	862	25
204152- 3_N81	0,41	0,144	0,004	0,06806	0,00014	869	31	870	14	0	1,354	0,077	0,1442	0,0037	869	31
204152- 3_N66	1,21	0,145	0,003	0,06989	0,00011	870	28	925	11	6	1,393	0,065	0,1445	0,0035	870	28
204152- 3_N77	0,56	0,145	0,005	0,06752	0,00024	871	47	854	24	-2	1,347	0,120	0,1447	0,0045	871	47
204152- 3_N80	0,40	0,146	0,004	0,06882	0,00180	878	37	893	169	2	1,384	0,109	0,1458	0,0040	878	37
204152- 3_N75	0,63	0,147	0,005	0,06845	0,00011	883	52	882	11	0	1,385	0,099	0,1467	0,0048	883	52
204152- 3_N46	0,61	0,147	0,004	0,06792	0,00012	887	41	866	12	-2	1,381	0,080	0,1475	0,0042	887	41
204152- 3_N29	0,74	0,148	0,003	0,07087	0,00060	889	25	954	56	7	1,444	0,053	0,1478	0,0034	889	25
204152- 3_N59	1,01	0,149	0,004	0,06945	0,00027	893	30	912	26	2	1,422	0,053	0,1485	0,0037	893	30
204152- 3_N70	0,52	0,149	0,004	0,07000	0,00014	895	42	928	14	4	1,438	0,080	0,1490	0,0044	895	42
204152- 3_N48	0,61	0,149	0,004	0,07071	0,00022	898	28	949	21	6	1,457	0,059	0,1494	0,0036	898	28

204152-3_N4	0,70	0,150	0,004	0,06897	0,00025	899	36	898	25	0	1,424	0,066	0,1497	0,0041	899	36
204152- 3_N51	1,38	0,150	0,004	0,06935	0,00021	900	34	909	21	1	1,433	0,046	0,1499	0,0039	900	34
204152- 3_N83	0,48	0,150	0,004	0,06975	0,00012	904	43	921	12	2	1,447	0,075	0,1505	0,0044	904	43
204152- 3_N78	1,21	0,152	0,004	0,06692	0,00316	910	30	835	297	-8	1,399	0,160	0,1517	0,0037	910	30
204152- 3_N24	0,92	0,152	0,005	0,06955	0,00007	913	48	915	7	0	1,459	0,083	0,1521	0,0047	913	48
204152- 3_N49	1,84	0,152	0,005	0,06797	0,00023	914	61	868	23	-5	1,427	0,117	0,1523	0,0054	914	61
204152- 3_N38	1,35	0,153	0,005	0,07062	0,00065	919	48	947	61	3	1,492	0,098	0,1532	0,0048	919	48
204152- 3_N33	1,23	0,154	0,008	0,06569	0,00067	926	98	797	70	-14	1,399	0,403	0,1544	0,0075	926	98
204152- 3_N18	0,82	0,155	0,005	0,06992	0,00035	926	45	926	34	0	1,490	0,091	0,1546	0,0046	926	45
204152- 3_N22	1,08	0,156	0,006	0,06482	0,00158	933	62	768	161	-18	1,392	0,191	0,1557	0,0056	933	62
204152- 3 N13	1,13	0,157	0,005	0,06976	0,00018	942	57	921	18	-2	1,513	0,078	0,1573	0,0053	942	57
204152-3_N1	0,71	0,160	0,004	0,06929	0,00060	958	41	907	58	-5	1,530	0,091	0,1602	0,0045	958	41
204152-3_N9	0,59	0,161	0,006	0,06620	0,00076	962	77	813	78	-16	1,470	0,306	0,1610	0,0065	962	77
204152- 3_N14	1,11	0,162	0,006	0,07238	0,00059	970	69	997	54	3	1,621	0,119	0,1625	0,0060	997	54
204152- 3_N74	0,54	0,168	0,006	0,06477	0,00190	1000	63	767	192	-23	1,499	0,311	0,1678	0,0058	1000	63
204152- 3_N17	0,25	0,168	0,007	0,07041	0,00013	1004	90	940	13	-6	1,636	0,151	0,1685	0,0073	940	13
204152- 3_N69	0,46	0,169	0,007	0,06820	0,00062	1008	84	875	62	-13	1,591	0,321	0,1692	0,0070	875	62
204152-3_N2	0,64	0,172	0,007	0,06986	0,00007	1021	82	924	6	-9	1,654	0,089	0,1717	0,0069	924	6
204152- 3_N27	0,69	0,172	0,008	0,06907	0,00004	1023	102	901	4	-12	1,637	0,185	0,1719	0,0080	901	7
204152- 3_N72	0,81	0,174	0,007	0,06638	0,00127	1034	78	818	127	-21	1,592	0,303	0,1740	0,0067	1034	78
204152- 3_N57	0,81	0,174	0,006	0,06638	0,00147	1036	63	818	147	-21	1,596	0,338	0,1744	0,0059	1036	63
204152- 3_N26	0,63	0,187	0,006	0,07577	0,00020	1104	66	1089	18	-1	1,952	0,144	0,1868	0,0063	1089	18
204152- 3_N54	0,82	0,189	0,008	0,07053	0,00007	1117	95	944	6	-16	1,840	0,248	0,1892	0,0080	944	6

204152- 3_N23	1,04	0,238	0,015	0,09920	0,00098	1377	194	1609	60	17	3,258	0,807	0,2382	0,0147	1609	60
204152- 3 N10	0,30	0,245	0,009	0,07940	0,00039	1412	103	1182	32	-16	2,681	0,356	0,2449	0,0095	1182	32
204152- 3 N31	0,21	0,314	0,024	0,11697	0,00092	1761	318	1910	46	8	5,066	1,411	0,3141	0,0244	1910	48
204152- 3_N62	0,45	0,316	0,014	0,11267	0,00094	1771	159	1843	49	4	4,913	1,243	0,3162	0,0143	1843	51
204152- 3_N55	2,34	0,318	0,007	0,11289	0,00013	1782	43	1847	7	4	4,955	0,868	0,3183	0,0071	1847	9
204152- 3_N82	0,54	0,326	0,010	0,10735	0,00078	1819	91	1755	43	-4	4,825	0,367	0,3260	0,0102	1755	45
204152- 3_N12	0,85	0,326	0,008	0,11382	0,00011	1820	57	1861	6	2	5,120	0,232	0,3262	0,0081	1861	8
204152-3_N8	0,41	0,327	0,011	0,10858	0,00010	1823	95	1776	5	-3	4,893	0,271	0,3269	0,0105	1776	7
204152- 3_N37	0,57	0,329	0,011	0,10967	0,00026	1832	102	1794	15	-2	4,970	0,384	0,3287	0,0110	1794	16
204152- 3_N45	1,99	0,332	0,008	0,11710	0,00031	1847	49	1912	16	4	5,358	0,182	0,3318	0,0077	1912	18
204152- 3_N60	0,56	0,339	0,008	0,11927	0,00022	1879	47	1945	11	4	5,566	0,220	0,3385	0,0077	1945	13
204152-3_N6	0,43	0,346	0,008	0,11948	0,00007	1916	55	1949	3	2	5,701	0,241	0,3460	0,0083	1949	5
204152- 3_N50	0,51	0,346	0,008	0,12102	0,00034	1917	53	1971	17	3	5,780	0,239	0,3464	0,0082	1971	19
204152- 3_N41	0,48	0,352	0,010	0,11980	0,00011	1946	76	1953	6	0	5,822	0,209	0,3524	0,0097	1953	8
204152- 3_N68	0,44	0,356	0,014	0,11270	0,00011	1962	140	1843	6	-6	5,527	0,426	0,3557	0,0140	1843	8
204152- 3_N30	0,39	0,356	0,009	0,12505	0,00009	1962	63	2029	4	3	6,134	0,289	0,3558	0,0090	2029	6
204152- 3_N35	0,41	0,359	0,010	0,12227	0,00053	1978	70	1990	25	1	6,053	0,264	0,3590	0,0095	1990	27
204152- 3_N34	0,71	0,366	0,009	0,12606	0,00022	2012	60	2044	10	2	6,368	0,273	0,3664	0,0090	2044	12
204152- 3_N39	0,70	0,370	0,010	0,12283	0,00005	2028	75	1998	2	-1	6,260	0,323	0,3696	0,0100	1998	4
204152-3_N3	0,72	0,371	0,009	0,12458	0,00017	2035	66	2023	8	-1	6,377	0,282	0,3713	0,0094	2023	10
204152- 3_N67	1,14	0,379	0,011	0,13221	0,00027	2072	80	2128	12	3	6,911	0,306	0,3791	0,0105	2128	14
204152- 3_N71	0,44	0,381	0,009	0,12989	0,00015	2083	58	2096	7	1	6,830	0,406	0,3814	0,0091	2096	9
204152-	0,60	0,396	0,014	0,12325	0,00009	2152	131	2004	4	-7	6,734	0,727	0,3963	0,0142	2004	6

3_N28																
204152-3_N5	0,51	0,414	0,012	0,13631	0,00007	2234	94	2181	3	-2	7,783	0,547	0,4141	0,0120	2181	5
204152- 3_N58	0,21	0,422	0,017	0,11908	0,00072	2267	165	1942	35	-14	6,921	0,969	0,4215	0,0170	1942	37
204152- 3_N65	0,41	0,429	0,019	0,12623	0,00016	2301	197	2046	8	-11	7,467	1,073	0,4290	0,0193	2046	10
204152- 3_N64	2,28	0,435	0,024	0,15705	0,00134	2327	261	2424	47	4	9,411	2,357	0,4346	0,0240	2424	49
204152-3_N7	0,60	0,439	0,013	0,12715	0,00044	2347	106	2059	20	-12	7,699	1,001	0,4392	0,0133	2059	22
204152- 3_N21	0,77	0,454	0,021	0,14709	0,00038	2412	219	2312	15	-4	9,202	1,383	0,4538	0,0215	2312	17
204152- 3_N32	1,52	0,477	0,013	0,16159	0,00005	2514	88	2472	2	-2	10,625	0,608	0,4769	0,0128	2472	4
204152- 3_N76	0,83	0,482	0,020	0,15071	0,00070	2537	189	2354	26	-7	10,021	1,148	0,4823	0,0201	2354	28
204152- 3_N44	0,19	0,486	0,014	0,17513	0,00044	2551	103	2607	14	2	11,725	0,719	0,4856	0,0140	2607	17
204152- 3_N16	0,59	0,498	0,015	0,17443	0,00016	2605	112	2601	5	0	11,976	0,736	0,4980	0,0149	2601	8
204152- 3_N11	0,84	0,509	0,027	0,19064	0,00052	2652	270	2748	15	4	13,379	1,268	0,5090	0,0266	2748	18
204152- 3_N53	0,64	0,512	0,013	0,18591	0,00009	2666	81	2706	3	2	13,127	0,461	0,5121	0,0129	2706	5
204152- 3_N25	0,67	0,560	0,019	0,18860	0,00004	2869	148	2730	1	-5	14,575	1,375	0,5605	0,0188	2730	4
204152- 3_N42	0,63	0,581	0,014	0,22027	0,00007	2952	86	2983	2	1	17,639	0,559	0,5808	0,0145	2983	5

Таблица 8 Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования пробы 204014/9 (угрюминская толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014)

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	( 200 / <sup>22</sup> A	1) <sup>5</sup> Pb <sup>38</sup> U .ge	20 / <sup>20</sup> A	1) 7Pb 6Pb .ge	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U	±%	err corr
204014-9.1.1	0,00	254	303	1,23	24,2	677	±7.0	741	±51	9	9.033	1,1	0,0640	2,4	0.977	2,6	0.1107	1,1	,413
204014-9.2.1	0,90	120	259	2,23	11,5	675	±9.3	905	±150	34	9,060	1,5	0.0692	7,1	1.053	7,2	0.1104	1,5	,202
204014-9.3.1	0,11	375	368	1,01	36,2	685	$\pm 6.0$	629	±40	-8	8.917	0,9	0.0607	1,9	0.939	2,1	0.1121	0,9	,441
204014-9.4.1	0,10	346	282	0,84	34,0	697	±6.2	668	±39	-4	8.759	0,9	0.0618	1,8	0.973	2,1	0.1142	0,9	,452
204014-9.5.1	0,27	261	324	1,28	24,8	675	±7.5	627	±63	-7	9,060	1,2	0.0606	2,9	0.923	3,2	0.1103	1,2	,373
204014-9.5.2	0,00	143	129	0,94	13,2	661	±7.6	654	$\pm 58$	-1	9,260	1,2	0.0614	2,7	0.914	3,0	0,1080	1,2	,411
204014-9.6.1	0,00	295	315	1,10	28,0	675	±6.3	698	±39	3	9.066	1,0	0.0627	1,8	0.953	2,1	0.1103	1,0	,476
204014-9.7.1	0,00	190	218	1,18	17,6	660	±7.0	712	±55	8	9,280	1,1	0.0631	2,6	0.938	2,8	0.1078	1,1	,400
204014-9.8.1	1,22	75	113	1,55	7,4	692	±11	631	±220	-9	8,810	1,7	0.0608	10	0,950	10,0	0.1134	1,7	,162
204014-9.9.1	3,76	457	508	1,15	46,5	693	±7.1	870	±330	26	8,790	1,1	0,0680	16	1,060	16,0	0.1135	1,1	,068

Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования пробы 204112 (угрюминская толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014)

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	( 200 / <sup>23</sup> A	1) <sup>5</sup> Pb <sup>38</sup> U ge	() 206 / <sup>23</sup> A	2) Pb <sup>8</sup> U ge	( 207 / <sup>20</sup> / A	1) 'Pb <sup>6</sup> Pb ge	% Dis- cor- dant	Total <sup>238</sup> U / <sup>206</sup> Pb	±%	Total <sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb	±%	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb* / <sup>238</sup> U	±%	err corr
204112_1.1	0,67	145	193	1,37	13.2	647	±11	648	±11	575	±120	-11	9.41	1.7	0.0647	2.8	9.48	1.8	0.0592	5.6	0.861	5.9	0.1055	1.8	,298
204112_2.1	0,00	289	453	1,62	27.3	672	±10	672	±10	666	±41	-1	9.11	1.6	0.0618	1.9	9.11	1.6	0.0618	1.9	0.935	2.5	0.1098	1.6	,633
204112_3.1	0,91	71	62	0,90	6.45	646	±12	646	±12	619	±130	-4	9.4	1.9	0.0679	3.8	9.49	2	0.0604	6.2	0.878	6.5	0.1053	2	,306
204112_4.1	0,19	113	107	0,98	10.7	675	±11	677	±12	586	$\pm 85$	-13	9.04	1.8	0.0611	3.5	9.06	1.8	0.0595	3.9	0.906	4.3	0.1104	1.8	,415
204112_5.1	0,00	98	98	1,03	9.06	657	±11	656	±12	699	± 72	6	9.32	1.8	0.0627	3.4	9.32	1.8	0.0627	3.4	0.928	3.8	0.1073	1.8	,478
204112_6.1	0,00	47	37	0,80	4.55	684	±13	684	±13	686	$\pm 95$	0	8.93	1.9	0.0623	4.4	8.93	1.9	0.0623	4.4	0.963	4.9	0.112	1.9	,400
204112_7.1	0,00	72	58	0,83	6.57	649	±11	650	±11	646	$\pm 60$	-1	9.43	1.8	0.0612	2.8	9.43	1.8	0.0612	2.8	0.894	3.3	0.106	1.8	,541
204112_8.1	0,00	57	46	0,83	5.41	675	±12	675	±12	646	± 67	-4	9.07	1.9	0.0612	3.1	9.07	1.9	0.0612	3.1	0.931	3.6	0.1103	1.9	,513
204112_9.1	0,33	74	75	1,05	7.03	673	±13	672	±14	695	$\pm 87$	3	9.06	2.1	0.0653	3.1	9.09	2.1	0.0626	4.1	0.95	4.6	0.11	2.1	,450
204112_10.1	0,89	50	36	0,75	4.56	645	±13	646	±13	622	±180	-4	9.41	2	0.0678	3.7	9.49	2.1	0.0605	8.2	0.879	8.5	0.1053	2.1	,248

Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования пробы 204036 (правомамонтовская толща, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014)

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1 <sup>206</sup> H 238 Ag	) <u>Pb</u> U ge	20 20 20 A	(1) <sup>7</sup> <u>Pb</u> <sup>6</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>200</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb* <sup>206</sup> Pb*	±%	$\frac{(1)}{207}$ Pb <sup>*</sup> / <sub>235</sub> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U	±%	err corr
204036																			
4,1	0,55	456	317	0,72	39.8	620.9	± 4.2	464	$\pm 84$	-25	9.887	0.72	0.0563	3.8	0.785	3.9	0.10112	0.72	,185
31,1	0,26	707	459	0,67	61.8	622.9	$\pm 3.8$	545	± 49	-12	9.855	0.65	0.0584	2.2	0.817	2.3	0.10146	0.65	,277
14,1	0,23	667	610	0,94	58.3	623.9	$\pm 3.8$	664	$\pm 42$	6	9.839	0.64	0.0617	2	0.865	2.1	0.10163	0.64	,309
9,1	0,24	514	371	0,74	45.4	629.2	$\pm 4.6$	668	± 48	6	9.752	0.76	0.0618	2.3	0.874	2.4	0.10253	0.76	,318
1,1	0,00	626	439	0,72	55.2	629.7	± 4.1	629	± 99	0	9.745	0.68	0.0607	4.6	0.859	4.6	0.10261	0.68	,146
6,1	0,00	102	62	0,63	9.1	638.6	± 7.1	696	± 78	9	9.6	1.2	0.0626	3.7	0.899	3.9	0.1041	1.2	,304
35,1	0,55	158	104	0,68	14.3	638.9	± 6.3	542	±120	-15	9.6	1	0.0583	5.6	0.838	5.7	0.1042	1	,183
19,1	0,63	369	539	1,51	33.3	639.2	± 4.7	572	± 96	-11	9.59	0.77	0.0591	4.4	0.85	4.5	0.10424	0.77	,172
30,1	0,23	338	464	1,42	30.5	641	± 4.6	638	± 59	0	9.563	0.76	0.061	2.7	0.879	2.8	0.10455	0.76	,268
26,1	0,21	201	125	0,64	18.1	641.7	± 5.4	518	±130	-19	9.553	0.89	0.0577	5.7	0.833	5.8	0.10467	0.89	,154
34,1	0,00	136	107	0,81	12.3	644.2	± 6.4	803	± 67	25	9.516	1	0.0659	3.2	0.955	3.3	0.1051	1	,313
13,1	0,49	304	299	1,02	27.6	644.9	± 5	491	±110	-24	9.501	0.82	0.057	4.9	0.827	5	0.10522	0.82	,164
28,1	0,45	150	121	0,83	13.7	645.9	± 7.2	702	± 98	9	9.49	1.2	0.0628	4.6	0.913	4.8	0.1054	1.2	,245
3,1	0,00	130	97	0,77	11.8	647.6	± 6.4	745	± 67	15	9.463	1	0.0641	3.2	0.934	3.4	0.1057	1	,307
33,1	0,11	411	309	0,78	37.6	651.5	± 5.2	637	± 45	-2	9.402	0.83	0.0609	2.1	0.894	2.2	0.10635	0.83	,373
18,1	0,47	575	988	1,77	53	654.3	± 4.7	539	± 66	-18	9.359	0.75	0.0583	3	0.858	3.1	0.10682	0.75	,243
36,1	0,23	188	210	1,16	17.3	654.4	$\pm 7.5$	618	$\pm78$	-6	9.36	1.2	0.0604	3.6	0.89	3.8	0.1068	1.2	,315
11,1	0,63	365	354	1,00	33.8	656.7	$\pm 4.8$	558	$\pm 98$	-15	9.321	0.77	0.0588	4.5	0.869	4.5	0.10724	0.77	,169
39,1	0,30	199	197	1,02	18.4	656.7	± 6.4	598	± 87	-9	9.324	1	0.0598	4	0.885	4.2	0.1072	1	,247
22,1	0,35	113	74	0,67	10.5	657.4	± 8	658	±96	0	9.31	1.3	0.0615	4.5	0.911	4.6	0.1074	1.3	,274
24,1	0,00	65	40	0,63	6.05	663	±11	827	±96	25	9.24	1.8	0.0667	4.6	0.995	5	0.1083	1.8	,364
20,1	0,00	150	139	0,95	14	663.1	± 6	782	± 60	18	9.231	0.96	0.0652	2.9	0.975	3	0.1083	0.96	,318
27,1	0,22	178	181	1,05	16.9	673.9	± 5.9	631	± 70	-6	9.074	0.92	0.0608	3.3	0.923	3.4	0.1102	0.92	,271

7,1	0,24	66	78	1,22	6.29	677.5	± 8.7	663	±120	-2	9.02	1.4	0.0617	5.5	0.942	5.7	0.1108	1.4	,240
2,1	0,28	543	554	1,06	51.9	677.8	± 4.2	550	±140	-19	9.017	0.66	0.0585	6.5	0.895	6.5	0.11088	0.66	,100
5,1	0,00	60	34	0,59	5.7	678.5	± 9	867	± 79	28	9.01	1.4	0.068	3.8	1.04	4.1	0.111	1.4	,343
8,1	0,29	171	137	0,83	16.6	686.1	± 6	769	± 72	12	8.903	0.91	0.0648	3.4	1.004	3.5	0.1123	0.91	,260
12,1	0,20	188	164	0,90	18.3	692	± 5.8	725	± 63	5	8.824	0.88	0.0635	3	0.992	3.1	0.11332	0.88	,285
32,1	3,11	139	86	0,64	14.7	728	± 9.6	957	±230	31	8.35	1.4	0.071	11	1.17	11	0.1196	1.4	,124
29,1	0,98	32	14	0,44	3.93	861	±15	888	±190	3	6.99	1.9	0.0686	9	1.35	9.2	0.1429	1.9	,205

Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

Таблица 11

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 204032

Nº⊓/⊓	SPL	232Th/ 238U	206Pb/2 38U	Err	207Pb/2 06Pb	Err	Age206P b/238U	Err	ErrDev	Age207P b/206Pb	Err	ErrDev	Disco rdan	207Pb/ 235U	Err	206Pb/ 238U	Err
1	204032_N1	0,56	0,25435	0,01062	0,08792	0,00128	1460,85	54,34	89,51	1380,82	27,64	89,8	-5	3,083	0,221	0,254	0,011
2	204032_N2	1,00	0,16464	0,01182	0,08292	0,00352	982,5	65,09	151,86	1267,34	80,62	252,44	29	1,882	0,173	0,165	0,012
3	204032_N3	1,09	0,16651	0,00645	0,06972	0,00017	992,84	35,53	54	920,04	5,09	16,83	-7	1,601	0,138	0,167	0,006
4	204032_N4	0,42	0,39005	0,01574	0,12154	0,00011	2123,08	72,58	115,33	1979,02	1,54	5,1	-7	6,537	0,860	0,390	0,016
5	204032_N6	0,82	0,22261	0,00876	0,08169	0,00038	1295,66	46,03	71,23	1238,01	9,07	29,88	-4	2,507	0,152	0,223	0,009
6	204032_N7	0,59	0,37242	0,01481	0,11812	0,00013	2040,76	69,21	108,28	1928	1,93	6,41	-6	6,065	0,342	0,372	0,015
7	204032_N8	0,86	0,14310	0,00531	0,06893	0,00045	862,16	29,89	43,13	896,77	13,47	44,24	4	1,360	0,094	0,143	0,005
8	204032_N9	0,99	0,17103	0,00659	0,07979	0,00036	1017,78	36,16	54,58	1191,75	8,94	29,43	17	1,882	0,188	0,171	0,007
9	204032_N10	0,96	0,41135	0,04232	0,14349	0,02083	2221,1	190,47	491,35	2269,74	230,8	655,5	2	8,138	1,945	0,411	0,042
10	204032_N11	0,35	0,24592	0,01081	0,09192	0,00084	1417,38	55,7	96,4	1465,72	17,25	56,47	3	3,117	0,348	0,246	0,011
11	204032_N12	0,76	0,15649	0,00590	0,07108	0,00048	937,27	32,78	48,19	959,77	13,82	45,36	2	1,534	0,086	0,156	0,006
12	204032_N13	1,17	0,48991	0,02217	0,15754	0,00049	2570,28	95,24	168,67	2429,38	5,29	17,47	-5	10,641	0,910	0,490	0,022
13	204032_N14	0,71	0,15562	0,00635	0,06967	0,00014	932,38	35,31	56,85	918,71	4,18	13,81	-1	1,495	0,128	0,156	0,006
14	204032_N15	0,90	0,37775	0,01347	0,12333	0,00022	2065,77	62,72	85,61	2005,01	3,13	10,37	-3	6,424	0,509	0,378	0,013
15	204032_N16	1,22	0,14197	0,00480	0,06790	0,00037	855,8	27,02	34,02	865,6	11,15	36,68	1	1,329	0,134	0,142	0,005
16	204032_N17	0,48	0,39398	0,01543	0,12758	0,00011	2141,26	70,97	109,11	2064,92	1,5	4,98	-4	6,931	0,421	0,394	0,015
17	204032_N18	1,07	0,34681	0,01139	0,10949	0,00037	1919,37	54,29	65,14	1790,91	6,1	20,13	-7	5,236	0,273	0,347	0,011
18	204032_N19	1,57	0,14781	0,00670	0,06513	0,00427	888,66	37,54	66,83	778,62	132,2	401,11	-12	1,327	0,541	0,148	0,007
19	204032_N20	0,77	0,16580	0,00595	0,06979	0,00018	988,95	32,83	45,29	922,24	5,24	17,31	-7	1,596	0,167	0,166	0,006
20	204032_N21	1,13	0,15391	0,00512	0,07061	0,00040	922,86	28,53	34,99	946,16	11,48	37,75	3	1,498	0,145	0,154	0,005
21	204032_N22	1,56	0,14445	0,00636	0,06612	0,00204	869,75	35,74	62,03	810,22	63,26	200,66	-7	1,317	0,287	0,144	0,006
22	204032_N23	0,30	0,16632	0,00577	0,07165	0,00041	991,81	31,82	41,77	976,02	11,58	38,09	-2	1,643	0,189	0,166	0,006
23	204032_N24	0,84	0,16828	0,00584	0,07251	0,00071	1002,63	32,17	42,29	1000,34	19,87	64,94	0	1,682	0,096	0,168	0,006
24	204032_N25	0,95	0,16734	0,00703	0,07094	0,00034	997,45	38,73	64,28	955,55	9,78	32,22	-4	1,637	0,205	0,167	0,007
25	204032_N26	2,14	0,16970	0,00825	0,08558	0,00096	1010,46	45,29	85,17	1328,63	21,65	70,66	31	2,002	0,149	0,170	0,008
26	204032_N27	1,08	0,13592	0,00450	0,06803	0,00040	821,53	25,5	31,06	869,39	12,09	39,75	6	1,275	0,049	0,136	0,005
27	204032_N28	0,71	0,40046	0,01500	0,12992	0,00040	2171,18	68,7	100,17	2096,94	5,42	17,9	-3	7,174	0,540	0,400	0,015
28	204032_N29	0,93	0,25535	0,01612	0,12083	0,00319	1466,01	82,24	180,83	1968,47	46,37	148,47	34	4,254	0,981	0,255	0,016
29	204032_N30	1,39	0,16762	0,00572	0,07639	0,00205	999	31,52	40,36	1105,2	52,79	168,52	11	1,765	0,143	0,168	0,006
30	204032_N31	0,64	0,34418	0,01206	0,10643	0,00008	1906,73	57,58	76,66	1739,14	1,42	4,72	-9	5,051	0,436	0,344	0,012
31	204032_N32	0,31	0,21231	0,00741	0,07988	0,00012	1241,14	39,27	51,99	1194	2,9	9,61	-4	2,338	0,132	0,212	0,007
32	204032_N33	1,29	0,14075	0,00499	0,06835	0,00085	848,89	28,15	38,19	879,23	25,6	83,34	4	1,326	0,106	0,141	0,005
33	204032_N34	1,08	0,14550	0,00512	0,06707	0,00059	875,67	28,73	38,49	839,81	18,27	59,8	-4	1,345	0,102	0,145	0,005
34	204032_N35	1,11	0,15541	0,00587	0,07087	0,00072	931,22	32,69	48,25	953,79	20,52	67,04	2	1,519	0,088	0,155	0,006
35	204032_N36	0,43	0,36976	0,01221	0,12049	0,00039	2028,28	57,21	69,27	1963,55	5,83	19,26	-3	6,143	0,471	0,370	0,012
36	204032_N37	0,39	0,17577	0,00657	0,07061	0,00018	1043,84	35,94	52,33	946,02	5,23	17,27	-9	1,711	0,152	0,176	0,007
37	204032_N38	0,95	0,16304	0,00580	0,07208	0,00071	973,62	32,05	43,6	988,27	19,83	64,84	2	1,620	0,093	0,163	0,006
38	204032_N39	1,13	0,16836	0,00586	0,07178	0,00032	1003,08	32,26	42,56	979,58	9,13	30,09	-2	1,666	0,159	0,168	0,006
39	204032_N40	0,19	0,19191	0,00889	0,07278	0,00014	1131,69	47,9	86,73	1007,86	3,89	12,86	-11	1,926	0,173	0,192	0,009
40	204032_N41	1,37	0,35312	0,01193	0,11493	0,00032	1949,47	56,6	71,22	1878,79	5,07	16,74	-4	5,596	0,281	0,353	0,012
41	204032_N42	0,63	0,16070	0,00527	0,07402	0,00150	960,65	29,21	34,99	1042,08	40,33	129,89	8	1,640	0,086	0,161	0,005
42	204032_N43	1,56	0,13704	0,00520	0,06664	0,00020	827,88	29,42	43,65	826,63	6,36	21	0	1,259	0,070	0,137	0,005
43	204032_N44	0,55	0,16639	0,00583	0,07367	0,00040	992,17	32,14	42,82	1032,57	11,03	36,27	4	1,690	0,118	0,166	0,006

(краснореченская свита, колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014).

ВЕНДСКО - СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 12

				(мини	пскал	толща, ко	1.1. 1	J. ¥.I	гроскурнин		1.7.11	pockyp	minon,	2013)				
Ν	232Th/238 U	206Pb/238 U	Err	207Pb/206P b	Err	Age206Pb/238 U	Err	ErrDe v	Age207Pb/206P b	Err	ErrDev	Discorda n	207Pb/235 U	Err	206Pb/238 U	Err	AgeProb a	Err
203026- 1_N78	2,96	0,0535	0,0022	0,0540	0,00845	335,71	13,6	29,83	372,97	318,2	874,34	11	0,3984	0,2571	0,0535	0,0022	335,71	13,57
203026- 1_N63	1,42	0,0646	0,0022	0,0654	0,00564	403,58	13,5	26,53	785,71	171,6	508,49	95	0,5822	0,3056	0,0646	0,0022	403,58	13,47
203026- 1_N68	0,86	0,0736	0,0028	0,0544	0,00568	457,97	16,7	34,73	388,05	218,9	633,06	-15	0,5524	0,2732	0,0736	0,0028	457,97	16,65
203026- 1_N25	0,38	0,0909	0,0045	0,0422	0,01142	561,05	26,6	63,15	-212,91	569,1	1412,3	-138	0,5294	0,6296	0,0909	0,0045	561,05	26,58
203026-1_N1	1,05	0,0914	0,0024	0,0584	0,00131	563,69	14,2	21,95	545,63	48,39	155,12	-3	0,7361	0,0352	0,0914	0,0024	563,69	14,15
203026- 1_N13	0,55	0,0915	0,0022	0,0597	0,00150	564,3	13,2	18,7	593,09	53,37	170,5	5	0,7532	0,0405	0,0915	0,0022	564,3	13,18
	1,12	0,0918	0,0043	0,0487	0,00681	566,12	25,1	57,96	134,64	299	831,34	-76	0,6167	0,4848	0,0918	0,0043	566,12	25,08
203026- 1 N64	0,88	0,0924	0,0025	0,0617	0,00123	569,44	14,8	23,97	663,7	42,19	135,8	17	0,7857	0,0730	0,0924	0,0025	569,44	14,84
203026- 1_N61	0,64	0,0930	0,0022	0,0603	0,00114	573,2	12,8	17,11	615,25	40,28	129,85	7	0,7735	0,0358	0,0930	0,0022	573,2	12,82
203026- 1_N52	0,43	0,0934	0,0025	0,0601	0,00123	575,34	14,9	23,76	606,96	43,73	140,64	5	0,7735	0,0418	0,0934	0,0025	575,34	14,85
203026- 1_N59	0,89	0,0944	0,0025	0,0587	0,00094	581,64	14,4	22,06	557,84	34,65	112,13	-4	0,7649	0,0434	0,0944	0,0025	581,64	14,41
203026- 1_N27	0,59	0,0957	0,0029	0,0640	0,00071	588,95	17,2	30,96	740,65	23,21	75,67	26	0,8438	0,0618	0,0957	0,0029	588,95	17,2
203026- 1_N11	0,59	0,0958	0,0022	0,0587	0,00166	589,62	12,9	16,72	555,94	60,54	192,5	-6	0,7752	0,0571	0,0958	0,0022	589,62	12,91
203026- 1_N57	0,56	0,0960	0,0025	0,0606	0,00082	590,78	14,8	23	623,85	28,76	93,45	6	0,8015	0,0365	0,0960	0,0025	590,78	14,81
203026- 1_N42	0,76	0,0962	0,0031	0,0590	0,00042	592,19	18,1	33,83	568,51	15,42	50,56	-4	0,7832	0,0617	0,0962	0,0031	592,19	18,11
203026- 1_N51	0,78	0,0967	0,0030	0,0600	0,00129	595,24	17,4	31,25	605,04	45,68	146,69	2	0,8008	0,0709	0,0967	0,0030	595,24	17,37
203026- 1_N44	0,35	0,0973	0,0029	0,1005	0,00951	598,62	17,3	30,88	1632,81	166,3	492,08	173	1,3480	0,1722	0,0973	0,0029	598,62	17,3
203026- 1_N26	0,34	0,0975	0,0033	0,0592	0,00024	599,54	19,1	36,78	574,38	8,9	29,31	-4	0,7955	0,0529	0,0975	0,0033	599,54	19,09
203026- 1_N22	0,70	0,0975	0,0031	0,0603	0,00075	600,03	18,4	34,37	613,51	26,5	86,24	2	0,8107	0,0329	0,0975	0,0031	600,03	18,37
203026- 1_N10	0,56	0,0978	0,0030	0,0597	0,00032	601,25	17,5	31,42	590,92	11,48	37,75	-2	0,8040	0,0498	0,0978	0,0030	601,25	17,5

#### Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 203026/1 (мининская толица, колд. В.Ф.Проскурнина и М.А.Проскурниной, 2013)

203026- 1_N35	0,96	0,0983	0,0102	0,0612	0,00261	604,37	59,7	169,8	644,56	89,04	277,78	7	0,8287	0,1105	0,0983	0,0102	604,37	59,66
203026- 1_N43	0,59	0,0988	0,0023	0,0599	0,00082	607,26	13,4	17,64	600,13	29,26	95,05	-1	0,8159	0,0660	0,0988	0,0023	607,26	13,41
203026- 1_N69	0,67	0,0991	0,0030	0,0604	0,00081	609,28	17,6	31,35	619,32	28,61	92,98	2	0,8260	0,0475	0,0991	0,0030	609,28	17,57
203026- 1_N62	0,32	0,0995	0,0027	0,0654	0,00112	611,19	15,7	24,91	786,04	35,71	115,43	29	0,8963	0,0736	0,0995	0,0027	611,19	15,65
203026- 1_N79	0,57	0,0997	0,0028	0,0609	0,00070	612,66	16,6	27,94	635,9	24,43	79,62	4	0,8373	0,0440	0,0997	0,0028	612,66	16,59
203026-1_N8	0,81	0,0999	0,0029	0,0603	0,00040	613,65	17	29,11	615,04	14,42	47,33	0	0,8306	0,0598	0,0999	0,0029	613,65	16,95
203026- 1_N71	0,99	0,1001	0,0032	0,0604	0,00045	614,85	18,9	35,55	617,15	15,87	52,05	0	0,8331	0,0432	0,1001	0,0032	614,85	18,91
203026- 1_N56	0,48	0,1004	0,0024	0,0655	0,00118	616,57	14,3	20,25	789,25	37,43	120,85	28	0,9059	0,0948	0,1004	0,0024	616,57	14,32
203026- 1_N38	1,08	0,1004	0,0026	0,0603	0,00269	616,63	15	22,41	615,46	93,4	290,61	0	0,8350	0,0642	0,1004	0,0026	616,63	14,97
203026- 1_N73	0,34	0,1006	0,0028	0,0644	0,00057	617,82	16,3	26,95	755,81	18,59	60,82	22	0,8935	0,0768	0,1006	0,0028	617,82	16,35
203026- 1_N21	0,66	0,1009	0,0025	0,0594	0,00121	619,58	14,7	21,39	581,21	43,53	139,99	-6	0,8260	0,0409	0,1009	0,0025	619,58	14,69
203026- 1_N18	0,77	0,1011	0,0027	0,0613	0,00090	621,08	15,6	24,16	649,26	31,38	101,77	5	0,8546	0,0994	0,1011	0,0027	621,08	15,55
203026- 1_N45	1,84	0,1012	0,0029	0,0843	0,00840	621,73	16,7	28,06	1299,66	182,2	535,11	109	1,1770	0,2067	0,1012	0,0029	621,73	16,74
203026-1_N3	0,35	0,1016	0,0034	0,0609	0,00098	623,89	19,8	38,14	635,73	34,2	110,68	2	0,8533	0,1015	0,1016	0,0034	623,89	19,81
203026-1_N4	0,55	0,1020	0,0028	0,0636	0,00191	626,11	16,6	27,41	726,9	62,48	198,31	16	0,8938	0,0519	0,1020	0,0028	626,11	16,6
203026-1_N6	0,90	0,1025	0,0025	0,0589	0,00092	629,15	14,9	21,53	564,18	33,53	108,61	-10	0,8329	0,0399	0,1025	0,0025	629,15	14,86
203026- 1_N33	0,77	0,1033	0,0047	0,0713	0,01114	633,87	27,3	62,38	967,05	289,7	803,47	53	1,0163	0,5713	0,1033	0,0047	633,87	27,27
203026- 1_N50	1,22	0,1034	0,0033	0,0865	0,00461	634,44	19	35,02	1348,82	99,6	307,86	113	1,2331	0,1633	0,1034	0,0033	634,44	19
203026- 1_N72	0,33	0,1061	0,0030	0,0662	0,00185	649,84	17,7	30,09	813,27	57,22	182,25	25	0,9684	0,0764	0,1061	0,0030	649,84	17,71
203026- 1_N60	0,99	0,1063	0,0030	0,0663	0,00345	651,31	17,5	29,25	815,37	105,1	324,41	25	0,9716	0,1194	0,1063	0,0030	651,31	17,47
203026- 1_N58	0,94	0,1077	0,0035	0,0617	0,00065	659,58	20,2	38,09	662,79	22,41	73,13	0	0,9161	0,0782	0,1077	0,0035	659,58	20,24
203026- 1_N19	0,70	0,1115	0,0026	0,0647	0,00112	681,21	15	19,92	764,64	36,09	116,65	12	0,9943	0,0470	0,1115	0,0026	681,21	15,03
203026- 1_N36	0,93	0,1125	0,0058	0,0819	0,00608	687,22	33,3	80,16	1241,99	139,1	419,37	81	1,2696	0,1810	0,1125	0,0058	687,22	33,34

203026- 1_N81	0,92	0,1128	0,0034	0,0602	0,00026	688,86	19,4	34,22	610,55	9,45	31,14	-11	0,9360	0,0489	0,1128	0,0034	688,86	19,44
203026- 1_N53	0,71	0,1197	0,0040	0,0995	0,00955	729,08	23,1	44,67	1615,46	168,9	498,98	122	1,6434	0,2656	0,1197	0,0040	729,08	23,1
203026- 1_N34	0,79	0,1232	0,0096	0,0751	0,00519	749,03	54,6	147,4	1072,43	132,9	402,56	43	1,2766	1,2018	0,1232	0,0096	749,03	54,6
203026- 1_N48	0,55	0,1266	0,0036	0,0784	0,00116	768,53	20,8	35,41	1156,51	29,04	94,27	50	1,3683	0,0538	0,1266	0,0036	768,53	20,79
203026- 1_N74	0,36	0,1557	0,0107	0,0678	0,00234	932,83	59,7	156,7	862,84	70,05	221,14	-8	1,4558	0,8959	0,1557	0,0107	932,83	59,67
203026- 1_N67	0,67	0,1697	0,0038	0,0725	0,00127	1010,65	20,8	25,84	999,11	35,17	113,7	-1	1,6960	0,0703	0,1697	0,0038	999,11	113,7
203026- 1_N30	0,35	0,1722	0,0039	0,0733	0,00054	1024,37	21,3	26,72	1023,45	14,84	48,68	0	1,7417	0,0699	0,1722	0,0039	1023,45	48,68
203026- 1_N28	0,30	0,1732	0,0039	0,0747	0,00069	1029,88	21,4	26,87	1060,32	18,38	60,15	3	1,7841	0,0757	0,1732	0,0039	1060,32	60,15
203026- 1_N14	0,44	0,1744	0,0042	0,0733	0,00055	1036,24	23,2	32,48	1021,22	15,02	49,28	-1	1,7616	0,0786	0,1744	0,0042	1021,22	49,28
203026- 1_N49	0,75	0,1983	0,0086	0,0844	0,00046	1166,42	46,1	103,2	1302,87	10,5	34,55	12	2,3094	0,1619	0,1983	0,0086	1302,87	34,55
203026- 1_N20	0,34	0,2085	0,0054	0,0811	0,00025	1220,83	28,6	43,21	1222,79	6,11	20,18	0	2,3302	0,1050	0,2085	0,0054	1222,79	20,18
203026- 1_N55	0,45	0,2095	0,0061	0,0830	0,00096	1226,33	32,4	55,87	1268,29	22,51	73,43	3	2,3968	0,1440	0,2095	0,0061	1268,29	73,43
203026- 1_N29	0,30	0,2122	0,0052	0,0815	0,00040	1240,69	27,8	40,08	1233,14	9,56	31,49	-1	2,3844	0,1026	0,2122	0,0052	1233,14	31,49
203026- 1_N75	0,35	0,2126	0,0101	0,0930	0,00103	1242,65	53,3	124	1488,32	20,77	67,83	20	2,7267	0,2016	0,2126	0,0101	1488,32	67,83
203026- 1_N15	0,40	0,2151	0,0051	0,0822	0,00028	1255,75	26,9	36,5	1250,7	6,62	21,85	0	2,4380	0,1034	0,2151	0,0051	1250,7	21,85
203026-1_N2	0,56	0,2292	0,0061	0,0852	0,00039	1330,52	31,9	50,12	1319,88	8,85	29,16	-1	2,6927	0,1298	0,2292	0,0061	1319,88	29,16
203026- 1_N46	0,42	0,2398	0,0078	0,0905	0,00071	1385,69	40,4	76,06	1435,13	15	49,18	4	2,9908	0,1249	0,2398	0,0078	1435,13	49,18
203026- 1_N41	0,39	0,2405	0,0093	0,0943	0,00135	1389,24	48,4	102,4	1513,59	26,85	87,28	9	3,1260	0,4062	0,2405	0,0093	1513,59	87,28
203026- 1_N16	1,28	0,2622	0,0067	0,0976	0,00104	1500,85	34,3	51,75	1578,92	19,75	64,54	5	3,5281	0,3037	0,2622	0,0067	1578,92	64,54
203026- 1_N31	1,42	0,2685	0,0068	0,0953	0,00032	1533,13	34,5	51,36	1534,87	6,27	20,71	0	3,5295	0,1327	0,2685	0,0068	1534,87	20,71
203026- 1_N65	0,48	0,2697	0,0072	0,0940	0,00025	1539,34	36,3	57,14	1507,32	5,1	16,84	-2	3,4942	0,1351	0,2697	0,0072	1507,32	16,84
203026- 1_N12	0,70	0,2781	0,0083	0,0957	0,00024	1581,69	41,9	73,93	1542,38	4,61	15,24	-2	3,6702	0,2060	0,2781	0,0083	1542,38	15,24

203026- 1_N23	0,80	0,2809	0,0080	0,0950	0,00088	1595,9	40	67,24	1528,04	17,44	57,09	-4	3,6793	0,3170	0,2809	0,0080	1528,04	57,09
203026- 1_N40	0,43	0,2869	0,0174	0,1169	0,00058	1626,08	86,7	219,1	1909,88	8,9	29,32	17	4,6258	0,9919	0,2869	0,0174	1909,88	29,32
203026- 1_N76	0,61	0,2970	0,0085	0,0969	0,00032	1676,46	42,2	71,6	1565,77	6,22	20,53	-7	3,9692	0,2069	0,2970	0,0085	1565,77	20,53
203026- 1_N32	0,51	0,3055	0,0090	0,0991	0,00039	1718,36	44,2	76,68	1607,94	7,25	23,93	-6	4,1754	0,3449	0,3055	0,0090	1607,94	23,93
203026- 1_N66	0,71	0,3118	0,0101	0,1713	0,00321	1749,54	49,4	92,93	2570,55	30,97	100,24	47	7,3650	0,6198	0,3118	0,0101	2570,55	100,24
203026- 1_N70	0,56	0,3245	0,0096	0,1146	0,00135	1811,53	46,6	81,33	1872,84	21,14	68,98	3	5,1248	0,6585	0,3245	0,0096	1872,84	68,98
203026- 1_N80	0,41	0,3392	0,0091	0,1122	0,00018	1882,64	43,9	69,97	1836,02	2,98	9,86	-2	5,2488	0,2287	0,3392	0,0091	1836,02	9,86
203026- 1_N77	0,52	0,3443	0,0115	0,1077	0,00007	1907,37	54,8	105,1	1760,2	1,17	3,88	-8	5,1110	0,3922	0,3443	0,0115	1760,2	3,88
203026- 1_N47	0,91	0,3447	0,0109	0,1104	0,00161	1909,42	52,2	96,39	1805,82	26,25	85,35	-5	5,2471	0,6091	0,3447	0,0109	1805,82	85,35
203026- 1_N24	0,27	0,3489	0,0109	0,1092	0,00029	1929,3	51,7	94,22	1786,08	4,79	15,85	-7	5,2530	0,3567	0,3489	0,0109	1786,08	15,85
203026-1_N9	0,29	0,3508	0,0137	0,1121	0,00044	1938,51	65	137,8	1833,82	7,16	23,63	-5	5,4226	0,6375	0,3508	0,0137	1833,82	23,63
203026- 1_N54	0,34	0,3695	0,0099	0,1217	0,00033	2027,27	46,5	73,91	1981,55	4,77	15,77	-2	6,2019	0,2046	0,3695	0,0099	1981,55	15,77
203026- 1_N39	0,90	0,5300	0,0133	0,1861	0,00035	2741,48	55,7	81,6	2708,15	3,11	10,3	-1	13,6009	0,6261	0,5300	0,0133	2708,15	10,3
203026- 1_N37	0,73	0,5850	0,0187	0,1679	0,00016	2969,07	75,8	141,1	2536,5	1,57	5,22	-15	13,5399	1,6961	0,5850	0,0187	2536,5	5,22
203026- 1_N17	1,08	0,6020	0,0185	0,2016	0,00032	3037,77	74	133,3	2839,11	2,56	8,48	-7	16,7318	1,0071	0,6020	0,0185	2839,11	8,48

499

## Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 203027/5

## (мининская толща, колл. В.Ф.Проскурнина и М.А.Проскурниной, 2013).

N	232Th/238U	206Pb/238U	Err	207Pb/206Pb	Err	Age206Pb/238U	Err	ErrDev	Age207Pb/206Pb	Err	ErrDev	Discordan	207Pb/235U	Err	206Pb/238U	Err	AgeProba	Err
203027-5_N22	0,70	0,0739	0,01	0,0612	0,00	459,8	35,5	86,76	645,5	142,3	429,51	40	0,6236	0,59	0,0739	0,01	459,8	35,54
203027-5_N27	0,78	0,0775	0,00	0,0466	0,01	481,47	25,8	53,11	29,31	508,6	1288,6	-94	0,4984	0,38	0,0775	0,00	481,47	25,75
203027-5_N37	0,29	0,0892	0,00	0,0588	0,00	551,03	19,1	26,66	558,77	9,56	31,47	1	0,7232	0,04	0,0892	0,00	551,03	19,1
203027-5_N73	0,74	0,0901	0,00	0,0606	0,00	556,07	20,4	30,65	625,56	23,22	75,74	12	0,7529	0,05	0,0901	0,00	556,07	20,39
203027-5_N71	0,74	0,0903	0,00	0,0602	0,00	557,34	16,9	19,06	611,06	31,75	102,95	10	0,7497	0,04	0,0903	0,00	557,34	16,92
203027-5_N40	0,53	0,0908	0,00	0,0576	0,00	560,48	18	22,54	514,35	57,37	182,81	-8	0,7213	0,07	0,0908	0,00	560,48	18,03
203027-5_N46	0,54	0,0918	0,00	0,0602	0,00	566,13	17,3	19,83	609,56	54,03	1/2,51	8	0,7615	0,05	0,0918	0,00	566,13	17,32
203027-5_N23	0,65	0,0920	0,00	0,0612	0,00	567,61	18,4	23,21	647,14	27,41	89,13	14	0,7770	0,05	0,0920	0,00	567,61	18,37
203027-5_N21	0,34	0,0926	0,00	0,0000	0,01	570,78	20,0	46,95	509,99	191,8	270 6	55	0,8755	0,15	0,0926	0,00	570,78	25,0
203027-5_N31	2,11	0,0927	0,00	0,0599	0,00	571.82	21.7	23,02	645.28	124,4	1/1 0/	13	0,7655	0,09	0,0927	0,00	571.82	21.65
203027-5_N64	0.75	0,0920	0,00	0,0012	0,00	574.1	21,7	33,02	578.88	44,10	131 61	1	0,7623	0,00	0,0928	0,00	574.1	21,05
203027-5 N61	0,73	0.0932	0,00	0.0612	0,00	574 26	19.2	25.68	644.98	17 74	58.08	12	0,7857	0.03	0.0932	0,00	574.26	19.24
203027-5 N50	0.48	0.0933	0.00	0.0594	0.00	574.77	19	24.68	580.92	68.36	216.21	1	0.7635	0.07	0.0933	0.00	574,77	18.95
203027-5 N58	0.55	0.0933	0.00	0.0595	0.00	575.3	18.8	24.21	586.71	24.78	80.76	2	0.7662	0.04	0.0933	0.00	575.3	18,81
203027-5 N72	0,49	0,0939	0,00	0,0556	0,00	578,67	18,1	21,59	437,07	93,93	292,36	-24	0,7202	0,06	0,0939	0,00	578,67	18,09
203027-5_N8	0,36	0,0950	0,00	0,0595	0,00	584,77	18,4	22,15	584,99	60,09	191,11	0	0,7788	0,06	0,0950	0,00	584,77	18,37
203027-5_N39	0,08	0,0952	0,00	0,0584	0,00	586,19	21,3	31,64	546,45	9,4	30,97	-7	0,7671	0,06	0,0952	0,00	586,19	21,27
203027-5_N67	0,42	0,0956	0,00	0,0851	0,01	588,75	21	30,45	1317,89	121,8	371,01	124	1,1221	0,16	0,0956	0,00	588,75	20,96
203027-5_N77	0,62	0,0958	0,00	0,0616	0,00	589,78	25,5	45,35	659,49	46,9	150,47	12	0,8134	0,05	0,0958	0,00	589,78	25,48
203027-5_N55	0,85	0,0961	0,00	0,0585	0,00	591,24	21,1	30,85	550,21	34,29	110,97	-7	0,7754	0,07	0,0961	0,00	591,24	21,13
203027-5_N10	0,73	0,0961	0,00	0,0673	0,00	591,61	19,9	26,65	845,96	92,07	286,48	43	0,8914	0,11	0,0961	0,00	591,61	19,86
203027-5_N25	0,46	0,0966	0,00	0,0593	0,00	594,39	23	36,85	578,3	14,35	47,1	-3	0,7898	0,06	0,0966	0,00	594,39	23
203027-5_N28	0,98	0,0968	0,00	0,0609	0,00	595,38	22	33,55	636,07	17,67	57,87	1	0,8126	0,04	0,0968	0,00	595,38	22,02
203027-5_N70	0,97	0,0969	0,01	0,0438	0,01	595,94	30,6	49.02	-124,08	477,0	02.00	-121	0,5843	0,34	0,0969	0,01	595,94	30,57
203021-3_145	0,75	0,0971	0,00	0,0093	0,00	500 77	20,4 10 5	40,02 2/ 79	6/0.62	20,44 40 70	121 42	-3 Q	0,7939	0,07	0,0971	0,00	500 77	20,45
203027-5_N60	0,55	0,0975	0,00	0,0013	0,00	605.48	20.1	24,70	610.25	13 01	42 77	1	0,8240	0,04	0,0975	0,00	605.48	20.07
203027-5 N32	0.67	0.0985	0.00	0.0638	0.00	605.68	28.9	55.66	733 44	140.8	425 01	21	0.8659	0.09	0.0985	0.00	605.68	28.9
203027-5 N44	0.80	0.0986	0.00	0.0597	0.00	605,91	19.3	23.82	594.5	51.62	165.11	-2	0.8119	0.08	0.0986	0.00	605.91	19.28
203027-5 N69	0,60	0,0989	0,00	0,0644	0,00	608,14	21,9	32,38	753,77	42,1	135,47	24	0,8780	0,07	0,0989	0,00	608,14	21,91
203027-5_N59	0,62	0,0990	0,00	0,0588	0,00	608,4	26,1	46,14	561,2	17	55,7	-8	0,8030	0,07	0,0990	0,00	608,4	26,07
203027-5_N6	0,45	0,0991	0,01	0,0554	0,00	608,86	33,4	70,23	428,79	101	312,98	-30	0,7568	0,23	0,0991	0,01	608,86	33,38
203027-5_N54	0,73	0,0994	0,00	0,0622	0,00	611,04	19,3	23,46	680,36	30,19	97,98	11	0,8524	0,05	0,0994	0,00	611,04	19,28
203027-5_N3	0,89	0,0995	0,00	0,0629	0,00	611,3	26,8	48,21	703,93	37,17	120,05	15	0,8623	0,07	0,0995	0,00	611,3	26,75
203027-5_N14	0,32	0,0995	0,00	0,0571	0,00	611,69	25,6	44,28	494,9	31,45	102,01	-19	0,7835	0,05	0,0995	0,00	611,69	25,58
203027-5_N62	1,81	0,1004	0,01	0,0611	0,01	616,92	32,5	66,89	642,18	218,7	631,55	4	0,8458	0,27	0,1004	0,01	616,92	32,52
203027-5_N68	0,71	0,1012	0,00	0,0605	0,00	621,5	24,1	38,78	620,05	20,79	67,92	0	0,8437	0,05	0,1012	0,00	621,5	24,1
203027-5_N15	0,76	0,1015	0,00	0,0610	0,00	623,23	22,2	32,4	639,21	30,84	100,06	3	0,8537	0,06	0,1015	0,00	623,23	22,21
203027-5_N35	0,84	0,1021	0,00	0,0594	0,01	626,65	26,3	45,71	581,15	252,9	717,12	-7	0,8359	0,28	0,1021	0,00	626,65	26,29
203027-5_N82	0,77	0,1027	0,00	0,0648	0,00	630,49	24,6	39,87	766,55	19,07	62,39	22	0,9174	0,09	0,1027	0,00	630,49	24,6
203027-5_N41	0,34	0,1035	0,00	0,0611	0,00	634,91	23,3	35,22	642,39	61,49	195,34	1	0,8718	0,11	0,1035	0,00	634,91	23,28
203027-5_N20	0,59	0,1038	0,00	0,0611	0,01	627.74	27,9	50,44	975 27	185,2	044,82	27	0,8743	0,24	0,1038	0,00	637,74	27,91
203027-5_N/3	0,37	0,1040	0,01	0,0002	0,00	638.77	24.1	37 50	644.29	25.26	82.28		0,9781	0,12	0,1040	0,01	638 77	24.07
203027-5_N42	0.44	0,1045	0,00	0.0603	0,00	640.82	23.6	35 79	614.04	15.2	49.87	-4	0.8688	0.08	0 1045	0,00	640.82	23.56
203027-5 N2	0.56	0.1055	0.00	0.0562	0.00	646.63	24.4	38.24	458.91	171.5	509.28	-29	0.8171	0.34	0.1055	0.00	646.63	24.41
203027-5 N11	0.35	0,1071	0.00	0.0673	0.00	655.91	24.3	37.23	847.37	55.31	176.37	29	0.9940	0.12	0.1071	0.00	655.91	24.28
203027-5 N18	0,79	0,1074	0,00	0,0617	0,00	657,44	20,5	24,72	663,3	27,47	89.35	1	0,9132	0,05	0,1074	0,00	657,44	20,53
203027-5_N49	0,62	0,1085	0,00	0,0688	0,00	663,86	23,9	35,36	893,23	25,4	82,7	35	1,0292	0,08	0,1085	0,00	663,86	23,87
203027-5_N26	0,67	0,1090	0,00	0,0641	0,00	666,68	23,3	33,31	744,13	23,38	76,24	12	0,9626	0,06	0,1090	0,00	666,68	23,3
203027-5_N53	0,77	0,1092	0,00	0,0638	0,00	668,02	21	25,74	735,16	30,4	98,65	10	0,9606	0,06	0,1092	0,00	668,02	21,04
203027-5_N29	0,80	0,1099	0,00	0,0792	0,00	672,35	23,7	34,33	1176,27	107,2	329,78	75	1,1999	0,17	0,1099	0,00	672,35	23,72
203027-5_N48	0,57	0,1107	0,01	0,0671	0,00	676,76	32	61,35	841,2	70,56	222,69	24	1,0242	0,08	0,1107	0,01	676,76	31,97
203027-5_N30	0,69	0,1119	0,00	0,0645	0,00	684,06	23	31,34	757,73	29,32	95,2	11	0,9954	0,06	0,1119	0,00	684,06	23,03
203027-5_N33	1,01	0,1123	0,00	0,0618	0,00	601.55	21,7	26,61	628.97	24,14	78,69	-3	0,9565	0,06	0,1123	0,00	686,31	21,65
203027-5_N/5	0,00	0,1152	0,00	0,0010	0,00	702.06	24,2 28 7	34,04	030,07	10,20	1062.0	-0	0,9523	0,08	0,1152	0,00	702.06	24,10
203027-5_N80	0.64	0,1152	0,00	0,0509	0,01	702,00	20,7	59.36	601.2	10.88	35.8	-31	0,9020	0,30	0,1152	0,00	702,00	20,71
203027-5 N79	0,04	0 1165	0.00	0.0632	0.00	710 17	23.1	29.98	714 18	16 45	53.9	- <u>-</u> 1	1 0145	0.05	0 1165	0.00	710 17	23.11
203027-5 N24	0,41	0,1170	0,00	0.0782	0,00	713.02	34.8	68 59	1151 32	48 63	155 69	61	1,0140	0,00	0 1170	0,00	713.02	34 84
203027-5 N63	0.70	0.1181	0.00	0.0669	0.00	719.62	26.7	41.22	834.88	20.14	65.82	16	1.0895	0.12	0.1181	0.00	719.62	26.68
203027-5_N81	0,81	0,1193	0,01	0,0649	0,00	726,41	29,5	50,14	772,23	17,31	56,69	6	1,0679	0,10	0,1193	0,01	726,41	29,51
203027-5_N74	1,13	0,1194	0,00	0,0643	0,00	727,22	26,2	39,05	749,97	21,08	68,85	3	1,0580	0,07	0,1194	0,00	727,22	26,17
203027-5_N19	0,80	0,1194	0,00	0,0675	0,00	727,35	24,9	35,01	853,77	88,49	275,98	17	1,1119	0,10	0,1194	0,00	727,35	24,95
203027-5_N66	0,89	0,1214	0,00	0,0717	0,00	738,78	28	44,45	977,56	38,07	122,82	32	1,2005	0,14	0,1214	0,00	738,78	28,01
203027-5_N12	0,25	0,1220	0,00	0,0624	0,00	742,32	24	31,03	689,44	12,65	41,56	-7	1,0508	0,04	0,1220	0,00	742,32	24,02
203027-5_N76	0,73	0,1232	0,00	0,0657	0,00	748,84	24,2	31,03	798,41	21,95	71,67	7	1,1167	0,12	0,1232	0,00	748,84	24,15
203027-5_N36	0,55	0,1392	0,01	0,0688	0,01	840,03	34,8	60,77	894,01	189	554,09	6	1,3211	0,22	0,1392	0,01	840,03	34,82
203027-5_N4	0,29	0,1756	0,01	0,0729	0,00	1042,78	31,3	37,18	1012,32	11,43	37,58	-3	1,7658	0,09	0,1756	0,01	1012,32	37,58
203027-5_N17	0,53	0,1860	0,01	0,0815	0,00	1099,72	35,4	47,32	1234,58	25,33	82,44	12	2,0913	0,12	0,1860	0,01	1234,58	82,44
203027-5_N9	0,30	0,1957	0,01	0,0905	0,00	1152,43	20.0	112,12	1436,9	23,1	75,32	25	2,4436	0,29	0,1957	0,01	1436,9	15,32
203027-5_N05	1,13	0,2000	0,01	0,0800	0,00	1∠10,0/ 1502.20	39,2	03,38 106 5	1336.09	38 50	12/ 26	-1	2,2000	0,25	0.2000	0,01	1197,39	124.26
203027-5_N51	0,30	0.2024	0.01	0,0009	0,00	1602,29	59.6	99.24	1508.45	0 10	31 24	-11	3,1000	0.28	0.2024	0,01	1508.45	31.24,30
203027-5 NI	0,34	0.2858	0.01	0.0973	0.00	1620.31	53.3	77 29	1572 44	6.38	21.06	-3	3 8326	0.23	0.2858	0.01	1572 44	21.06
203027-5 N78	0.29	0.3384	0.01	0.1122	0.00	1879.13	62.5	94,24	1835.03	4.01	13.23	-2	5,2347	0.59	0.3384	0.01	1835.03	13.23
203027-5 N52	0.36	0,3800	0,01	0,1259	0.00	2076,42	59.6	74,75	2041,13	3,64	12,04	-2	6,5956	0.39	0,3800	0.01	2041,13	12,04
203027-5_N38	0,50	0,3875	0,02	0,1224	0,00	2111,21	74,8	123,26	1991,15	3,72	12,32	-6	6,5383	0,42	0,3875	0,02	1991,15	12,32

## Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 203031

## (нижнехутудинская толща, колл. В.Ф.Проскурнина и М.А.Проскурниной, 2013).

Ν	232Th/238U	206Pb/238U	Err	207Pb/206Pb	Err	Age206Pb/238U	Err	ErrDev	Age207Pb/206Pb	Err	ErrDev	Discordan	207Pb/235U	Err	206Pb/238U	Err
203031-N37	0,62	0,0882	0,0029	0,0588	0,0011	545,1	16,9	19,8	560,6	40,7	131,0	2,8	0,7157	0,041	0,0882	0,0029
203031-N12	0,53	0,0889	0,0053			549,0	31,1	66,5							0,0889	0,0053
203031-N2	0,20	0,0922	0,0037			568,3	21,5	33,6							0,0922	0,0037
203031-N43	0,64	0,0925	0,0031	0,0851	0,0017	570,0	18,2	22,4	1317,1	37,3	120,4	131,1	1,0844	0,067	0,0925	0,0031
203031-N7	0,89	0,0932	0,0048	0,0647	0,0038	574,6	28,4	55,8	765,3	117,7	360,5	33,2	0,8319	2,247	0,0932	0,0048
203031-N14	0,77	0,0946	0,0047			582,6	27,6	52,9							0,0946	0,0047
203031-N5	0,27	0,0948	0,0046	0,0622	0,0037	583,9	27,0	50,7	680,8	121,6	371,5	16,6	0,8130	1,018	0,0948	0,0046
203031-N13	0,67	0,0959	0,0060			590,1	35,0	76,8						1,400	0,0959	0,0060
203031-N26	0,65	0,0965	0,0036	0,0873	0,0025	593,9	20,9	29,9	1366,1	53,1	169,5	130,0	1,1610	0,096	0,0965	0,0036
203031-N1	0,89	0,0968	0,0035	0,0621	0,0005	595,6	20,7	29,3	677,1	16,7	54,8	13,7	0,8287	0,038	0,0968	0,0035
203031-N16	0,09	0,0968	0,0043	0,0599	0,0003	595,7	25,4	44,8	601,3	9,8	32,2	0,9	0,8000	0,048	0,0968	0,0043
203031-N9	0,63	0,0970	0,0033	0,0695	0,0035	596,9	19,2	24,0	914,2	101,4	313,5	53,2	0,9299	0,082	0,0970	0,0033
203031-N47	0,63	0,0982	0,0049	0,0602	0,0046	604,0	28,6	54,7	611,7	156,5	468,4	1,3	0,8156	0,288	0,0982	0,0049
203031-N8	0,51	0,1002	0,0049			615,6	28,8	54,8							0,1002	0,0049
203031-N17	0,77	0,1004	0,0043	0,0698	0,0021	616,9	25,2	42,6	922,1	61,1	194,1	49,5	0,9663	0,086	0,1004	0,0043
203031-N25	0,39	0,1010	0,0053			620,0	30,9	61,5							0,1010	0,0053
203031-N29	1,18	0,1012	0,0036	0,0611	0,0006	621,4	21,3	29,6	642,4	20,7	67,6	3,4	0,8523	0,036	0,1012	0,0036
203031-N23	0,85	0,1027	0,0061	0,0632	0,0020	630,1	35,5	75,9	714,6	64,3	203,7	13,4	0,8946	0,713	0,1027	0,0061
203031-N49	0,90	0,1038	0,0042			636,4	24,3	38,6							0,1038	0,0042
203031-N18	1,04	0,1039	0,0054	0,0602	0,0055	637,2	31,2	61,2	612,1	185,9	546,8	-3,9	0,8629	0,393	0,1039	0,0054
203031-N3	0,66	0,1045	0,0044	0,0619	0,0006	640,5	25,4	41,8	671,3	19,9	65,1	4,8	0,8918	0,052	0,1045	0,0044
203031-N46	0,75	0,1072	0,0056	0,0604	0,0031	656,7	32,5	64,3	619,2	106,5	328,6	-5,7	0,8937	1,070	0,1072	0,0056
203031-N33	0,29	0,1084	0,0056	0,0626	0,0040	663,6	32,3	63,3	694,6	129,6	393,9	4,7	0,9359	0,733	0,1084	0,0056
203031-N50	0,54	0,1099	0,0040	0,0630	0,0007	672,0	23,2	32,5	707,1	24,4	79,5	5,2	0,9540	0,044	0,1099	0,0040
203031-N40	0,61	0,1152	0,0058			703,2	33,7	65,4							0,1152	0,0058
203031-N35	0,93	0,1174	0,0048	0,1085	0,0057	715,4	27,9	45,4	1774,8	92,3	286,3	148,1	1,7561	0,224	0,1174	0,0048
203031-N34	0,24	0,1178	0,0058	0,0649	0,0043	718,0	33,1	62,5	769,5	133,4	404,6	7,2	1,0535	0,885	0,1178	0,0058
203031-N28	2,60	0,1218	0,0049	0,0835	0,0079	741,2	27,9	44,0	1279,8	173,2	511,3	72,7	1,4020	0,207	0,1218	0,0049
203031-N4	0,55	0,1256	0,0051	0,0643	0,0003	762,5	29,1	46,4	750,0	9,9	32,7	-1,7	1,1124	0,106	0,1256	0,0051
203031-N30	1,03	0,1289	0,0060	0,0625	0,0022	781,6	33,9	61,3	691,7	74,2	233,6	-11,5	1,1111	0,202	0,1289	0,0060
203031-N31	0,35	0,1590	0,0051	0,0715	0,0004	951,1	28,1	32,0	972,5	12,1	39,6	2,2	1,5679	0,059	0,1590	0,0051
203031-N11	0,57	0,1604	0,0527	0,0743	0,0270	959,0	286,2	850,0	1048,9	598,1	1445,5	9,4	1,6426	0,417	0,1604	0,0527
203031-N48	0,41	0,2019	0,0073	0,0851	0,0008	1185,5	39,3	55,1	1317,1	18,1	59,3	11,1	2,3681	0,123	0,2019	0,0073
203031-N19	0,35	0,2044	0,0065	0,0813	0,0004	1198,9	34,9	39,8	1227,7	10,1	33,3	2,4	2,2900	0,096	0,2044	0,0065
203031-N15	0,55	0,2109	0,0089	0,0811	0,0005	1233,7	47,2	78,5	1223,8	11,4	37,4	-0,8	2,3585	0,112	0,2109	0,0089
203031-N27	0,82	0,2343	0,0220	0,0996	0,0007	1357,1	113,7	289,0	1616,7	12,8	42,1	19,1	3,2179	0,318	0,2343	0,0220
203031-N24	1,10	0,2432	0,0130	0,0875	0,0097	1403,2	66,8	133,8	1372,6	199,9	580,8	-2,2	2,9356	1,195	0,2432	0,0130
203031-N41	0,30	0,2484	0,0095	0,0938	0,0012	1430,0	48,8	72,9	1504,8	24,7	80,3	5,2	3,2134	0,204	0,2484	0,0095
203031-N44	0,39	0,2756	0,0099	0,1060	0,0003	1569,0	49,7	68,5	1732,5	5,7	18,8	10,4	4,0291	0,185	0,2756	0,0099
203031-N22	0,12	0,2947	0,0113	0,0937	0,0021	1665,1	56,0	84,0	1502,9	41,4	133,2	-9,7	3,8093	1,280	0,2947	0,0113
203031-N38	0,76	0,3018	0,0098	0,1123	0,0011	1700,1	48,5	57,3	1836,8	18,2	59,4	8,0	4,6722	0,219	0,3018	0,0098
203031-N45	0,80	0,3139	0,0098	0,1128	0,0006	1760,1	48,1	52,7	1845,4	9,1	29,9	4,8	4,8839	0,194	0,3139	0,0098
203031-N32	0,76	0,3509	0,0156	0,1174	0,0064	1938,8	74,1	129,4	1916,9	95,4	295,2	-1,1	5,6793	5,066	0,3509	0,0156
203031-N36	0,71	0,3563	0,0116	0,1226	0,0007	1964,6	54,8	64,4	1994,1	9,7	31,8	1,5	6,0218	0,272	0,3563	0,0116
203031-N42	0,51	0,3679	0,0146	0,1169	0,0031	2019,4	68,7	107,6	1909,2	46,8	149,7	-5,5	5,9289	2,412	0,3679	0,0146
203031-N39	0,66	0,3728	0,0179	0,1132	0,0007	2042,5	83,6	155,6	1852,2	10,4	34,2	-9,3	5,8211	1,262	0,3728	0,0179
203031-N21	0,20	0,4809	0,0211	0,1587	0,0007	2531,0	91,3	157,5	2442,4	7,8	25,6	-3,5	10,5253	0,725	0,4809	0,0211
203031-N20	0,28	0,6105	0,0338	0,1831	0,0003	3072,2	134,0	273,4	2681,1	2,8	9,4	-12,7	15,4132	1,873	0,6105	0,0338
203031-N6	0,20	0,6266	0,0314	0,1788	0,0006	3136,0	123,3	236,1	2642,2	5,9	19,4	-15,7	15,4511	1,558	0,6266	0,0314

## Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования пробы 203010

(нижнехутудинская толща, колл. В.Ф.Проскурнина и М.А.Проскурниной, 2013).

		(1)		(1)		%						
	000	<sup>206</sup> <b>Pb</b>		<sup>207</sup> <b>Pb</b>		Dis-	(1)		(1)		(1)	
	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U		<sup>206</sup> <b>Pb</b>		cor-	<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>	
Spot	<sup>238</sup> U	Age	±abs	Age ±	abs	dant	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>	±abs	<sup>235</sup> U	±abs	<sup>238</sup> U	±abs
Метапес	счаник :	203010										
N40	0,79	544	21	673	58	24	0,0620	0,0005	0,7522	0,0298	0,0880	0,0029
N24	1,34	563	28	576	56	2	0,0592	0,0005	0,7451	0,0383	0,0912	0,0033
N43	0,53	569	28	614	137	8	0,0603	0,0012	0,7673	0,0435	0,0923	0,0034
N5	0,77	569	74	577	45	1	0,0593	0,0004	0,7548	0,0541	0,0924	0,0057
N64	0,25	578	99	766	55	32	0,0647	0,0005	0,8379	0,0870	0,0939	0,0071
N58	0,64	580	23	552	51	-5	0,0586	0,0004	0,7597	0,0501	0,0941	0,0032
N/2	0,33	585	29	661	29	29 13	0,0043	0,0003	0,6405	0,0442	0,0940	0,0035
N22	0,79	585	42	331	324	-43	0.0531	0,0000	0,6003	0,0404	0,0950	0,0033
N31	0.70	586	37	579	32	-1	0.0593	0.0003	0,7784	0.0401	0.0952	0.0039
N23	0,57	590	133	640	338	8	0,0610	0,0032	0,8067	0,1298	0,0959	0,0089
N11	1,21	592	43	487	325	-18	0,0569	0,0028	0,7545	0,1306	0,0962	0,0042
N33	0,78	602	279	534	616	-11	0,0581	0,0060	0,7846	0,2836	0,0979	0,0167
N39	0,99	606	69	854	107	41	0,0675	0,0011	0,9170	0,0949	0,0985	0,0056
N51	1,08	607	211	402	712	-34	0,0547	0,0066	0,7455	0,2594	0,0988	0,0131
N56	1,44	609	41	639	63	5	0,0610	0,0005	0,8330	0,0500	0,0991	0,0042
N6	0,30	612	61	776	147	27	0,0651	0,0014	0,8930	0,0886	0,0995	0,0052
N45	0,85	614	57	962	207	57	0,0712	0,0023	0,9810	0,1338	0,1000	0,0050
N25	0,35	610	31	566 607	42	-4	0,0596	0,0004	0,8217	0,0384	0,1001	0,0037
N26	0,50	622	20	605	35	-2	0,0600	0,0008	0,000	0,0000	0,1000	0,0034
N3	0,43	622	62	703	75	13	0.0628	0,0007	0,8776	0,1002	0,1013	0,0040
N55	0.18	628	48	680	55	8	0.0622	0.0005	0.8770	0.0868	0.1023	0.0046
N65	0,80	637	52	685	59	8	0,0623	0,0005	0,8921	0,0708	0,1038	0,0049
N59	0,19	639	24	670	99	5	0,0619	0,0009	0,8895	0,0456	0,1043	0,0034
N16	0,47	642	31	656	385	2	0,0615	0,0038	0,8877	0,0885	0,1047	0,0038
N1	1,01	651	63	707	141	9	0,0630	0,0013	0,9222	0,0958	0,1062	0,0055
N52	0,87	656	78	582	475	-11	0,0594	0,0046	0,8770	0,1387	0,1071	0,0063
N50	0,73	659	56	615	38	-7	0,0603	0,0003	0,8958	0,0499	0,1077	0,0052
N13	1,04	674	25	664	186	-1	0,0617	0,0017	0,9386	0,0645	0,1103	0,0036
N17	0,32	691 709	28	783	101	13	0,0653	0,0010	1,0174	0,0844	0,1131	0,0038
N47	1 32	700	40 86	557	577	-24	0,0040	0,0007	0 9724	0,0597	0,1101	0,0050
N49	0.91	766	34	968	98	26	0.0714	0,0001	1 2423	0.0643	0,1201	0.0045
N37	0.62	775	94	473	483	-39	0.0565	0.0043	0.9952	0.1114	0.1277	0.0077
N2	0,78	783	100	634	213	-19	0,0609	0,0019	1,0845	0,1829	0,1292	0,0080
N32	1,07	825	206	583	328	-29	0,0594	0,0030	1,1186	0,4441	0,1365	0,0140
N42	0,44	966	38	942	116	-2	0,0705	0,0013	1,5710	0,0848	0,1617	0,0055
N62	0,38	966	38	1007	46	4	0,0728	0,0005	1,6226	0,0795	0,1617	0,0055
N20	0,57	1002	38	1024	33	2	0,0734	0,0004	1,7015	0,0878	0,1682	0,0056
N61	0,41	1018	49	1010	88	-1	0,0728	0,0010	1,7190	0,0874	0,1712	0,0063
N28	0,75	1146	146	1174	52	2	0,0791	0,0006	2,1220	0,1719	0,1946	0,0123
N7	0,66	1196	46	1203	71	1	0,0802	0,0009	2,2557	0,1104	0,2039	0,0069
N36	0,22	1230	85	1174	16	-5	0,0791	0,0002	2,2919	0,1164	0,2102	0,0092
N54	0,41	1231	47	1235	20	0	0,0816	0,0003	2,3653	0,0999	0,2103	0,0071
N14	0,44	1240	55	1245	32	0	0,0820	0,0004	2,3963	0,1107	0,2120	0,0076
N46	0,86	1282	57	1249	22	-3	0,0822	0,0003	2,4916	0,0959	0,2200	0,0079
N/A	1 13	1290	40	1354	38	2	0,0867	0,0009	2,0100	0,1017	0,2231	0,0127
N19	0.59	1398	212	1669	225	19	0,0007	0.0041	3.4207	0.4202	0,2230	0.0176
N41	0.62	1428	82	1320	22	-8	0.0852	0.0003	2.9131	0.1711	0.2480	0.0100
N63	0,56	1453	78	2171	8	49	0,1356	0,0002	4,7267	0,3069	0,2529	0,0099
N44	0,81	1498	46	1493	32	0	0,0933	0,0005	3,3631	0,1394	0,2615	0,0082
N38	1,05	1553	56	1512	51	-3	0,0942	0,0008	3,5394	0,1468	0,2725	0,0090
N18	0,21	1614	55	1634	15	1	0,1005	0,0002	3,9425	0,1594	0,2844	0,0093
N30	0,26	1614	136	1556	16	-4	0,0964	0,0002	3,7837	0,3143	0,2845	0,0142
N8	1,14	1631	116	1784	15	9	0,1091	0,0003	4,3285	0,3577	0,2878	0,0131
N27	0,48	1637	86	1621	8	-1	0,0999	0,0001	3,9816	0,2541	0,2892	0,0113
N35	0,43	1/10	01	1750	60	40	0,155/	0,0019	0,0499	0.2020	0.2110	0.0115
	0,50	1750	61 61	1/00	0 22	0 0	0,1074	0,0001	4,01/3	0,∠080 0.2210	0,3119	0,0115
N57	0.56	1807	 Q1	1758	12	-3	0 1075	0,0004	4 7972	0,2210	0.3236	0,0090
N60	0.24	1850	109	1754	11	-5	0.1073	0.0002	4.9173	0.2781	0.3324	0.0138
N53	0.48	1939	105	1893	12	-2	0,1158	0.0002	5.6038	0,2941	0.3508	0.0141
N34	0,49	2183	237	2088	18	-4	0,1293	0,0004	7,1819	0,6167	0,4030	0,0243

## СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

## Южно-Быррангский геологический район

## Озеротаймырская геологическая площадь

Таблица 16

#### Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования трахитов аятаринской свиты

(пробы ВТ-43 и ВТ-43-1 из колл. А.П.Романова, 2013)

	1								n	0/									
						Are (	2)	207	-/ 'mi	<b>%</b> 0	(1)		(1)		(1)		(1)		
				232 -		206-1	<i>2</i> )		PD	Dis-	238		207 - 1 *		207 - 1 *		206 ml *		
	%	ppm	ppm	Th	ppm	<u>Pp</u>	<u>)*</u>	206	'Pb	cor-	<u> </u>		<u>Pb</u>		<u>Pb</u>				err
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	<sup>238</sup> U	J	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
BT-43_1.1	2,66	105	146	1,43	3.43	236.6 ±3	3.9	-185	± 790	-179	27.02	2.2	0.043	32	0.218	32	0.03698	2.2	,071
BT-43_2.1	0,70	354	596	1,74	11.6	239.9 ±2	2.4	276	± 210	15	26.35	1.1	0.0518	9.1	0.271	9.1	0.03795	1.1	,122
BT-43_3.1	2,88	103	150	1,50	3.32	234.2 ±4	4.3	-570	±1100	-346	27.5	2.6	0.037	40	0.185	40	0.03635	2.6	,064
BT-43_4.1	2,77	268	164	0,63	8.66	237.3 ±2	2.6				27.37	1.7	0.03	36	0.15	37	0.03652	1.7	,047
BT-43_5.1	6,37	89	94	1,09	3.04	242.6 ±4	4.4				26.89	3.3	0.026	91	0.13	92	0.0371	3.3	,036
BT-43_6.1	2,45	296	654	2,28	9.81	240.7 ±2	2.9	-294	± 470	-224	26.62	1.5	0.0409	18	0.212	18	0.03755	1.5	,082
BT-43_7.1	0,39	151	168	1,15	4.9	237 ±3	3.4	482	± 200	102	26.51	1.4	0.0568	8.9	0.295	9	0.03772	1.4	,158
BT-43_8.1	2,29	140	144	1,06	4.65	240.7 ±3	3.4	-120	± 560	-151	26.52	1.8	0.0438	23	0.228	23	0.03769	1.8	,081
BT-43_9.1	1,09	109	164	1,56	3.58	239 ±3	3.8	419	± 240	74	26.34	1.7	0.0552	11	0.289	11	0.03796	1.7	,156
BT-43_10.1	1,01	291	330	1,17	9.49	238.1 ±2	2.6	145	± 220	-39	26.64	1.2	0.049	9.3	0.253	9.4	0.03752	1.2	,127
BT-43-1_1.1	2,14	87	97	1,15	2.81	232.4 ±4	4	208	± 500	-10	27.26	2.1	0.05	22	0.254	22	0.03667	2.1	,098
BT-43-1_2.1	2,17	106	108	1,05	3.48	238.6 ±3	3.8	-7	± 570	-103	26.68	2	0.046	23	0.237	24	0.03746	2	,086
BT-43-1_3.1	2,04	215	285	1,37	6.92	234.5 ±2	2.8	-65	± 430	-128	27.2	1.5	0.0448	18	0.227	18	0.03675	1.5	,085
BT-43-1_4.1	0,00	100	147	1,51	3.26	238.6 ±3	3.8	454	± 110	89	26.35	1.6	0.0561	5.1	0.293	5.3	0.03795	1.6	,299
BT-43-1_5.1	0,79	447	1175	2,71	14.4	236.2 ±2	2.2	87	± 220	-63	26.91	1	0.0478	9.3	0.245	9.3	0.03716	1	,109
BT-43-1_5.2	1,53	419	1154	2,85	13.6	236.9 ±2	2.2	-91	± 360	-139	26.94	1.2	0.0444	15	0.227	15	0.03711	1.2	,083
BT-43-1_6.1	0,00	92	133	1,49	3.03	236.5 ±4	4	857	± 110	255	26.21	1.6	0.0676	5.2	0.356	5.5	0.03816	1.6	,299
BT-43-1_7.1	2,15	86	88	1,06	2.75	231.9 ±4	4.1	148	± 520	-36	27.37	2.1	0.049	22	0.247	22	0.03653	2.1	,096
BT-43-1_8.1	1,83	136	79	0,60	4.43	237.6 ±3	3.4	-85	± 400	-136	26.85	1.6	0.0445	16	0.228	17	0.03723	1.6	,099
BT-43-1_7.2	4,09	86	104	1,25	2.85	236.3 ±4	4.2	-290	±1100	-226	27.11	2.8	0.041	44	0.208	44	0.0369	2.8	,064

#### Таблицы результатов изотопного датирования интрузивных образований листа S-46

## ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

# Мининско-Большевистский геологический район

## Мининско-коломейцевская геологическая площадь

Таблица 1

## Результаты датирования пробы 203027/2 U-Pb SIMS SHRIMP методом

#### (аттинский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age	20 20 20	1) <sup>7</sup> Pb <sup>6</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
203027-2_1.1	0,46	335	237	0,73	13.9	301.9 ± 3.2	298	± 120	-1	20.85	1.1	0.0523	5.3	0.346	5.4	0.04795	1.1	,201
203027-2_1.2	0,21	311	212	0,71	13	304.5 ± 3.2	161	± 110	-47	20.68	1.1	0.0493	4.5	0.329	4.6	0.04836	1.1	,234
203027-2_2.1	0,00	846	531	0,65	34.9	302.4 ± 2.6	304	± 54	0	20.82	0.88	0.0524	2.4	0.3471	2.5	0.04802	0.88	,346
203027-2_2.2	0,11	1158	1258	1,12	47.3	299.1 ± 2.4	291	± 52	- 3	21.06	0.81	0.0521	2.3	0.3413	2.4	0.04748	0.81	,336
203027-2_3.1		436	283	0,67	17.8	298.5 ± 3.1	420	± 68	41	21.1	1.1	0.0552	3	0.361	3.2	0.04739	1.1	,329
203027-2_3.2	0,11	565	574	1,05	23.2	301.2 ± 2.5	323	± 69	7	20.91	0.86	0.0529	3	0.349	3.2	0.04783	0.86	,272
203027-2_4.1	0,23	263	244	0,96	10.6	296 ± 3.3	323	± 110	9	21.28	1.2	0.0529	4.8	0.343	4.9	0.04698	1.2	,234
203027-2_4.2	0,00	615	639	1,07	25.2	300.3 ± 2.4	333	± 62	11	20.97	0.83	0.0531	2.7	0.349	2.8	0.04768	0.83	,293
Errors are 1-	sigma; P	$b_c$ and Pl	o <sup>*</sup> indica	ate the c	common ar	nd radiogenic po:	rtions,	respecti	vely.									
Error in Star	dard cal	ibration	was 0.5	6%( not	included	in above errors	s but re	quired wl	hen compa	aring dat	a from d	lifferent	mounts)					
(1) Common Ph	correct	ed using	measure	ed <sup>204</sup> Pb.														

## Результаты датирования пробы 203022/11 U-Pb SIMS SHRIMP методом (аттинский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013)

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 <u>Th</u> 238U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1 206 238 <b>A</b> g	L) <u>Pb</u> <sup>3</sup> U ge	( 207 206 <b>A</b>	1) <sup>7</sup> <u>Pb</u> <sup>5</sup> Pb ge	% Dis- cor- dant	(1) 238 <u>U</u> 206 <b>Pb</b> *	±%	(1) <u> <sup>207</sup>Pb</u> <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
203022-11_3.1	0,00	1024	254	0,26	40.8	292.2	± 2.4	76	± 110	-74	21.57	0.83	0.0475	4.7	0.304	4.8	0.04637	0.83	,174
203022-11_2.1	0,14	893	391	0,45	35.7	292.7	± 2.2	237	± 98	-19	21.53	0.78	0.0509	4.3	0.326	4.3	0.04645	0.78	,180
203022-11_1.1	0,10	314	67	0,22	12.6	294.1	± 3.6	476	± 180	62	21.42	1.2	0.0566	7.9	0.364	8	0.04668	1.2	,156
203022-11_4.1	0,28	1031	333	0,33	43.3	307	±3.8	272	±57	-11	20.5	1.3	0.0517	2.5	0.3476	2.8	0.04877	1.3	,459
203022-11_2.1A	0,00	1071	497	0,48	45.1	308.3	±3.5	311	±39	1	20.42	1.2	0.05259	1.7	0.3552	2.1	0.04898	1.2	,561
203022-11_9.1		1455	923	0,66	61.3	308.7	±3.1	318	±30	3	20.39	1	0.05276	1.3	0.3568	1.7	0.04906	1	,615
203022-11_5.1	0,17	822	485	0,61	34.7	308.8	±3.2	254	±64	-18	20.38	1.1	0.0513	2.8	0.347	3	0.04907	1.1	,359
203022-11_8.1	0,00	547	294	0,56	23.1	309.2	±3.4	351	±48	13	20.35	1.1	0.0535	2.1	0.3626	2.4	0.04914	1.1	,462
203022-11_7.1	0,00	2514	290	0,12	107	311.7	±4	296	±38	- 5	20.18	1.3	0.05223	1.7	0.3568	2.1	0.04955	1.3	,622
203022-11_1.1A	0,37	469	101	0,22	20.1	312.2	±3.8	357	±81	14	20.15	1.2	0.0537	3.6	0.367	3.8	0.04963	1.2	,327
203022-11_3.1A	0,49	1270	572	0,47	54.5	312.8	±3.3	375	±84	20	20.11	1.1	0.0541	3.7	0.371	3.9	0.04973	1.1	,275
203022-11_10.1	0,23	738	300	0,42	31.7	314.2	±3.6	156	±74	-50	20.02	1.2	0.0492	3.1	0.339	3.4	0.04994	1.2	,353
203022-11_6.1	0,39	597	268	0,46	25.8	314.5	±3.8	181	±95	-42	20	1.2	0.0497	4.1	0.343	4.2	0.05	1.2	,291
203022-11_6.1RE	0,09	1991	7	0,00	107	390.4	±4.4	368	±31	-6	16.02	1.2	0.05392	1.4	0.4641	1.8	0.06243	1.2	,647
Errors are 1-	-sigma; P	$b_c$ and $Pl$	b <sup>*</sup> indica	ate the d	common an	nd radiog	genic por	rtions,	respecti	vely.									
Error in Star	ndard cal	ibration	was 0.6	0%( not	included	in abov	ve errors	but re	quired w	hen compa	aring dat	a from d	lifferent	mounts)					
(1) Common Ph	o correct	ed using	measure	d <sup>204</sup> Pb.															

# Результаты датирования пробы 203001/5 U-Pb SIMS SHRIMP методом (харитоновский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

Smot	% 206 pt	ppm	ppm Th	232 238 11	<b>ppm</b>	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U	( 207 206	1) <sup>'</sup> <u>Pb</u> <sup>'</sup> Pb	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> ph*	+9/	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	+0/	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> TT	+0/	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> u	±0/	err
Spor	PDc	0	111	0	PD"	Age	A	ge	uant	FD	170	PD	170	0	170	U	170	COLL
203001-5_3.1	4,35	562	25	0,05	22.6	281.8 ± 3.7	613	±330	118	22.35	1.4	0.0603	15	0.371	16	0.04469	1.4	,087
203001-5_10.1	4,20	1128	4	0,00	49.1	305.3 ± 2.8	452	±230	48	20.6	0.93	0.056	10	0.374	10	0.0485	0.93	,090
203001-5_2.1	0,35	628	1	0,00	26.6	308.5 ± 2.1	363	±110	18	20.4	0.69	0.0538	4.7	0.364	4.8	0.04902	0.69	,145
203001-5_8.1	11,60	1554	3	0,00	74.3	308.7 ± 3.3	563	±290	82	20.31	1.1	0.0589	13	0.398	13	0.04906	1.1	,082
203001-5_11.1	9,39	2018	25	0,01	94.4	309.7 ± 2.7	527	±240	70	20.26	0.91	0.0579	11	0.393	11	0.04921	0.91	,082
203001-5_1.1	12,72	1599	3	0,00	78.1	311 ± 3.1	376	±300	21	20.15	1	0.0542	13	0.369	13	0.04943	1	,075
203001-5_5.1	7,09	1478	3	0,00	67.8	311.4 ± 2.7	523	±230	68	20.17	0.89	0.0579	10	0.395	10	0.04949	0.89	,086
203001-5_4.1	3,11	1107	2	0,00	48.6	311.7 ± 2.7	555	±200	78	20.17	0.9	0.0587	9.1	0.401	9.2	0.04953	0.9	,098
203001-5_9.1	5,81	1150	4	0,00	52.1	311.8 ± 3	333	±280	7	20.15	0.98	0.0531	13	0.363	13	0.04956	0.98	,078
203001-5_7.1	0,00	280	152	0,56	22.3	571.6 ± 4.3	546	± 57	- 5	10.785	0.78	0.0584	2.6	0.747	2.7	0.09272	0.78	,289
203001-5_6.1	0,51	700	476	0,70	57.4	584.6 ± 3.4	399	± 81	-32	10.533	0.61	0.0547	3.6	0.716	3.7	0.09492	0.61	,165
Errors are 1-s	igma; Pb	$_{\rm c}$ and Pb <sup>*</sup>	indicat	e the co	mmon and	l radiogenic po	rtions, re	espectiv	ely.									
Error in Stand	ard cali	bration v	was 0.23	≹(not i	ncluded	in above error	s but requ	ired whe	en compar	ing data	from di	fferent	mounts).					
(1) Common Pb	correcte	d using r	measured	<sup>204</sup> Pb.														
(2) Common Pb	Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age-concordan																	

# Результаты датирования пробы 13102/2 U-Pb SIMS SHRIMP методом (харитоновский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

						(1) 206m1	(1) 207 <b>-</b> 1	%	(1)		(1)		(1)		(1)		
	%			<sup>232</sup> Th	nnm	23811	206 pt	Dis-	<sup>238</sup> II		<sup>207</sup> Ph <sup>*</sup>		<sup>207</sup> Ph <sup>*</sup>		<sup>206</sup> Ph <sup>*</sup>		
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Age	Age	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
Гранит	13102	/2, магм	латиче	ские от	горочки												
12,2		2971	3	0,001	130	319.3 ± 1.9	318 ± 25	0	19.69	0.6	0.05274	1.1	0.3693	1.3	0.05078	0.6	,477
2,1	0,06	3395	4	0,001	148	319.4 ± 2	<b>313 ± 22</b>	-2	19.69	0.65	0.05264	0.97	0.3687	1.2	0.0508	0.65	,554
1,2		2877	4	0,002	127	322.7 ± 2	<b>3</b> 21 ± 26	0	19.48	0.65	0.05282	1.2	0.3739	1.3	0.05134	0.65	,489
5,2	0,23	1857	6	0,004	86.7	$340.2 \pm 2.3$	359 ± 41	5	18.45	0.7	0.05371	1.8	0.4012	2	0.05418	0.7	,355
13,1	0,07	2377	9	0,004	112	343.6 ± 2.4	358 ± 31	4	18.27	0.72	0.05369	1.4	0.4053	1.5	0.05475	0.72	,468
3,2	0,16	2188	15	0,007	113	$376.2 \pm 2.4$	437 ± 30	16	16.64	0.67	0.05562	1.4	0.4609	1.5	0.06009	0.67	,443
6,1	0,05	2085	13	0,006	108	$376.6 \pm 2.4$	415 ± 25	10	16.62	0.66	0.05506	1.1	0.4567	1.3	0.06016	0.66	,506
11,2	0,03	2310	12	0,006	120	$377.2 \pm 2.2$	379 ± 21	1	16.595	0.6	0.0542	0.94	0.4503	1.1	0.06026	0.6	,538
3.2R	0,19	2154	12	0,006	112	377.4 ± 2.5	387 ± 41	3	16.58	0.67	0.05439	1.8	0.4522	1.9	0.0603	0.67	,348
4,1		2772	24	0,009	144	378.1 ± 2.4	375 ± 22	-1	16.55	0.65	0.0541	0.96	0.4506	1.2	0.06041	0.65	,560
7,1	0,03	2051	9	0,005	107	378.5 ± 2.4	377 ± 23	0	16.54	0.66	0.05415	1	0.4514	1.2	0.06047	0.66	,534
8,2		2083	9	0,005	108	379 ± 2.3	361 ± 22	-5	16.52	0.63	0.05375	0.96	0.4487	1.2	0.06055	0.63	,550
Гранит	13102	/2, унас	ледова	анные я	ідра												
16,1	0,18	383	252	0,68	29.4	551.8 ± 4.1	566 ± 48	3	11.189	0.77	0.059	2.2	0.727	2.3	0.08937	0.77	,329
5,1	0,00	628	601	0,99	48.8	558.6 ± 4	588 ± 30	5	11.047	0.75	0.05957	1.4	0.744	1.6	0.09052	0.75	,476
8,1	0,00	266	212	0,82	21.1	570.1 ± 5.5	605 ± 46	6	10.81	1	0.06	2.1	0.766	2.3	0.09247	1	,434
11,1	0,00	35	17	0,50	2.84	579 ±10	579 ±110	) 0	10.64	1.8	0.0593	5.2	0.769	5.5	0.094	1.8	,331
15,1	0,00	100	105	1,08	9.23	654.6 ± 6.9	674 ± 60	3	9.36	1.1	0.062	2.8	0.914	3	0.1069	1.1	,368
10,1		165	68	0,43	15.2	660.5 ± 6.3	746 ± 80	13	9.271	1	0.0641	3.8	0.954	3.9	0.1079	1	,255
12,1	0,00	113	59	0,55	10.5	661.5 ± 6.9	725 ± 57	10	9.25	1.1	0.0635	2.7	0.946	2.9	0.1081	1.1	,376
14,1	0,00	109	97	0,92	10.4	681 ± 7	699 ± 57	3	8.975	1.1	0.0627	2.7	0.964	2.9	0.1114	1.1	,374
9,1	0,55	51	64	1,30	6.71	912 ±13	902 ±190	) -1	6.58	1.5	0.0691	9.4	1.45	9.6	0.1519	1.5	,158
3,1	0,04	553	346	0,65	84	$1050 \pm 7.2$	$1055 \pm 22$	0	5.653	0.74	0.07449	1.1	1.817	1.3	0.1769	0.74	,557
1,1	0,27	92	81	0,91	22.6	1609 ±16	1593 ± 40	-1	3.525	1.1	0.0984	2.1	3.846	2.4	0.2836	1.1	,473

## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP изотопного датирования пробы 204060/9 (ленивенско-толлевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина)

	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	(206 23	1) <sup>'</sup> <u>Pb</u> <sup>8</sup> U	() 207 206	1) <sup>'</sup> Pb <sup>'</sup> Pb	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	A	ge	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
20406	50-9																		
2,1	0,00	597	9	0,02	27.9	341,2	±4.3	356	± 48	4	18.4	1.3	0.0536	2.1	0.402	2.5	0.05435	1.3	,521
3,1	0,00	596	11	0,02	27.9	341,7	±2.1	352	± 49	3	18.37	0.64	0.0535	2.2	0.4019	2.3	0.05444	0.64	,281
4,1	0,00	374	10	0,03	17.4	339,8	±2.5	465	± 59	37	18.47	0.76	0.0563	2.7	0.42	2.8	0.05413	0.76	,274
5,1	0,17	624	13	0,02	29.2	341,1	±2.5	294	± 63	-14	18.4	0.75	0.0522	2.8	0.391	2.9	0.05434	0.75	,262
6,1	0,11	727	21	0,03	33.9	340,4	±2.1	421	± 48	24	18.44	0.62	0.0552	2.1	0.4128	2.2	0.05422	0.62	,277
7,1	0,00	387	8	0,02	17.9	338,5	±2.8	366	± 60	8	18.55	0.86	0.0539	2.7	0.401	2.8	0.05391	0.86	,307
8,1	0,30	500	15	0,03	23.6	344	±2.4	301	± 82	-13	18.24	0.7	0.0524	3.6	0.396	3.7	0.05482	0.7	,191
10,1	0,12	598	21	0,04	28	341,8	±2.1	300	± 78	-12	18.36	0.64	0.0523	3.4	0.393	3.5	0.05446	0.64	,184
10.1RE	0,00	665	15	0,02	31.1	340,9	±2.1	464	± 44	36	18.41	0.63	0.0563	2	0.4215	2.1	0.05431	0.63	,303
9,1	0,43	109	108	1,03	7.9	521.8	±5.3	425	±120	-19	11.86	1.1	0.0553	5.5	0.643	5.6	0.08431	1.1	,189
1,1	0,00	940	12	0,01	48.9	378.6	±2.4	350	± 37	-7	16.53	0.65	0.05351	1.6	0.4463	1.8	0.06049	0.65	,368

## Шренк-Фаддеевский геологический район

#### Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

#### Таблица б

#### Результаты датирования пробы 204031 U-Pb SIMS SHRIMP методом (ледяной комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014)

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	$\frac{\frac{232}{238}}{U}$	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> P <sup>238</sup> U Ag	b J	(1 $207$ ) 206 Aş	) Pb Pb ge	% Dis- cor- dant	$(1) \\ \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{206}\text{Pb}}^*$	±%	$(1) \\ \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{(1)}{\frac{207}{\text{Pb}^{*}}}{\frac{235}{\text{U}}}$	±%	$\frac{(1)}{\frac{206 \text{Pb}^{*}}{238 \text{U}}}$	±%	err corr
204031																			
4,1	0,23	1666	148	0,09	200	842.8	±7.7	850	±19	1	7.159	0.97	0.06738	0.91	1.298	1.3	0.1397	0.97	,730
7,1	0,06	1773	92	0,05	213	844.6	±3.2	872	±14	3	7.143	0.41	0.06812	0.69	1.315	0.8	0.13999	0.41	,509
2,1	0,10	2030	122	0,06	244	845	±3.2	871	±15	3	7.139	0.4	0.06807	0.73	1.315	0.83	0.14006	0.4	,484
6,1	0,02	2198	120	0,06	304	960.8	±3.6	978	±11	2	6.222	0.4	0.07171	0.54	1.589	0.67	0.16072	0.4	,593
5,1	0,05	443	184	0,43	69.4	1078.4	±5.8	1101	±26	2	5.491	0.58	0.07622	1.3	1.914	1.4	0.1821	0.58	,415
8,1	0,10	310	118	0,39	56.5	1240.9	±7.4	1207	±29	-3	4.71	0.66	0.0804	1.5	2.354	1.6	0.2123	0.66	,401
10,1	0,00	871	222	0,26	159	1241.3	±5.2	1241	±15	0	4.709	0.46	0.0818	0.75	2.395	0.88	0.21235	0.46	,527
1,1	0,03	394	114	0,30	72	1243.4	±5.3	1272	±19	2	4.7	0.47	0.08314	0.99	2.439	1.1	0.21274	0.47	,426
3,1	0,10	406	124	0,31	74.3	1244	±5.3	1277	±21	3	4.698	0.47	0.08334	1.1	2.446	1.2	0.2128	0.47	,400
9,1	0,02	726	178	0,25	133	1244.1	±4.8	1220	±36	-2	4.698	0.42	0.081	1.8	2.376	1.9	0.21286	0.42	,226

i coyndraidh gaimpobainn ngoodi ao ioao o i o bhilo bhilinn meiogon
---

## (ледяной комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014)

						( 206	1) ' <u>Pb</u>	(1 <sup>207</sup> ]	) <u>Pb</u>	% Dis-	(1)		(1)		(1)		(1)		
	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	23	<sup>8</sup> U	206	Pb	cor-	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	A	ge	Ag	e	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204020						_													
1,1	4,36	102	129	1,31	12.1	796	±12	844	±240	6	7.58	1.6	0.0672	11	1.22	12	0.1315	1.6	,139
17,1	3,66	236	733	3,20	29.2	833.8	± 8.9	1044	±190	25	7.221	1.1	0.0741	9.3	1.41	9.4	0.1381	1.1	,121
1,2	0,24	118	81	0,71	15.5	921	±11	948	± 61	3	6.513	1.3	0.0707	3	1.496	3.2	0.1535	1.3	,400
2,1	0,00	159	129	0,84	21	921.2	± 8.7	900	± 42	-2	6.51	1	0.0691	2	1.463	2.3	0.1536	1	,443
3,1	0,00	424	196	0,48	55.8	918	± 6.5	916	± 26	0	6.534	0.75	0.06958	1.3	1.468	1.5	0.153	0.75	,514
4,1	0,00	234	299	1,32	30.8	918.8	± 7.8	947	± 35	3	6.528	0.91	0.0707	1.7	1.492	1.9	0.1532	0.91	,472
5,1	0,08	268	249	0,96	35.2	915.9	± 7.4	946	± 34	3	6.55	0.86	0.0706	1.7	1.486	1.9	0.1527	0.86	,463
6,1	0,00	78	78	1,04	10.2	920	±12	999	± 59	9	6.517	1.4	0.0725	2.9	1.533	3.2	0.1534	1.4	,435
7,1	0,72	406	507	1,29	53.7	916.6	± 7	1050	± 53	15	6.541	0.82	0.0743	2.6	1.566	2.7	0.1528	0.82	,301
8,1	0,39	144	132	0,94	19.2	922.4	± 9.6	853	± 69	-8	6.499	1.1	0.0675	3.3	1.431	3.5	0.1538	1.1	,318
9,1	0,32	78	85	1,13	10.2	919	±12	931	±110	1	6.521	1.5	0.0701	5.2	1.482	5.4	0.1533	1.5	,270
10,1	0,94	141	188	1,38	18.7	918	±11	879	±120	-4	6.526	1.3	0.0683	5.6	1.443	5.8	0.1531	1.3	,217
10,2	0,22	158	142	0,93	20.7	917.2	± 9.6	983	± 56	7	6.539	1.1	0.0719	2.7	1.516	3	0.1529	1.1	,379
11,1	0,15	311	178	0,59	40.9	917	± 7	918	± 34	0	6.541	0.82	0.0696	1.6	1.468	1.8	0.1529	0.82	,446
12,1	0,18	107	116	1,13	14.1	918	±10	960	± 55	5	6.531	1.2	0.0711	2.7	1.501	2.9	0.1531	1.2	,399
13,1	0,00	114	165	1,49	15	917.3	± 8.6	931	± 42	2	6.54	1	0.0701	2	1.478	2.3	0.1529	1	,445
14,1	0,18	87	93	1,10	11.5	918.9	± 9.7	960	± 56	5	6.526	1.1	0.0711	2.7	1.502	3	0.1532	1.1	,382
15,1	0,00	137	134	1,01	18	916.4	± 8.2	897	± 39	-2	6.546	0.96	0.0689	1.9	1.452	2.1	0.1528	0.96	,452
16,1	0,14	271	200	0,76	35.8	920.7	± 6.5	1057	± 29	15	6.512	0.76	0.0746	1.4	1.579	1.6	0.1535	0.76	,465
18,1	0,34	328	187	0,59	43.6	922.7	± 6.3	905	± 42	-2	6.496	0.73	0.0692	2.1	1.468	2.2	0.1539	0.73	,335
19,1	0,03	479	588	1,27	63	917.3	± 5.6	843	± 22	-8	6.539	0.66	0.06717	1.1	1.416	1.3	0.1529	0.66	,524
20,1	0,07	327	287	0,91	42.8	915.4	± 7	905	± 32	-1	6.554	0.82	0.0692	1.5	1.456	1.7	0.1526	0.82	,471
21,1	0,28	82	88	1,11	10.9	920	±13	981	± 71	7	6.52	1.6	0.0718	3.5	1.519	3.8	0.1534	1.6	,408
22,1	0,31	202	271	1,39	26.5	914.3	± 8.1	992	± 88	9	6.561	0.94	0.0722	4.4	1.517	4.5	0.1524	0.94	,212
23,1	0,38	230	302	1,36	30.4	920.6	± 8	884	± 57	-4	6.512	0.94	0.0685	2.8	1.45	2.9	0.1535	0.94	,321
Errors a	are 1-sig	ma: Pb. a	$nd Pb^{*}$ in	ndicate t	he commo	on and r	adiogen	ic portion	is. rest	ectively	v.								
Error in	1 Standa	rd calibra	ation was	0.62%	not inclu	ded in a	bove err	ors but r	equire	d when	compari	ng data i	from diffe	erent mo	unts).				
(1) Com	mon Ph	corrected	1 110ing #		1 <sup>204</sup> Pb			les sat i			- Shipar I								
			i usilig li	icasulet	1 10.														

Таблица 8	
Результаты датирования пробы 204126/3	<b>U-Pb SIMS SHRIMP методом</b>

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1 206 238 Ag	) <u>Pb</u> U ge	(1 <sup>207</sup> H <sup>206</sup> H Ag	) <u>Pb</u> ge	% Dis- cor- dant	$(1)^{238}U^{206}Pb^*$	±%	$(1) \\ \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{(1)}{\frac{207}{\text{Pb}}^{*}}{\frac{235}{\text{U}}}$	±%	$\frac{(1)}{\frac{206}{\text{Pb}}^{*}}{\frac{238}{\text{U}}}$	±%	err corr
204126-3_4.1	0,00	818	605	0,76	86.5	748	$\stackrel{\pm}{6.2}$	742	$\frac{\pm}{28}$	-1	8.127	0.88	0.06402	1.3	1.086	1.6	0.123	0.88	,560
204126-3_5.1	0,10	89	47	0,54	24.8	1812	±21	1768	± 36	-2	3.08	1.3	0.1081	2	4.84	2.4	0.3246	1.3	,561
204126-3_1.1	0,05	204	124	0,63	90.4	2677	±21	2691	± 27	1	1.942	0.98	0.1842	1.6	13.07	1.9	0.5148	0.98	,516
204126-3_2.1	0,04	357	322	0,93	159	2689	±20	2687	± 11	0	1.932	0.92	0.1838	0.66	13.12	1.1	0.5176	0.92	,814
204126-3_1.2	0,03	201	97	0,50	89.5	2690	±22	2686	± 14	0	1.931	1	0.1837	0.83	13.12	1.3	0.5179	1	,774
204126-3_3.1	0,27	75	23	0,32	34.7	2759	±30	2780	± 23	1	1.87	1.3	0.1944	1.4	14.32	1.9	0.5342	1.3	,695

(москвичевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	(1 206 238	L) <u>Pb</u> <sup>8</sup> U	( 207 206	1) <sup>7</sup> Pb <sup>5</sup> Pb	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Ag	ge	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204093-	12																		
1,1	0,22	126	275	2,25	11.7	658	±7.4	759	± 64	15	9.3	1.2	0.0645	3.1	0.956	3.3	0.1075	1.2	,360
2,1	0,53	107	98	0,95	9.96	661.6	±9.3	475	±120	-28	9.25	1.5	0.0566	5.5	0.843	5.7	0.1081	1.5	,261
3,1	0,68	119	121	1,05	11.2	664.1	±8.1	592	±130	-11	9.21	1.3	0.0597	6.2	0.893	6.3	0.1085	1.3	,201
4,1	0,00	107	195	1,88	9.96	662.1	±8	740	± 79	12	9.25	1.3	0.064	3.7	0.954	3.9	0.1082	1.3	,322
6,1	2,97	287	392	1,41	27.6	663.9	±6.9	814	±140	23	9.2	1.1	0.0663	6.9	0.991	7	0.1085	1.1	,157
5,1	0,00	496	874	1,82	45.9	659.6	±5.3	622	± 31	-6	9.282	0.84	0.06053	1.4	0.899	1.7	0.10774	0.84	,509
7,1	0,29	91	204	2,31	8.57	666.5	±8.4	642	± 85	-4	9.18	1.3	0.0611	4	0.917	4.2	0.1089	1.3	,318
7.RE	0,43	142	140	1,02	13.3	663.4	±7.4	667	± 97	0	9.22	1.2	0.0618	4.5	0.923	4.7	0.1084	1.2	,253
8,1	0,48	159	147	0,95	14.8	662.6	±7.3	751	± 92	13	9.23	1.2	0.0643	4.3	0.96	4.5	0.1083	1.2	,257
9,1	0,00	96	174	1,87	8.89	659.1	±8.2	590	± 70	-11	9.29	1.3	0.0596	3.2	0.885	3.5	0.1077	1.3	,378
10,1	0,01	259	335	1,34	24.3	667.9	±7.1	757	± 40	13	9.16	1.1	0.0645	1.9	0.97	2.2	0.1092	1.1	,508
10.RE	0,26	128	210	1,70	11.9	662.3	±7.6	674	± 73	2	9.24	1.2	0.062	3.4	0.925	3.6	0.1082	1.2	,333

Результаты датирования пробы 204093/12 U-Pb SIMS SHRIMP методом (верхнешренковский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

	%			<sup>232</sup> Th	nnm	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> rr	( 20 20	1) <sup>7</sup> Pb	% Dis-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		0.84
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Age	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204095_1.1	1,36	169	165	1,01	16.4	676.9 ± 8.3	671	±160	-1	9.02	1.3	0.0619	7.2	0.945	7.4	0.1107	1.3	,176
204095_2.1	0,26	241	268	1,15	22.4	660 ± 6.8	538	± 66	-19	9.27	1.1	0.0582	3	0.865	3.2	0.1078	1.1	,340
204095_3.1	0,23	189	209	1,15	17.8	671.6 ± 7.4	570	± 71	-15	9.11	1.2	0.0591	3.3	0.895	3.5	0.1098	1.2	,335
204095_4.1	0,27	122	150	1,27	11.5	668.4 ± 8.4	618	±100	-8	9.15	1.3	0.0604	4.6	0.91	4.8	0.1093	1.3	,275
204095_5.1	0,00	167	178	1,10	15.6	666 ± 7.6	626	± 57	-6	9.19	1.2	0.0606	2.6	0.91	2.9	0.1088	1.2	,416
204095_6.1	0,27	168	180	1,10	16	676.6 ± 7.8	653	± 92	-3	9.04	1.2	0.0614	4.3	0.937	4.5	0.1107	1.2	,272
204095_7.1		223	221	1,02	21.2	$678.8 \pm 7.2$	761	± 63	12	9.01	1.1	0.0646	3	0.989	3.2	0.111	1.1	,351
204095_8.1	0,08	212	283	1,38	19.8	666 ± 7.1	695	± 53	4	9.19	1.1	0.0626	2.5	0.939	2.7	0.1088	1.1	,414
204095_9.1	0,14	260	336	1,33	24.4	666.8 ± 6.7	682	± 50	2	9.175	1.1	0.0622	2.3	0.935	2.6	0.109	1.1	,415
204095_10.1	1,29	158	227	1,48	14.9	664.4 ± 8.4	605	±160	-9	9.2	1.3	0.06	7.5	0.899	7.6	0.1086	1.3	,174
204095_11.1	0,10	464	777	1,73	43.3	663.9 ± 6	666	± 37	0	9.218	0.94	0.0618	1.7	0.924	2	0.1085	0.94	,481
204095_12.1	0,00	157	170	1,13	14.6	663.1 ± 7.6	612	± 57	-8	9.23	1.2	0.0602	2.6	0.9	2.9	0.1083	1.2	,416
204095_13.1	0,16	205	199	1,00	19.1	662.5 ± 7.1	535	± 59	-19	9.24	1.1	0.0581	2.7	0.868	2.9	0.1082	1.1	,384
204095_14.1	0,00	164	139	0,87	15.2	660.5 ± 7.5	764	± 53	16	9.27	1.2	0.0647	2.5	0.962	2.8	0.1079	1.2	,428
204095_15.1	0,17	180	222	1,28	16.8	664.4 ± 8.4	624	± 61	-6	9.21	1.3	0.0606	2.8	0.907	3.1	0.1086	1.3	,428
Errors are 1-si	gma; Pbc	and Pb*	indicate	the com	mon and	radiogenic por	tions, resp	be ctively										
Error in Stand	ard calibr	ation wa	as 0.69%	( not incl	uded in a	above errors bu	t required	when c	omparing	data from	n differe	nt moun	ts).					
(1) Common Pb	correcte	d using	measure	d 204Pb.														
		0																

# Результаты датирования пробы 204095 U-Pb SIMS SHRIMP методом (верхнешренковский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

Таблица 11

Результаты датирования пробы 204033 U-Pb SIMS SHRIMP методом

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(2 206 / <sup>2:</sup> Ag	1) Pb <sup>38</sup> U ge	(1) <sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>238</sup> U	±%	err corr
204033.7.1	0,61	700	663	0,98	59.3	602	±5.8	583 ±70	-3	10,210	1,0	0.0594	3.2	0.802	3.4	0,0979	1,0	,298
204033.3.1	1,29	330	295	0,92	29.6	631	±6.3	838 ±110	33	9,710	1,0	0,0670	5.1	0.951	5.2	0,1029	1,0	,201
204033.8.1	0,50	521	431	0,85	46.5	634	±5.6	524 ±82	-17	9,668	0,9	0.0579	3.7	0.825	3.9	0,1034	0,9	,242
204033.10.1	0,32	434	380	0,91	38.8	636	±5.9	634 ±61	0	9,648	1,0	0.0608	2.8	0.869	3,0	0,1036	1,0	,325
204033.9.1	0,25	358	337	0,97	32	636	±6.0	570 ±61	-11	9,636	1,0	0.0591	2.8	0.845	3,0	0,1038	1,0	,335
204033.4.1	0,09	555	342	0,64	49.5	637	±5.1	639 ±44	0	9,630	0,9	0,0610	2,0	0.873	2.2	0,1038	0,9	,383
204033.6.1	2,12	486	432	0,92	44.4	638	±5.9	575 ±140	-10	9,609	1,0	0.0592	6.6	0.849	6.6	0,1039	1,0	,146
204033.5.1	0,36	569	546	0,99	51.3	641	±5.2	659 ±55	3	9,564	0,9	0.0616	2.5	0.887	2.7	0,1045	0,9	,319
204033.1.1	0,20	601	1181	2,03	54.3	643	±5.0	594 ±43	-8	9,526	0,8	0.0597	2,0	0.864	2.1	0,1050	0,8	,384
204033.2.1	0,32	690	526	0,79	63.3	652	±5.2	693 ±48	6	9,393	0,8	0.0625	2.3	0.918	2.4	0,1064	0,8	,346

(верхнешренковский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

Errors are 1-sigma;  $Pb_c$  and  $Pb^*$  indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.37%( not included in above errors but required when comparing data from different mounts). (1) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

#### СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Карский геологический район

	%	nnm	nnm	<sup>232</sup> Th	ppm	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> II	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb	% Dis-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err		
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Age	Age	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr		
амфиболи	аты 203	8002 и 20	03002/4	1															
2-4_9.1	0,94	516	150	0,30	21.4	301.1 ±2.5	425 ±120	41	20.91	0.83	0.0553	5.6	0.365	5.7	0.04782	0.83	,147	301,1	2,5
2_2.1	0,00	274	238	0,90	11.3	303.3 ±2.7	345 ± 61	14	20.76	0.91	0.0534	2.7	0.355	2.8	0.04818	0.91	,322	303,3	2,7
2_8.1	0,08	1169	71	0,06	48.6	304.5 ±1.9	342 ± 40	12	20.67	0.65	0.0533	1.8	0.3555	1.9	0.04837	0.65	,345	304,5	1,9
2_9.1	0,24	282	41	0,15	11.7	304.8 ±2.7	304 ± 79	0	20.65	0.9	0.0524	3.5	0.35	3.6	0.04842	0.9	,253	304,8	2,7
2-4_6.1	0,00	313	123	0,41	13.1	305.3 ±2.6	401 ± 56	31	20.62	0.86	0.0547	2.5	0.366	2.7	0.0485	0.86	,325	305,3	2,6
2-4_10.1		208	7	0,04	8.65	305.9 ±3.2	488 ±130	59	20.58	1.1	0.0569	6	0.381	6.1	0.04859	1.1	,177	305,9	3,2
2-4_5.2	1,44	1227	90	0,08	52	306 ±2.1	296 ±130	-3	20.56	0.71	0.0522	5.9	0.35	5.9	0.04861	0.71	,120	306	2,1
2-4_7.1	1,31	356	77	0,22	15.1	306.8 ±3.1	459 ±190	50	20.51	1	0.0562	8.5	0.378	8.6	0.04874	1	,121	306,8	3,1
2_1.1		491	119	0,25	20.5	307 ±2.3	303 ± 52	-1	20.5	0.78	0.0524	2.3	0.3524	2.4	0.04878	0.78	,321	307	2,3
2_7.1	0,56	335	20	0,06	14.2	308.1 ±2.7	193 ±120	-37	20.43	0.89	0.05	5.2	0.337	5.3	0.04895	0.89	,167	308,1	2,7
2-4_8.1	0,99	1045	385	0,38	44.5	308.7 ±2.1	349 ± 99	13	20.38	0.71	0.0535	4.4	0.362	4.4	0.04905	0.71	,160	308,7	2,1
2_5.1	0,00	91	9	0,10	3.9	314.6 ±4.3	443 ±100	41	20	1.4	0.0558	4.5	0.384	4.7	0.05001	1.4	,294	314,6	4,3
2 3.1	0,05	1330	1483	1,15	57.4	316 ±2	340 ± 29	8	19.9	0.64	0.05327	1.3	0.369	1.4	0.05024	0.64	,440	316	2
2_6.1	0,00	496	513	1,07	21.4	316.6 ±2.3	353 ± 28	12	19.87	0.76	0.05358	1.2	0.3719	1.4	0.05034	0.76	,529	316,6	2,3
2-4_5.1		375	78	0,22	16.2	317.3 ±2.9	352 ± 51	11	19.82	0.94	0.0535	2.2	0.3725	2.4	0.05045	0.94	,388	317,3	2,9
2-4_1.1	0,00	1219	19	0,02	52.9	317.9 ±2	341 ± 29	7	19.79	0.64	0.05328	1.3	0.3713	1.4	0.05054	0.64	,444	317,9	2
2-4_4.1	0,00	495	166	0,35	21.5	318 ±2.4	317 ± 46	0	19.77	0.77	0.0527	2	0.3677	2.2	0.05057	0.77	,353	318	2,4
2_10.1	0,29	264	53	0,21	11.5	318.4 ±3	282 ± 91	-12	19.75	0.98	0.0519	4	0.362	4.1	0.05063	0.98	,239	318,4	3
2-4_2.1	0,18	606	35	0,06	26.4	318.6 ±2.3	369 ± 55	16	19.74	0.74	0.054	2.5	0.3769	2.6	0.05066	0.74	,290	318,6	2,3
2_4.1		1215	1849	1,57	52.8	318.7 ±2	366 ± 41	15	19.73	0.65	0.05388	1.8	0.3765	2	0.05068	0.65	,334	318,7	2
2-4_3.1	0,06	599	437	0,75	26.1	319.1 ±2.6	328 ± 45	3	19.7	0.85	0.053	2	0.3707	2.2	0.05075	0.85	,389	319,1	2,6
Errors an Error in	re 1-sign Standar	na; Pbc ai d calibrat	nd Pb* ir tion was	ndicate 0.25%	the comr ( not inclu	non and radiog uded in above e	genic portions, r errors but requi	respective red when	ely. n compari	ng dat	a from di	fferent	mounts).						

## Результаты датирования проб 203002 и 203002/4 U-Pb SIMS SHRIMP методом

#### (аттинский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013)

Таблица 13

#### Результаты датирования пробы 204054 U-Pb SIMS SHRIMP методом

(аттинский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	( 200 23	1) <sup>5</sup> Pb <sup>8</sup> U	( 20' 20	1) <sup>7</sup> Pb <sup>6</sup> Pb	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err		
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Α	ge	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr		
20405	54																				
магма	тически	ие центј	ральны	е части																	
c1.1	1,01	245	125	0,53	10.4	306.5	±3.2	419	±210	37	20.53	1.1	0.0552	9.4	0.371	9.4	0.0487	1.1	,114	306,5	3,2
c4.1	0,23	840	749	0,92	35.4	307.7	±1.9	288	± 74	-6	20.45	0.63	0.0521	3.2	0.351	3.3	0.04889	0.63	,190	307,7	1,9
c5.1	1,06	235	118	0,52	10	308.7	±3.2	106	±280	-66	20.38	1.1	0.0481	12	0.326	12	0.04905	1.1	,090	308,7	3,2
c6.1	0,76	265	179	0,70	11.1	305.1	±3	334	±180	9	20.63	1.0	0.0531	7.8	0.355	7.9	0.04846	10	,127	305,1	3
c7.1	0,69	466	247	0,55	19.6	305.6	±2.4	486	±120	59	20.59	0.79	0.0569	5.6	0.381	5.6	0.04855	0.79	,141	305,6	2,4
c9.1	0,00	349	59	0,17	14.6	305.8	±4.2	365	± 67	19	20.58	1.4	0.0538	3	0.361	3.3	0.04858	1.4	,425	305,8	4,2
c10.1	0,00	661	632	0,99	27.7	306.8	±1.9	388	± 48	27	20.51	0.65	0.0544	2.2	0.3658	2.2	0.04875	0.65	,288	306,8	1,9
узкие	10.1 0,00 661 632 0,9 вкие незональные оторочки			и																	
r2.1	0,00	212	18	0,09	8.46	292.8	±2.9	551	± 85	88	21.52	1	0.0586	3.9	0.375	4	0.04646	1	,255	292,8	2,9
r3.1	1,12	271	26	0,10	11	293.9	±2.9	236	±200	-20	21.43	1	0.0509	8.9	0.327	8.9	0.04664	1	,115	293,9	2,9
r4.2	0,75	368	18	0,05	14.9	295.6	±3	282	±230	-5	21.31	1.1	0.0519	10	0.336	10	0.04692	1.1	,104	295,6	3
r7.2	1,17	488	119	0,25	19.8	294.6	±2.6	306	±170	4	21.38	0.92	0.0525	7.5	0.338	7.6	0.04676	0.92	,121	294,6	2,6
r8.1	0,96	328	8	0,03	13.3	294.3	±3.3	347	±230	18	21.41	1.1	0.0534	10	0.344	10	0.04671	1.1	,111	294,3	3,3
r11.1	0,00	362	62	0,18	14.3	290.9	±2.3	265	±140	-9	21.67	0.83	0.0515	6.2	0.328	6.3	0.04616	0.83	,132	290,9	2,3
Error	s are 1-si	igma; Pb	c and Pb	* indicate	e the con	nmon ar	d radio	genic port	ions, re	spectively	7.										
Error	in Stand	ard calib	oration w	as 0.40%	%( not inc	luded ir	1 above	errors bu	t require	ed when c	comparing	g data fro	om differ	ent mou	nts).						
(1) Co	ommon Pl	correct	ed using	measure	ed 204Pb																

Результаты датирования пробы 13103 U-Pb SIMS SHRIMP методом

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
13103_3.1	0,22	788	472	0,62	31.1	288.8 ± 2	447 ±110	55	21.82	0.71	0.0559	5	0.353	5	0.04582	0.71	,142
13103_9.1	1,96	1693	283	0,17	72.3	306.8 ± 1.9	213 ±130	-30	20.51	0.63	0.0504	5.8	0.339	5.8	0.04874	0.63	,108
13103_10.1	3,57	1588	239	0,16	69.3	307.9 ± 2.2	228 ±210	-26	20.42	0.74	0.0507	9	0.342	9.1	0.04893	0.74	,082
13103_1.1	0,63	1046	262	0,26	44.3	308.1 ± 1.7	375 ±100	22	20.42	0.57	0.0541	4.4	0.365	4.5	0.04895	0.57	,129
13103_7.1	0,42	1326	191	0,15	56.2	309.2 ± 1.7	133 ±110	-57	20.35	0.56	0.0487	4.8	0.33	4.8	0.04914	0.56	,115
13103_6.1	0,10	1804	294	0,17	76.3	309.3 ± 1.6	266 ± 40	-14	20.34	0.52	0.05157	1.8	0.3495	1.8	0.04916	0.52	,283
13103_4.1	0,41	1473	203	0,14	62.6	310.2 ± 1.7	269 ± 63	-13	20.29	0.56	0.0516	2.7	0.3509	2.8	0.04929	0.56	,199
13103_8.1	4,08	1963	442	0,23	86.8	310.4 ± 2.4	159 ±250	-49	20.25	0.8	0.0493	11	0.335	11	0.04934	0.8	,075
13103_5.1		1750	274	0,16	74.1	310.5 ± 1.6	337 ± 34	8	20.27	0.51	0.05318	1.5	0.3618	1.6	0.04934	0.51	,325
13103_2.1	0,50	1611	298	0,19	68.7	310.7 ± 1.5	231 ±120	-26	20.252	0.48	0.0508	5.2	0.346	5.2	0.04937	0.48	,092

Результаты датирования пробы 203002/3 U-Pb SIMS SHRIMP методом

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	<b>ppm</b> <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb Age		% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb*	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
Pegmat	ite 2030	02/3																	
1,1	11,58	2912	1104	0,39	124	275.9	± 1.8	-203	± 170	-27-	22.8	0.67	0.0502	7.2	0.302	7.2	0.04372	0.67	,092
2,1	18,75	2386	126	0,05	109	271.6	± 2.1	<del>-588</del>	<del>± 210</del>	<del>116 -</del>	23.11	0.77	0.0596	9.9	0.353	9.9	0.04304	0.77	,078
3,1	1,64	222	153	0,71	8.28	269.8	± 3	-53	± 290	-80-	23.38	1.1	0.0471	12	0.277	12	0.04275	1.1	,096
4,1	34,84	1752	299	0,18	99.6	269	± 3.4	-714	<del>± 310</del>	<del>165</del>	23.18	1.3	0.0632	15	0.371	15	0.04261	1.3	,088
5,1	18,78	1930	465	0,25	87.3	268.5	± 2.4	-483	<del>± 220</del>	<del>80-</del>	23.39	0.91	0.0568	9.9	0.333	9.9	0.04253	0.91	,092
6,1	39,75	1973	206	0,11	119	264.3	± 3.4	<u>-530</u>	± 400	<del>101</del>	23.54	1.3	0.058	18	0.335	18	0.04186	1.3	,071
8,1	33,22	2304	479	0,21	127	268	± 3.1	<u>-196</u>	<del>± 450</del>	-27-	23.29	1.2	0.0502	19	0.293	19	0.04246	1.2	,060
9,1	0,75	833	13	0,02	30.8	269.9	± 1.9	-179	<del>± 92</del>	-34-	23.38	0.71	0.0497	4	0.293	4	0.04276	0.71	,177
10,1	0,20	914	4	0,00	33.5	269	± 2	-169	<del>± 50</del>	-37-	23.46	0.77	0.0494	2.2	0.2905	2.3	0.04262	0.77	,338
9,2	8,18	1172	200	0,18	46.8	269	± 2.1	<u>-440</u>	± 180	<del>64</del> -	23.42	0.8	0.0557	8.3	0.327	8.3	0.04262	0.8	,096
10,2	0,75	941	153	0,17	34.9	270	± 1.8	-306	<del>± 77</del>	<del>13</del> -	23.38	0.68	0.0525	3.4	0.309	3.5	0.04277	0.68	,195
7,1	7,23	1064	554	0,54	240	1390.9	± 8.8	2193	± 42	58	4.106	0.71	0.1367	2.4	4.56	2.5	0.2408	0.71	,281

Результаты датирования пробы 203002/66 U-Pb SIMS SHRIMP методом

						(1) <sup>206</sup> n	1	(1)	%	(1)		(1)		(1)		(1)		
	%	nnm	nnm	<sup>232</sup> Th	ppm	238	<u>ם</u> דו	<sup>206</sup> Ph	Dis-	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		<sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Age	e	Age	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
Гранит	ито-гнейс 203002/бб																	
1,2	0,15	837	90	0,11	36.8	321.6	±2.1	284 ±55	-12	19.55	0.66	0.052	2.4	0.3665	2.5	0.05115	0.66	,266
1,1	0,28	563	386	0,71	24.6	318.7	±1.9	397 ±53	25	19.73	0.6	0.0546	2.4	0.3818	2.5	0.05069	0.6	,246
2,1	0,06	930	42	0,05	40.3	317.3	±1.6	311 ±33	-2	19.82	0.53	0.05258	1.5	0.3658	1.6	0.05045	0.53	,339
2,2	0,18	664	172	0,27	28.8	317.4	±1.8	311 ±44	-2	19.82	0.59	0.0526	1.9	0.3658	2	0.05046	0.59	,291
3,1	0,19	1057	388	0,38	45.8	316.6	±1.6	239 ±38	-24	19.87	0.53	0.05097	1.6	0.3537	1.7	0.05034	0.53	,306
3,2	0,18	560	91	0,17	24.7	322.5	±2.2	325 ±56	1	19.49	0.71	0.0529	2.5	0.3743	2.6	0.0513	0.71	,279
4,1	0,13	1017	147	0,15	44.3	318.1	±1.8	257 ±55	-19	19.77	0.59	0.0514	2.4	0.3582	2.5	0.05059	0.59	,237
5,1		746	327	0,45	32.2	316.1	±2	338 ±63	7	19.9	0.63	0.0532	2.8	0.369	2.8	0.05026	0.63	,223
5,2	0,24	465	176	0,39	20.2	316.7	±2.3	339 ±99	7	19.86	0.75	0.0532	4.4	0.37	4.4	0.05035	0.75	,168
6,1	0,00	831	683	0,85	36.2	318.5	±1.9	305 ±55	-4	19.74	0.61	0.0524	2.4	0.3662	2.5	0.05065	0.61	,247
6,2	0,00	643	76	0,12	27.9	318.1	±2	256 ±38	-20	19.77	0.66	0.05133	1.7	0.358	1.8	0.05058	0.66	,366
7,1	0,05	1402	1310	0,97	61.4	320.4	±2	284 ±84	-11	19.63	0.65	0.052	3.7	0.365	3.7	0.05095	0.65	,173
8,1		336	131	0,40	14.6	317.7	±2.8	418 ±58	32	19.8	0.9	0.0551	2.6	0.384	2.8	0.05052	0.9	,327
7,2	0,00	470	202	0,44	19.1	298.1	±2.3	330 ±47	11	21.13	0.8	0.053	2.1	0.3461	2.2	0.04733	0.8	,359
Errors are 1-sigma; Pb <sub>c</sub> and Pb <sup>*</sup> indicate the common and radiogenic portions, respectively.																		
Error	in Stand	lard calil	bration w	vas 062%	( not incl	luded in	above	errors but r	equired v	vhen com	paring	data from	n diffe	rent mou	ints).			
(1) Co	ommon P	b correct	ed using	measur	ed <sup>204</sup> Pb.				-		. 0				,			
Анал	изы *.1 -	централ	ьные ча	сти зере:	н, анали	зы *.2 -	краев	ые части										

## Результаты датирования пробы 203003 U-Pb SIMS SHRIMP методом
Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1 206 238 <b>A</b> g	l) <u>Pb</u> <sup>3</sup> U ge	( 207 200 <b>A</b>	1) <sup>7</sup> Pb <sup>5</sup> Pb ge	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
203003_3.1	2,29	1076	370	0,35	31.8	212.8	± 1.8	751	±150	253	29.79	0.86	0.0643	7.3	0.297	7.3	0.03356	0.86	,117
203003_9.1	0,44	406	204	0,52	17.1	307	± 2.3	239	± 93	-22	20.5	0.76	0.051	4	0.343	4.1	0.04877	0.76	,184
203003_10.1	0,29	1081	66	0,06	45.5	307.1	± 1.5	277	± 51	-10	20.49	0.51	0.0518	2.2	0.3485	2.3	0.04879	0.51	,227
203003_7.1	0,08	1290	170	0,14	54.2	307.5	± 1.3	283	± 37	- 8	20.471	0.43	0.05194	1.6	0.3498	1.7	0.04885	0.43	,260
203003_6.1	0,00	237	95	0,41	9.94	307.6	± 2.5	308	± 78	0	20.46	0.83	0.0525	3.4	0.354	3.5	0.04887	0.83	,234
203003_4.1	0,78	1275	256	0,21	54.1	308.6	± 1.6	359	± 92	16	20.39	0.54	0.0537	4.1	0.363	4.1	0.04904	0.54	,130
203003_5.1		983	30	0,03	41.3	308.7	± 1.6	359	± 51	16	20.39	0.53	0.0537	2.3	0.3632	2.3	0.04906	0.53	,226
203003_8.1	3,89	1915	289	0,16	84.3	309.4	± 1.6	340	±110	10	20.32	0.52	0.0533	4.6	0.361	4.7	0.04916	0.52	,111
203003_1.1		984	507	0,53	42.1	314.4	± 1.5	384	± 55	22	20.009	0.48	0.0543	2.4	0.3743	2.5	0.04998	0.48	,195
203003_2.1	4,00	1866	530	0,29	84.4	317.4	± 3	340	±110	7	19.79	0.96	0.0533	5	0.371	5.1	0.05046	0.96	,187

# Результаты датирования пробы 204064 U-Pb SIMS SHRIMP методом

(ленивенско-толлевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

	%	nnm	nnm	<sup>232</sup> Th	ppm	(1 206 238	l) <u>Pb</u> <sup>3</sup> 11	() 207 206	1) <u>'Pb</u> 'Ph	% Dis-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	A	ge	A	ge	dant	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204064																			
1,1	0,09	261	112	0,44	84.7	2061	±15	2053	± 14	0	2.653	0.87	0.1267	0.8	6.585	1.2	0.3768	0.87	,735
2,1	0,37	1166	143	0,13	48.6	304.3	± 2.3	150	± 69	-51	20.69	0.79	0.049	2.9	0.3268	3	0.04833	0.79	,260
3,1	0,00	231	74	0,33	9.48	300.5	± 3.2	266	± 73	-11	20.96	1.1	0.0516	3.2	0.339	3.4	0.04771	1.1	,324
4,1	0,18	666	222	0,35	27.7	304.1	± 2.5	191	± 58	-37	20.7	0.85	0.0499	2.5	0.3325	2.7	0.0483	0.85	,321
5,1	0,00	328	175	0,55	13.6	304.1	± 3	411	± 59	35	20.7	0.99	0.055	2.6	0.366	2.8	0.04831	0.99	,355
6,1	0,16	537	173	0,33	22	300.1	± 2.6	359	± 58	20	20.98	0.89	0.0537	2.6	0.353	2.7	0.04766	0.89	,329
7,1	0,36	354	300	0,87	14.6	300.9	± 3	137	±140	-55	20.93	1	0.0488	5.8	0.321	5.9	0.04778	1	,173
8,1	0,53	402	190	0,49	16.7	303.5	± 3.2	292	±200	-4	20.74	1.1	0.0522	8.6	0.347	8.7	0.04821	1.1	,124
9,1	0,20	503	184	0,38	20.9	304	± 2.7	213	± 91	-30	20.71	0.92	0.0504	3.9	0.335	4	0.04828	0.92	,230
10,1	0,30	493	201	0,42	20.5	303.2	± 2.7	187	± 85	-38	20.76	0.92	0.0498	3.7	0.331	3.8	0.04816	0.92	,245
10.RE	0,03	230	153	0,69	9.56	303.8	± 3.3	226	± 75	-26	20.72	1.1	0.0507	3.3	0.337	3.4	0.04826	1.1	,322

Результаты датирования пробы 203004 U-Pb SIMS SHRIMP методом

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
Порфи	робласти	ический	і гранич	r 203004	ŀ												
5.1r	21,57	3616	263	0,08	177	279.6 ±3.9	433 ±410	55	22.32	1.4	0.056	19	0.339	19	0.04433	1.4	,077
6.1r	19,73	2008	212	0,11	95.8	280.7 ±3.2	93 ±470	-67	22.43	1.2	0.048	20	0.294	20	0.04451	1.2	,059
1.2r	22,07	2336	276	0,12	115	281.8 ±3.3	60 ±450	-79	22.35	1.2	0.0473	19	0.291	19	0.04468	1.2	,062
3.1r	13,97	2312	718	0,32	106	285.7 ±2.9	685 ±260	140	21.85	1	0.0624	12	0.389	12	0.04531	1	,084
8.1c	24,25	1219	506	0,43	62.2	279 ±7.1	590 ±830	112	22.23	2.6	0.06	38	0.36	38	0.0442	2.6	,068
2.1c	0,00	192	81	0,43	7.51	287.4 ±3.3	294 ± 81	2	21.93	1.2	0.0522	3.5	0.328	3.7	0.04559	1.2	,311
1.1c	1,14	696	520	0,77	27.7	288.6 ±2.7	322 ±190	12	21.84	0.95	0.0529	8.4	0.334	8.5	0.04578	0.95	,112
9.1c	12,26	1693	260	0,16	76.5	288.7 ±2.9	589 ±260	104	21.67	1	0.0597	12	0.376	12	0.0458	1	,087
7.1c	17,57	1626	370	0,23	80.6	296 ±5.9	604 ±540	104	21.04	2	0.06	25	0.389	25	0.04699	2	,081
4.1c	0,23	622	585	0,97	25.9	304.8 ±2.4	292 ± 65	-4	20.65	0.82	0.0522	2.9	0.348	3	0.04842	0.82	,276

(коломейцевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

Результаты датирования пробы 203009 U-Pb SIMS SHRIMP методом

Smot	% 206 pt	ppm	ppm	232 238 11	<b>ppm</b> <sup>206</sup> DL*	() 206 23	1) <sup>5</sup> Pb <sup>8</sup> U	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> ph*	±0/	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±0/	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> tt	+0/	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> u	+0/	err
Spot	PD <sub>c</sub>	0	In	0	PD"	A	ge	dant	PD	±70	PD	±70	0	170	U	±70	COLL
Granicic	gneiss .	203009	0	0.001	=0.0					0.68	0.0500		0.0111	~ 1	0.04500	0.68	
1,1	1,95	1980	2	0,001	78.2	283.9	±1.9	-29	22.2	0.67	0.0502	3	0.3114	3.1	0.04503	0.67	,216
2,1	2,14	2420	21	0,009	95.1	282.1	±1.9	-38	22.35	0.67	0.0496	3.2	0.3057	3.3	0.04473	0.67	,206
3,1	1,40	3191	9	0,003	125	283	±1.8	0	22.27	0.63	0.0519	2	0.3213	2.1	0.04488	0.63	,301
4,1	7,04	2363	2	0,001	97.6	281.4	±1.9	54	22.37	0.7	0.0555	5.1	0.341	5.1	0.04462	0.7	,137
5,1	0,04	3200	2	0,001	124	285.4	±1.7	1	22.09	0.62	0.05204	0.97	0.3248	1.2	0.04527	0.62	,536
6,1	6,04	1371	1	0,001	56.2	282.1	±2.1	-70	22.32	0.77	0.0477	7.7	0.294	7.7	0.04473	0.77	,100
7,1	7,79	2890	3	0,001	121	282.9	±1.9	-17	22.25	0.69	0.0509	6	0.315	6	0.04486	0.69	,115
8,1	47,63	1729	5	0,003	127	275.9	±5.8	269	22.38	2.2	0.073	22	0.441	22	0.04373	2.2	,098
9,1	0,14	1778	1	0,001	68.6	282.6	±1.8	9	22.31	0.66	0.0525	1.7	0.3244	1.8	0.04481	0.66	,367
10,1	9,19	1133	3	0,003	48.6	284.9	±2.4	-112	22.08	0.85	0.0455	9.1	0.283	9.1	0.04518	0.85	,093
Errors	are 1-si	gma; Pb <sub>c</sub>	and Pb	* indicate	e the com	nmon an	d radiog	genic porti	ions, resp	pectively	•						
Error	in Standa	ard calib	ration v	vas 0.589	%( not in	cluded i	n above	errors bu	t require	d when o	comparin	g data fr	om diffe1	ent mou	unts).		
(1) Con	nmon Pb	correcte	ed using	g measur	red <sup>204</sup> Pb.												

(коломейцевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

# Результаты датирования пробы 203025 U-Pb SIMS SHRIMP методом

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	232 Th 238 U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
Rhyolit	e 20302	5															
1,1	0,18	400	97	0,25	15.5	$284.2 \pm 2.3$	283 ± 70	0	22.19	0.84	0.052	3.1	0.323	3.2	0.04507	0.84	,266
2,1	0,25	1061	594	0,58	40.6	$280.3 \pm 1.8$	<u>229</u> ± 48	-18-	22.5	0.65	0.0508	2.1	0.311	2.2	0.04444	0.65	,302
3,1	0,04	999	566	0,59	38.3	$281.6 \pm 1.8$	<del>255</del> ± 40	9	22.4	0.66	0.05132	1.7	0.3159	1.9	0.04464	0.66	,356
4,1	0,09	1209	577	0,49	47.2	$285.9 \pm 1.8$	293 ± 37	2	22.05	0.64	0.05217	1.6	0.3262	1.7	0.04535	0.64	,369
5,1	0,47	710	250	0,36	27.3	$280.6 \pm 2$	<u>224 ± 78</u>	-20-	22.48	0.74	0.0506	3.4	0.311	3.4	0.04448	0.74	,215
6,1	1,43	1275	579	0,47	49.9	283 ± 2.1	<del>232</del> ± 85	-18-	22.28	0.78	0.0508	3.7	0.314	3.8	0.04488	0.78	,205
4,2	0,91	1361	476	0,36	52.6	$280.9 \pm 1.8$	$-247 \pm 70$	-12-	22.45	0.67	0.0511	3.1	0.3141	3.1	0.04454	0.67	,213

(коломейцевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

Результаты датирования пробы 203032 U-Pb SIMS SHRIMP методом

	%	ppm	ppm	232 <u>Th</u>	ppm	(1 206 238	.) <u>Pb</u> <sup>3</sup> U	( 201 200	1) <sup>7</sup> Pb <sup>5</sup> Pb	% Dis- cor-	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Ag	ge	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
Rhyolit	e 20303	2																	
1,1	<del>2,47</del>	1000	<del>1390</del>	<del>1,44</del>	-19.4-	<del>-140.3</del>	± 1.2	-201	± 190	43-	<del>45.43 -</del>	<del>0.86</del>	<del>0.0501</del>	<del>-8.1</del>	<del>0.152</del>	-8.2	0.022	<del>0.86</del>	<del>,105</del>
3,1	<del>13,54</del>	<del>565</del>	<del>778</del>	<del>1,42</del>	<del>-11.5-</del>	<del>-130.4</del>	<del>± 6.4</del>	<u> </u>	<del>±2300</del>	<del>15</del> -	<del>48.8</del>	4.9	<del>0.049</del>	97	<del>0.14</del>	9 <u>8</u>	0.0204	4.9	<del>,050</del>
4,1	27,00	<del>230</del>	<del>93</del>	<del>0,42</del>	<u> </u>	-196	±19	1480 <sup>1</sup>	±1800	<del>658</del> -	<u>32.2</u>	<u>9.8</u>	<del>0.093</del>	94_	<del>0.39</del>	<del>95</del>	0.0308-	<u>9.8</u>	<del>,104</del>
2,1	4,75	959	237	0,26	37.2	271.2	± 2.3	276	± 160	2	23.24	0.88	0.0518	7.1	0.307	7.1	0.04297	0.88	,123
5,1	1,89	1719	42	0,03	64.8	271.4	± 3	-147	± 400	-46-	23.24	1.1	0.049	17	0.29	17	0.043	1.1	,066
6,1	1,40	1313	620	0,49	49.2	271.2	± 1.8	-101	± 200	<del>-63</del> -	23.27	0.67	0.048	8.4	0.285	8.4	0.04296	0.67	,080
7,1	6,24	395	74	0,19	15.6	271.4	± 2.9	<del>-363</del>	± 180	<del>3</del> 4-	23.22	1.1	0.0538	7.9	0.319	8	0.043	1.1	,137
Errors	s are 1-si	igma; Pl	$b_c$ and P	b <sup>*</sup> indica	te the co	mmon a	nd radi	ogenic	portions	s, respec	tively.								
Error	in Stand	lard cali	ibration	was 0.5	7%( not i	ncluded	in abov	e error	s but re	quired w	vhen com	paring o	data fron	ı differe	ent mour	nts).			
(1) Co	mmon Pl	o correc	ted usir	ng measi	ared <sup>204</sup> Pl	Э.													

(коломейцевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013).

Результаты датирования пробы 204052/1 U-Pb SIMS SHRIMP методом

(коломейцевский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th <sup>238</sup> U	<b>ppm</b> <sup>206</sup> Pb*	( 200 23 <b>A</b>	1) <sup>5</sup> Pb <sup>8</sup> U ge	( 207 200 <b>A</b>	1) <sup>7</sup> Pb <sup>5</sup> Pb ge	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
20405	2/1																		
1,1	0,94	208	23	0,11	8.19	286	±2.8	64	±240	-78	22.04	1	0.0473	10	0.296	10	0.04536	1	,099
2,1	0,17	391	97	0,26	15.2	285.2	±1.8	246	± 69	-14	22.1	0.66	0.0511	3	0.3189	3.1	0.04524	0.66	,215
3,1	0,19	354	175	0,51	13.8	284.9	±1.9	203	± 77	-29	22.13	0.69	0.0502	3.3	0.313	3.4	0.04519	0.69	,202
4,1	0,00	1304	182	0,14	51.2	288.1	±1.3	294	± 32	2	21.88	0.48	0.0522	1.4	0.3289	1.5	0.0457	0.48	,319
5,1	0,21	379	84	0,23	14.8	286.8	±2	224	± 74	-22	21.98	0.71	0.0506	3.2	0.318	3.3	0.0455	0.71	,215
6,1	1,35	136	25	0,19	5.39	285.8	±3.5	40	±300	-86	22.05	1.3	0.0468	13	0.293	13	0.04533	1.3	,099
7.1RE	0,00	515	158	0,32	20	285.5	±1.7	204	± 51	-28	22.08	0.62	0.0502	2.2	0.3134	2.3	0.04528	0.62	,272
8,1	0,34	253	82	0,33	9.9	286.5	±2.7	265	±120	-7	22.01	0.97	0.0515	5.4	0.323	5.5	0.04544	0.97	,177
9,1	0,16	545	29	0,05	21	283	±1.8	336	± 61	19	22.28	0.64	0.0532	2.7	0.3289	2.8	0.04488	0.64	,230
10,1	0,36	331	44	0,14	12.9	286.1	±2.5	141	±130	-51	22.03	0.89	0.0489	5.5	0.306	5.6	0.04539	0.89	,159

Результаты датирования пробы 204025/4 U-Pb SIMS SHRIMP методом

	%			<sup>232</sup> Th	ppm	(1 206	1) 'Ph	(1) <sup>238</sup> U		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		0**
Spot	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	23	8 U	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204025-	4															
1,1	0,31	239	323	1,39	8.38	256.9	±2.8	24.6	1.1	0.0491	4.6	0.275	4.8	0.04065	1.1	,235
2,1	0,02	1257	494	0,41	43.8	256.1	±1.9	24.68	0.76	0.05128	1.5	0.2865	1.7	0.04052	0.76	,461
3,1	0,34	889	573	0,67	31.1	256.4	±2.4	24.64	0.94	0.0489	3.1	0.2739	3.3	0.04058	0.94	,287
4,1	0,00	682	346	0,52	23.6	254.4	±2.1	24.85	0.85	0.0511	2	0.2835	2.2	0.04025	0.85	,384
5,1	0,00	366	173	0,49	12.7	256.5	±2.5	24.63	0.99	0.0558	5.5	0.312	5.6	0.04059	0.99	,177
6,1	0,00	134	79	0,61	4.63	253.9	±3.4	24.9	1.4	0.0519	4.6	0.287	4.8	0.04017	1.4	,287
7,1	0,00	497	335	0,70	17.1	253.4	±2.3	24.95	0.91	0.0492	2.5	0.2718	2.6	0.04008	0.91	,346
8,1	0,17	441	294	0,69	15.2	253.1	±2.3	24.97	0.95	0.0493	3.1	0.2723	3.3	0.04005	0.95	,290
9,1	0,32	244	292	1,24	8.57	258	±2.9	24.49	1.1	0.048	4.8	0.27	4.9	0.04083	1.1	,230
10,1	0,25	307	198	0,67	10.6	253.5	±2.6	24.93	1	0.0507	3.9	0.28	4	0.04011	1	,260
Errors	are 1-sig	gma; Pb <sub>c</sub>	and Pb <sup>*</sup> i	ndicate	the comm	non and	radiogen	nic portion	ns, respe	ectively.						
Error i	n Standa	rd calibr	ation wa	ls 0.61%	( not incl	uded in	above er	rors but r	equired	when co	mparing	data fror	n differe	nt mount	:s).	
(1) Cor	nmon Pb	correcte	d using i	neasure	d <sup>204</sup> Pb.											

## (оленьинский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014).

Южно-Быррангский геологический район

Озеротаймырская геологическая площадь

Таблица 25

### Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из проб TAR-19 и TAR-19-1

(дикарабигайский комплекс, колл. А.П.Романова, 2013).

Spot	% <sup>206</sup> Pbc	ppm U	ppm Th	232Th 238U	ppm <sup>206</sup> Pb*	(1 206 233 <b>A</b> t	l) <u>Pb</u> <sup>3</sup> U ge	( 20 20 20 A	1) <sup>7</sup> Pb <sup>6</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> <sup>238</sup> U	±%	err corr
TAR19_2.1	0,17	5315	17164	3,34	186	257.1	± 1.5	261	± 34	2	24.57	0.59	0.05145	1.5	0.2887	1.6	0.04069	0.59	,364
TAR19_1.1	0,24	1775	4604	2,68	57.7	238.9	± 1.5	192	± 68	-20	26.49	0.65	0.0499	2.9	0.2599	3	0.03775	0.65	,219
TAR19_3.1	0,79	1291	4143	3,32	42.1	238.1	± 1.7	358	±120	50	26.58	0.74	0.0537	5.2	0.279	5.2	0.03762	0.74	,141
TAR19_4.1	4,08	1955	3479	1,84	66.2	239.1	± 1.9	1232	±180	415	26.44	0.81	0.0814	9.2	0.424	9.2	0.03779	0.81	,088
TAR19_5.1	0,07	1911	5036	2,72	61.2	235.7	± 1.5	245	± 35	4	26.86	0.65	0.05109	1.5	0.2623	1.6	0.03723	0.65	,396
TAR19_6.1	0,15	2147	4331	2,08	68.9	235.9	± 1.5	193	± 47	-18	26.83	0.65	0.0499	2	0.2566	2.1	0.03726	0.65	,306
TAR19_7.1	0,16	1967	5985	3,14	63.4	237.1	± 1.6	193	± 67	-19	26.69	0.67	0.05	2.9	0.258	3	0.03746	0.67	,227
TAR19_9.1	0,16	1851	4860	2,71	59.7	237	± 1.6	219	± 61	-8	26.7	0.68	0.0505	2.7	0.2608	2.7	0.03745	0.68	,247
TAR19_10.1	0,16	1633	5313	3,36	52.5	236.4	± 1.6	169	± 70	-28	26.77	0.69	0.0494	3	0.2547	3.1	0.03736	0.69	,227
TAR19_8.1RE	0,39	1514	4555	3,11	48.6	235.5	± 1.6	176	± 85	-25	26.88	0.71	0.0496	3.6	0.2544	3.7	0.0372	0.71	,192
TAR19-1_2.1	0,10	1690	5207	3,18	54.7	238.3	± 1.7	258	± 51	8	26.55	0.71	0.0514	2.2	0.2668	2.3	0.03766	0.71	,306
TAR19-1_1.1	0,27	191	110	0,59	47.9	1646	±13	1921	± 28	17	3.435	0.91	0.1176	1.6	4.72	1.8	0.291	0.91	,506
TAR19-1_3.1	1,87	575	76	0,14	10.1	127.6	± 1.5	-399	±420	-413	50.01	1.2	0.0393	16	0.108	16	0.01999	1.2	,074
TAR19-1_3.2	0,07	1530	194	0,13	472	1977	±11	2010.6	5 ± 8.3	2	2.786	0.64	0.12372	0.47	6.123	0.79	0.3589	0.64	,806
-																			
Errors are 1-	sigma; Pl	b <sub>c</sub> and Pb	indicat	e the cor	nmon an	d radioge	enic port	ions, re	spectively	γ.									
Error in Star	idard cali	ibration v	was 0.35	%( not in	cluded in	n above e	errors bi	ıt requir	ed when	comparin	ng data fr	om diffe	rent mou	ints).					
(1) Common	Pb correc	ted using	measu	red <sup>204</sup> Ph				1		1		_		,					

Таблица 26

Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из пробы ВТ-34 (дикарабигайский комплекс, колл. А.П.Романова, 2013).

		Î						(.	1)	%									
						Age (2	2)	207	Pb	Dis-	(1)		(1)		(1)		(1)		
	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	<sup>206</sup> Pb	)*	206	<sup>5</sup> Pb	cor-	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	Ŭ	Th	/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	<sup>238</sup> U	r I	A	ge	dant	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
BT-34_1.1	1,55	485	142	0,30	15.8	238.8 ±2	2.2	-166	± 310	-170	26.76	1.1	0.043	13	0.222	13	0.03736	1.1	,089
BT-34_2.1	0,51	726	120	0,17	23.3	235 ±2	2	297	± 150	26	26.88	0.87	0.0523	6.6	0.268	6.6	0.03719	0.87	,132
BT-34_3.1	0,00	165	129	0,81	5.31	234.2 ±3	3.2	605	± 95	156	26.72	1.3	0.06	4.4	0.31	4.6	0.03742	1.3	,292
BT-34_4.1	0,00	101	128	1,32	3.31	238.9 ±4	4.6	637	± 290	163	26.15	1.6	0.0609	13	0.321	14	0.03824	1.6	,122
BT-34_5.1	1,09	232	558	2,49	7.54	236.3 ±2	2.9	365	± 240	54	26.69	1.3	0.0539	11	0.278	11	0.03746	1.3	,123
BT-34_6.1	0,66	216	76	0,36	6.99	236.9 ±2	2.9	254	± 170	7	26.7	1.3	0.0513	7.3	0.265	7.4	0.03744	1.3	,170
BT-34_7.1	1,16	171	304	1,84	5.58	238.6 ±3	3.3	169	± 320	-29	26.57	1.5	0.0494	14	0.256	14	0.03762	1.5	,107
BT-34_8.1	0,00	100	176	1,82	3.27	234.1 ±4	4.3	1031	± 170	328	26.27	1.7	0.0736	8.3	0.386	8.4	0.03806	1.7	,198
BT-34_9.1	1,00	128	226	1,82	4.16	235.4 ±3	3.7	324	± 270	37	26.82	1.6	0.0529	12	0.272	12	0.03728	1.6	,132
BT-34_10.1	0,49	211	412	2,02	6.92	238.9 ±3	3.4	451	± 190	88	26.32	1.5	0.056	8.4	0.293	8.5	0.03799	1.5	,176
BT-34_11.1	0,19	644	167	0,27	20.7	236.5 ±2	2	156	± 71	-34	26.81	0.84	0.0492	3	0.2529	3.1	0.03729	0.84	,268
BT-34_12.1	0,00	218	427	2,02	7.05	237.8 ±2	2.8	297	± 91	25	26.56	1.2	0.0523	4	0.271	4.1	0.03765	1.2	,283
BT-34_13.1	0,79	340	172	0,52	11	236.9 ±2	2.4	151	± 200	-36	26.78	1.1	0.0491	8.6	0.253	8.7	0.03734	1.1	,128
BT-34_14.1	1,23	468	82	0,18	15.2	237.4 ±2	2.3	34	± 250	-85	26.79	1	0.0467	10	0.24	10	0.03731	1	,098
BT-34_15.1	0,56	386	71	0,19	12.4	234.8 ±2	2.3	340	± 160	44	26.88	1	0.0533	6.9	0.273	7	0.0372	1	,145
BT-34_16.1	0,86	139	148	1,10	4.59	239.8 ±3	3.4	491	± 190	103	26.19	1.5	0.057	8.7	0.3	8.8	0.03817	1.5	,168
Errors are 1-	sigma; Pł	oc and Pt	o* indica	te the co	mmon ar	nd radiogen	nic port	tions, re	spectivel	ly.									
Error in Stan	dard cali	bration v	vas 0.70	%( not in	icluded in	n above ern	rors bu	t require	ed when	comparir	ng data fr	om diffe	rent mou	nts).					
(1) Common I	Pb correct	ted using	g measu	red <sup>204</sup> Pb															
(2) Common l	Pb correct	ted by as	suming	206Pb/2	38U-207F	b/235U ag	ge-cond	cordance	<u>,</u>										

Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из пробы ВТ-35 (дикарабигайский комплекс, колл. А.П.Романова, 2013).

						(1)	(1)		(1)		(1)		(1)		
	80	maa	maa	<sup>232</sup> Th	ppm	<sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> II	(1) <sup>238</sup> U/		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	$^{206}$ Pb <sub>c</sub>	U	Th	/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Age	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	/ <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	/ <sup>235</sup> U	±%	/ <sup>238</sup> U	±%	corr
BT-35.1.1	1,20	95	91	1,00	3,20	246.2 ±3.9	25.68	1,6	0.0558	12	0.299	12	0.03893	1,6	,130
BT-35.2.1	1,83	87	125	1,47	3,00	248.2 ±4.1	25.47	1,7	0.0467	19	0.253	19	0.03925	1,7	,087
BT-35.3.1	1,60	71	76	1,10	2.47	251.3 ±4.7	25.15	1,9	0.0576	15	0.316	15	0.03975	1,9	,125
BT-35.4.1	1,40	79	103	1,35	2.62	242.3 ±3.9	26,1	1,7	0.0525	14	0.277	14	0,0383	1,7	,119
BT-35.5.1	1,46	75	80	1,10	2.49	238.9 ±3.8	26.47	1,6	0,051	16	0.265	16	0.03776	1,6	,100
BT-35.6.1	0,58	229	154	0,69	7.69	245.4 ±2.1	25.76	0.89	0.0473	6,5	0.253	6,5	0.03881	0.89	,136
BT-35.7.1	0,96	147	234	1,65	4.88	242.8 ±2.7	26.05	1,1	0.0433	12	0.229	12	0.03838	1,1	,096
BT-35.8.1	1,24	87	127	1,52	2.88	241.5 ±3.7	26.19	1,5	0.0489	13	0.257	13	0.03818	1,5	,119
BT-35.9.1	0,87	123	185	1,55	4.16	246,0 ±2.9	25,7	1,2	0.0523	9,4	0.281	9,5	0,0389	1,2	,127
BT-35.10.1	0,67	170	242	1,48	5.66	244.2 ±2.8	25,9	1,2	0.0514	11	0.274	11	0.03861	1,2	,104
Empore		~~~ •	Dh a		* india	ata tha gam		1	ogonia				+		

Errors are 1-sigma;  $Pb_c$  and  $Pb^{\circ}$  indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.40%( not included in above errors but required when comparing data from different mounts). (1) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из пробы ВТ-35-1 (дикарабигайский комплекс, колл. А.П.Романова,

2013).

	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	(1) <sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U	(1) <sup>238</sup> U/		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup>		(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	$^{206}$ Pb <sub>c</sub>	υ	Th	/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	Age	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	$/^{206}$ Pb <sup>*</sup>	±%	/ <sup>235</sup> U	±%	/ <sup>238</sup> U	±%	corr
BT-35-1.1.1	1,54	84	120	1,47	2.81	240.7 ±4.6	26.27	1,9	0.0485	16	0.255	17	0.03805	1,9	,116
BT-35-1.2.1	0,00	126	91	0,75	4.04	236,0 ±2.5	26.81	1,1	0.0517	4,1	0.266	4,3	0.03729	1,1	,256
BT-35-1.3.1	0,68	248	323	1,34	8.37	246.4 ±2.7	25.66	1,1	0.0489	7,2	0.263	7,3	0.03896	1,1	,154
BT-35-1.4.1	1,37	110	114	1,08	3.65	241.2 ±3.4	26.22	1,4	0,052	13	0.273	13	0.03813	1,4	,107
BT-35-1.5.1	0,71	153	85	0,58	5.16	247.1 ±2.7	25.59	1,1	0.0516	7,9	0.278	8	0.03907	1,1	,136
BT-35-1.5.2	1,59	55	54	1,01	1.89	246.6 ±4.5	25.64	1,9	0.0516	16	0.277	16	0.03899	1,9	,116
BT-35-1.6.1	1,00	118	136	1,19	4.02	248.1 ±3.2	25.48	1,3	0.0536	11	0,29	11	0.03923	1,3	,123
BT-35-1.6.2	1,16	99	89	0,93	3.29	242,0 ±3.4	26.14	1,4	0.0492	13	0,26	13	0.03825	1,4	,110
BT-35-1.7.1	1,51	91	134	1,53	3.09	246.5 ±3.8	25.64	1,6	0.0443	17	0.238	17	0.03898	1,6	,092
BT-35-1.8.1	0,61	222	295	1,37	7.37	242.5 ±2.6	26.08	1,1	0.0478	7,1	0.252	7,1	0.03833	1,1	,151
Errors are	e 1-sig	ma; I	₽b <sub>c</sub> ar	nd Pb <sup>*</sup>	indica	te the comm	on and	radio	ogenic p	ortic	ons, res	spect	ively.		
Error in S	Standar	d cal	libra	tion w	vas 0.40	0%( not inc]	Luded i	n abc	ve erroi	rs bu	t requi	red	when comp	parin	g data

(1) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

# Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из проб BN-13-2 и BN-13-7

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	pp m U	p pm Th	2 <sup>32</sup> Th / <sup>238</sup> U	pp m <sup>206</sup> Pb*	<sup>206</sup> I / <sup>238</sup> Ag	(1) Pb U ge	<sup>207</sup> I / <sup>206</sup> ] Ag	(1) Pb Pb ge	% Dis- cor- dant	( 1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	± %	(1) <sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb*	± %	( 1) <sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U	%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>238</sup> U	± %	e rr corr
BN-13-	0	59	7	0	15	1	=	1	=	1	3.	0	0.1	0	4.		0.3	0	0
2.1.1	,20	4	4	,13	6	715	11	737	14	1	281	.74	063	.75	466	.1	047	.74	,698
BN-13-	0	17	6	0	42	1	=	1	=	-	3,	0	0,0	1	3,	1	0,2	0	0
7.1.1	,12	5	4	,38	,2	592	14	572	24	1	57	,97	972	,3	755	,6	801	,97	,598
BN-13-	0	00	4	0	43	2	=	2	=	0	1,	1	0,1	1	1	1	0,5	1	0
7.2.1	,22	99	7	,5	,4	657	24	657	17	0	959	,1	804	1	2,69	,5	101	,1	,732

(мооровский комплекс, колл. А.П.Романова, 2013)

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	p pm U	pp m Th	$^{232}_{^{38}}$ Th/ $^2$	ppm <sup>206</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb/ Ag	<sup>238</sup> U e	Total <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± %	Total <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	°⁄0 <sup>±</sup>
BN-13-7.1.1	4 0,39	7 3	6	0,08	3.65	22 1	1 0	17.09	3 .4	0,373	3.5
BN-13-7.2.1	4 4,13	5 3	1	0,03	3.02	23 6	1 1	14.98	3 .9	0,404	2.6
BN-13-7.3.1	6 1,46	8 4	27	0,34	7.89	26 5	1 6	9,19	3 .1	0,544	2.4
BN-13-7.4.1	4 0,36	5 3	1	0,02	2.85	23 4	1 1	16,10	.9 3	0,374	2.8
BN-13-7.5.1	3 3,04	7 7	6	0,09	3.54	22 6	8	18.74	3 .2	0,315	2.7
BN-13-7.6.1	4 1,98	6 3	3	0,05	3.08	20 8	1 1	17.69	4 ,0	0,386	3.6
BN-13-7.6.2	3 6,67	6 5	2	0,04	3.23	23 3	9	17.24	3 .4	0,344	2.7
BN-13-7.6.3	3 3,74	7 2	3	0,04	3.26	22 2	1 0	18.92	3 .5	0,320	3.9
BN-13-2.1.1	5 8,29	2 9	0	0,01	2.55	26 9	1 9	9,79	5 .1	0,519	2.7
BN-13-2.2.1	3 2,63	6 8	4	0,06	3.15	22 9	9	18,60	3 .4	0,312	2.7
BN-13-2.1.2	5 6,72	3 6	0	0,01	2.96	26 3	1 8	10,40	5 .3	0,506	2.6
BN-13-2.1.3	5 6,65	3	0	0,01	2.85	27 7	1	9,89	4 .8	0,506	2.7
BN-13-2.2.2	4 2,58	5 6	2	0,03	3,00	22 9	1 2	15,90	4 .5	0,391	2.6

Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования перовскитов из пробы BN-13-7 (мооровский комплекс, колл. А.П.Романова, 2013)

Диксоновская и Коротковская геологические площади

## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из пробы 204140

## (верхнетарейский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина)

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	ррт <sup>206</sup> РЬ*	(1) <sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U Age	(1) <sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	* %	(1) <sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>235</sup> U	±%	(1) <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>238</sup> U	±%	err corr
204140.1.1	0,38	326	220	0,70	10.3	230.6 ±2.7	111 ±130	-52	27.46	1.2	0.0482	5.5	0.242	5.6	0.03641	1.2	,214
204140.1.2	0,00	155	103	0,69	5.01	238.1 ±3.5	304 ±110	28	26.57	1.5	0.0524	4.8	0.272	5	0.03763	1.5	,300
204140.2.1	0,00	426	487	1,18	13.4	231.7 ±2.4	252 ± 67	9	27.32	1.1	0.0512	2.9	0.2586	3.1	0.0366	1.1	,345
204140.3.1	0,00	525	779	1,53	16.8	236 ±2.3	209 ± 60	-11	26.82	1	0.0503	2.6	0.2586	2.8	0.03728	1	,362
204140.4.1	0,39	303	283	0,96	9.78	236.4 ±2.8	58 ±130	-76	26.77	1.2	0.0472	5.4	0.243	5.5	0.03735	1.2	,220
204140.5.1	0,75	871	491	0,58	27.6	231.4 ±2.2	449 ±100	94	27.35	0.97	0.0559	4.6	0.282	4.7	0.03655	0.97	,209
204140.1.3	0,00	202	161	0,82	6.64	242.4 ±3.4	276 ±110	14	26.1	1.4	0.0518	4.9	0.274	5.1	0.03832	1.4	,282
204140.1.4	0,98	167	124	0,77	5.27	230.6 ±3.9	71 ±300	-69	27.46	1.7	0.0474	13	0.238	13	0.03641	1.7	,135

## Результаты U-Pb SIMS SHRIMP датирования цирконов из пробы 204144/10

						(	1)	(1)		(1)		(1)		(1)		
	%	ppm	ppm	<sup>232</sup> Th	ppm	206	'Pb	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>207</sup> <b>Pb</b> <sup>*</sup>		<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>		err
Spot	<sup>206</sup> <b>Pb</b> <sub>c</sub>	U	Th	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*	23	<sup>8</sup> U	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	corr
204144-	10															
1,1	0,00	772	525	0,70	24.4	232.8	±1.8	27.19	0.8	0.04989	2	0.253	2.1	0.03678	0.8	,376
2,1	0,00	459	211	0,47	14.6	234.1	±2.1	27.05	0.92	0.0499	2.6	0.2545	2.8	0.03698	0.92	,329
3,1	0,06	1407	617	0,45	44.3	231.8	±1.7	27.32	0.74	0.05023	1.6	0.2535	1.8	0.03661	0.74	,419
4,1	0,00	725	591	0,84	22.7	230.9	±2.2	27.43	0.95	0.0512	2	0.2576	2.2	0.03646	0.95	,434
5,1	0,00	1412	903	0,66	45.1	235.3	±1.7	26.89	0.74	0.04971	1.5	0.2548	1.7	0.03718	0.74	,445
6,1	0,39	625	286	0,47	19.7	231.6	±2	27.34	0.87	0.0482	4	0.243	4.1	0.03658	0.87	,211
7,1	0,10	809	393	0,50	25.6	233.3	±1.9	27.14	0.81	0.0509	2.1	0.2586	2.3	0.03685	0.81	,361
8,1		750	518	0,71	23.8	233.8	±1.9	27.08	0.83	0.052	2.4	0.2648	2.6	0.03693	0.83	,324
9,1	0,00	1160	482	0,43	36.9	234.3	±1.8	27.02	0.78	0.0517	2	0.264	2.1	0.03702	0.78	,362
10,1	0,00	491	285	0,60	15.5	232.3	±2.1	27.25	0.93	0.0521	2.4	0.2636	2.6	0.03669	0.93	,356
Errors	Errors are 1-sigma; Pb <sub>c</sub> and Pb <sup>*</sup> indicate the common and radiogenic portions, respectively.															
Error i	n Standa	rd calibr	ation wa	s 0.61%	not inclu	uded in	above er	rors but r	required	when co	mparing	data fron	n differe	nt mount	:s).	
(1) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup> Pb.																

# (верхнетарейский комплекс, колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2014)

ПРИЛОЖЕНИЕ 12

# Таблицы химического состава стратифицированных образований листа S-46 НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 1

	Хи	мически	и соста	в пород і	шренкоі	вского м	етаморо	рическо	го комп.	лекса (в
	Амфибо	литы и амф	иболитовы	е сланцы		Пл	агиогнейсн	ы и гранули	ты	
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50	49,13	40,25	52,84	60,85	59,99	67,47	59,54	58,46	69,16
TiO <sub>2</sub>	1,4	0,84	3,36	1,19	0,8	0,87	0,45	0,87	1,43	0,46
Al <sub>2</sub> O	14,61	15,84	15,08	17,09	16,19	14,78	10,4	16,38	16,16	13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	3,28	5,56	2,62	1,81	2,46	1,28	2,42	1,7	1,81
FeO	10,55	6,72	8,22	6,45	4,13	4,41	2,27	5,05	8,13	2,32
MnO	0,25	0,18	0,19	0,12	0,23	0,22	0,13	0,23	0,13	0,32
MgO	5,55	7,73	6,25	5,33	4,14	4,35	4,99	2,82	3,35	2,32
CaO	9,07	10,67	13,11	6,58	2,89	5,25	6,94	4,54	2,07	2,6
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,19	1,76	2,71	3,38	3,17	1,33	2,92	1,45	2,91
K <sub>2</sub> O	1,04	1,1	1,37	2,44	2,68	1,96	2,34	2,85	2,54	2,94
$P_2O_5$	0,19	0,08	1,84	0,32	0,09	0,22	0,15	0,17	0,29	0,06
ппп	2,74	2,49	2,66	2,83	2,78	2,53	2,36	2,21	3,6	2,09
Сумма	100,25	100,28	99,65	100,45	100,14	100,27	100,2	100,18	99,55	100,27
кол-во проб	9	4	2	3	3	3	6	5	4	4

Химический состав пород шренковского метаморфического комплекса (в масс. %, [Беззубцев, 1985]).

1 - железистые амфиболиты; 2 - железо-магниевые амфиболиты; 3 - железисто-магниевые габбро-амфиболиты (порфиробластовые); 4 - алюминий-магниевые амфиболиты (амфиболовые сланцы); 5 - биотитовые плагиогнейсы; 6 - биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 7 - биотит-амфибол-двупироксеновые и биотит-амфибол-клинопироксеновые плагиогнейсы; 8 - гранат-амфиболовые глагиогнейсы и сланцы с высокоглиноземистыми минералами; 10 – гранулит [Беззубцев В. В. и др., 1998].



Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	71,1	46,3	78,8	53,7	93,4
TiO <sub>2</sub>	0,28	2,39	0,37	1,12	0,034
Al <sub>2</sub> O3	15,2	12,9	8,6	16,8	2,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	2,6	0,49	0,52	0,41
FeO	1,08	14,1	2,08	7,48	0,33
MnO	0,035	0,23	0,031	0,13	<.01
MgO	0,57	5,76	1,98	4,36	<.1
CaO	1,9	9,89	4,15	9,48	0,87
Na <sub>2</sub> O	3,36	2,08	0,76	3,53	0,6
K <sub>2</sub> O	3,74	1,13	1,37	0,76	0,81
$P_2O_5$	0,067	0,18	0,1	0,27	<.05
ппп	1,33	1	1,18	1,09	0,53
Сумма	100	100	100	100	100

Химический состав пород шренковского метаморфического комплекса (в масс. %)

1 - гнейс диафторированный, руч. Рядовой (204011), 2 – амфиболит, правый борт руч. Пыжиковый (204031/3), 3 - биотитовый гнейс, левый борт р. Шренк (204120), 4 - амфиболит (204120/7), 5 – кварцит, правый борт руч. Пыжиковый (204031/1). Коллекция В.Ф. Проскурнина, М. А. Проскурниной, 2014.

## ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ Мининско-Большевистский геологический район Мининско-Коломейцевская геологическая площадь

<mark>Таблица</mark> З

№/№ проб	203002/7	203002	203001/4	203002/4	203002/2	203021/1	203014/1	203014/2	203015	203007	203005	203001/2	203001/3
Подкомплексы		Гнейсов	во-амфибо	элитовый				Кристал	лосланц	ево-гне	йсовый		
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	52,39	57,99	58,53	59,77	60,40	50,59	60,98	63,79	65,16	65,95	66,94	67,42	67,81
TiO <sub>2</sub>	1,49	1,63	0,74	1,82	1,49	1,77	1,07	1,00	0,94	0,84	0,66	0,94	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,4	16,3	19,3	16,1	16,6	20,1	17,1	16,3	15,8	15,0	16,4	14,2	15,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	2,24	1,14	1,05	1,5	3,08	1,13	1,28	1,04	1,4	0,82	0,98	0,68
FeO	6,11	5,09	2,74	5,95	4,7	6,66	5,64	5,48	4,7	4,7	3,76	5,09	4,23
MnO	8,33	5,32	12,35	4,21	3,98	2,33	2,88	1,61	3,22	2,56	1,59	1,83	1,80
MgO	5,15	3,29	1,69	2,83	2,85	3,87	3,24	3,34	2,64	3,11	2,05	2,90	2,27
CaO	0,129	0,117	0,222	0,110	0,086	0,126	0,123	0,089	0,081	0,109	0,043	0,114	0,123
Na <sub>2</sub> O	1,96	3,12	0,27	3,47	3,35	3,51	2,27	2,90	2,26	2,09	3,33	2,11	2,38
K <sub>2</sub> O	3,23	3,10	0,32	3,06	3,35	4,32	3,30	2,21	2,84	2,66	2,84	2,88	2,99
$P_2O_5$	0,29	0,48	0,57	0,42	0,54	0,10	0,19	0,16	0,16	0,17	0,10	0,09	0,10
ППП	0,56	0,68	1,84	0,51	0,64	2,60	1,40	1,31	0,65	0,89	1,10	0,71	0,97
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,8	100,0
ΓM=(TiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO)/SiO <sub>2</sub>	0,52	0,44	0,41	0,42	0,40	0,63	0,41	0,38	0,34	0,33	0,32	0,31	0,31
TM=TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,10	0,04	0,11	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,07	0,05
ЖM=(FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MnO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	0,38	0,41	0,20	0,40	0,35	0,45	0,38	0,40	0,35	0,39	0,27	0,41	0,31
ΦM=FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO/SiO <sub>2</sub>	0,24	0,18	0,10	0,16	0,15	0,27	0,16	0,16	0,13	0,14	0,10	0,13	0,11
HKM=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,38	0,03	0,40	0,40	0,39	0,33	0,31	0,32	0,32	0,38	0,35	0,35
AM=Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,35	0,28	0,33	0,27	0,28	0,40	0,28	0,25	0,24	0,23	0,25	0,21	0,23
ЩM=Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,45	1,18	0,99	1,00	0,88	1,26	1,28	0,85	1,37	1,26	0,76	1,23	1,65
La/Th	5,48	3,34	3,70	4,05	2,79	3,40	2,85	2,87	3,30	3,47	2,34	3,14	3,30
Ti/Mn	6,76	2,59	10,76	13,38	12,86	4,53	6,01	11,98	6,38	8,99	8,67	10,84	8,94
Sr/Ba	0,81	0,53	0,74	0,82	0,53	0,43	0,57	0,56	0,53	0,63	0,31	0,20	1,39
La/Yb	8,10	4,64	13,80	16,98	18,51	12,70	8,74	10,77	7,76	9,13	8,99	10,17	13,68
<ol> <li>- лейкоамфиболит, мыс Скалистый (2 (203021/1); 7, 8 - гнейс, левый приток р. гнейс, р. Каменная (203007); 11 - гнейс</li> </ol>	1 - лейкоамфиболит, мыс Скалистый (203002/7); 2, 3, 4, 5 - гнейс биотит-амфибол-плагиоклазовый, мыс Скалистый (2 - 203002, 3 - 203001/4, 4 - 203002/4, 5 - 203002/2); 6 - гнейс, р. Толевая (203021/1); 7, 8 - гнейс, левый приток р. Каменная, вышей устья р. Ориентирная (7 - 203014/1, 8 - 203014/2); 9 - гнейс, канава Ю. И. Захарова (1970 гг), левый приток р. Каменная (203015); 10 - гнейс, р. Каменная (203007); 11 - гнейс, в 2х км от мыса Скалистый (203005); 12, 13 - гнейс, р. Слюдяная (12 - 203001/2, 13 - 203001/3). Коллекция Проскурнина В. Ф., Проскурниной М.А., 2013												
					-010.								

#### Химический состав пород тревожнинского метаморфического комплекса (в масс. %)

# Химический состав пород медвежевского метаморфического комплекса

Компоненты	1	2	3									
SiO <sub>2</sub>	59,2	59,75	93,00									
TiO <sub>2</sub>	0,86	1,24	0,13									
$Al_2O_3$	17,9	16,6	1,9									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	4,36	1,3									
FeO	4,57	1,41	0,39									
MnO	0,24	0,85	0,08									
MgO	2,34	3,34	0,45									
CaO	9,45	0,068	0,018									
Na <sub>2</sub> O	1,1	2,97	0,76									
K <sub>2</sub> O	0,49	1,20	0,14									
$P_2O_5$	1,11	0,13	<.05									
ППП	1,77	7,71	1,84									
Σ	100	99,8	100,0									
1 - амфиболит-б	иотитовый граноди	орит (204060/8); 2 - к	ристалло-									
сланец гнейсовид	сланец гнейсовидный (13102/1), 3 - гнейс (13102). Левый берег верхо-											
вьев р. Коломейн	цева (коллекция В. 🤇	Ф. Проскурнина, М.А.	Проскур-									
	нина, 2013-2014)											

(в масс.	%).
----------	-----

# <mark>Таблица</mark> 5

Химический состав пород воскресенской толщи и их сиаллитовн	ые стандарты (в масс. %).
---	---------------------------

Элементы	1	2	3	4						
SiO <sub>2</sub>	56,61	59,16	60,34	78,86						
$TiO_2$	1,17	1,36	1,01	0,67						
$Al_2O_3$	16,7	17,3	16,0	10,1						
$Fe_2O_3$	4,79	2,7	5,98	2,72						
FeO	4,54	5,17	3,53	0,94						
MnO	0,64	1,98	0,16	0,14						
MgO	2,33	2,81	2,35	0,49						
CaO	0,128	0,140	0,068	0,012						
Na <sub>2</sub> O	1,66	2,49	2,62	1,38						
K <sub>2</sub> O	2,36	1,92	1,66	1,73						
$P_2O_5$	0,15	0,16	0,09	0,08						
ППП	8,46	4,20	5,90	2,82						
Σ	100,0	99,9	100,0	100,0						
ΓM=(TiO2+Al2O3+Fe2O3+FeO)/SiO2	0,481	0,448	0,439	0,183						
TM=TiO2/Al2O3	0,070	0,079	0,063	0,066						
ЖM=(FeO+Fe2O3+MnO)/Al2O2+TiO2	0,557	0,529	0,569	0,352						
ΦM=FeO+Fe2O3+MgO/SiO2	0,206	0,181	0,197	0,053						
HKM=Na2O+k2O/Al2O3	0,240	0,255	0,268	0,307						
AM=Al2O3/SiO2	0,295	0,292	0,265	0,128						
ЩM=Na2O/K2O	0,703	1,295	1,576	0,799						
La/Th	3,673	2,892	4,4	3,172						
Ti/Mn	1,417	0,531	4,807	3,608						
Sr/Ba	Sr/Ba 0,376 0,399 0,367 0,89									
La/Yb	10,031	3,109	13,643	11,822						
1, 2, 3, 4 – метапесчаники, р. Коломейцева	впадение руч.	Куропат	очьего (2	03022/3,						
203022/9, 203022/12, 203022/10). Коллекц	ия Проскурни	на В. Ф.	, Проскур	ниной						
M.A., 2	013.									

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	56,70	60,71	61,07	64,57	65,04	67,12	68,86	71,36
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,88	1,05	0,93	0,97	0,70	0,80	0,57
$Al_2O_3$	18,2	14,4	16,8	14,2	13,6	15,2	14,2	12,1
$Fe_2O_3$	0,65	11,9	1,4	0,59	0,77	1,75	0,73	0,43
FeO	5,33	0,39	6,11	5,33	4,7	4,31	4,86	3,6
MnO	3,86	0,35	1,22	2,92	3,52	0,21	0,55	2,38
MgO	3,02	0,98	3,79	2,69	2,74	2,58	2,51	2,11
CaO	0,106	0,638	0,087	0,093	0,124	0,217	0,072	0,070
Na <sub>2</sub> O	3,17	3,89	1,96	1,57	1,77	3,20	1,73	2,27
K <sub>2</sub> O	2,35	1,32	2,57	2,78	2,87	1,06	2,80	1,18
$P_2O_5$	0,18	0,19	0,17	0,15	0,15	0,12	0,14	0,12
ппп	4,90	4,34	3,03	3,64	3,29	3,06	2,34	3,51
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
$\label{eq:gamma_linear_state} \begin{split} \Gamma M = & (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)/S \\ & iO_2 \end{split}$	0,44	0,45	0,42	0,33	0,31	0,33	0,30	0,23
TM=TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,06	0,05
$\begin{array}{l} {\mbox{\sc KM}=(FeO+Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3+}\\ {\mbox{\sc TiO}_2} \end{array}$	0,51	0,83	0,49	0,59	0,62	0,39	0,41	0,51
ΦM=FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO/SiO <sub>2</sub>	0,16	0,22	0,19	0,13	0,13	0,13	0,12	0,09
HKM=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,36	0,27	0,31	0,34	0,28	0,32	0,29
AM=Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,32	0,24	0,28	0,22	0,21	0,23	0,21	0,17
ЩМ=Na2O/K2O	1,35	2,94	0,76	0,57	0,62	3,01	0,62	1,93
La/Th	3,23	3,63	2,96	3,58	3,18	2,99	3,40	2,95
Ti/Mn	0,20	1,95	0,67	0,25	0,21	2,64	1,12	0,19
Sr/Ba	0,15	0,11	0,32	0,68	0,32	0,40	0,89	0,28
La/Yb	7,59	7,33	7,80	7,64	8,26	10,03	3,11	8,53

Таблица 6. Химический состав пород стерлеговской толщи и их сиаллитовые стандарты (в масс. %).

1, 3, 8 - метаалевролит (203032/6 - р.Коломейцева выше устья р.Спокойной, 203023/1 - р.Коломейцева у устья р.Куропаточьей, 203027/4 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной); 2, 4, 5, 6, 7 - метапесчаник (203022/9 - р.Коломейцева у устья р.Куропаточьей, 203032/2 - р.Коломейцева выше устья р.Спокойной, 203032/5 - р.Коломейцева выше устья р.Спокойной, 203023 - р.Коломейцева у устья р.Куропаточьей, 203032/3 - 203032/4 - р.Коломейцева выше устья р.Спокойной, 203022/10 - р.Коломейцева у устья р.Куропаточьей). Коллекция В. Ф. Проскурнина, 2013.

<mark>Таблица</mark> 7

№/№ проб	204026/14	204026/20	204028/3	204026/11	204026/21	204026/1	204028/6				
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7				
SiO <sub>2</sub>	45	47,8	49,4	58,4	59,3	47	51,8				
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,91	0,56	1,34	0,38	1,4	3,14				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	14,8	13,6	15	9,69	15,1	13,3				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	4,8	1,98	3,19	8,87	3,42	8,28				
FeO	5,4	7,65	5,98	5,49	5,24	6,65	3,94				
MnO	0,3	0,081	0,18	0,13	0,096	0,17	0,16				
MgO	7,03	6,53	8,84	5,3	2,78	5,13	4,33				
CaO	12,8	3,45	10,1	1,59	4,56	10,5	8,04				
Na <sub>2</sub> O	2,77	4,27	2,66	4,81	1,43	2,1	2,96				
K <sub>2</sub> O	0,09	4,48	0,6	0,18	1,27	0,92	0,48				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,39	0,2	0,17	0,13	0,13	0,11	0,43				
ппп	5,79	2,76	5,42	3,77	5,44	6,79	2,61				
Σ	99,8	99,6	100	99,9	99,8	100	99,9				
1 – метапикробазальт, р. Л. Мамонта (204026/14), 2 – дайка карбонат-кварц-биотит-полевошпатового состава, метафо- нотефритовый порфирит, р. Л. Мамонта (204026/20), 3 – метабазальт (204028/3), 4 – сланец эпидот-слюдисто- плагиоклаз-кварцевый, метаандезит (204026/11), 5 – сульфидизированный сланец скаполит-карбонат-слюдисто- кварцевый метаандезит низкошелочной р. Л. Мамонта (204026/21), 6 – метагаббродоверит, р. Л. Мамонта											

Химический состав пород мамонтовской толщи р. Л. Мамонта (в масс. %).

(204026/1), 7 - титанистый метагаббродолерит, р. Л. Мамонта (204028/6). Коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Проскурниной, 2014.

## <mark>Таблица 8</mark>

	0	( )
Χ ИМИЧЕССИИ СОСТОР ПОПОЛ УГЛЮМИЦСС	ои топши	D MOCC VAL
аминаский состав пород угрюминско	ой толщи ч	$(\mathbf{D}   \mathbf{M} \mathbf{a} \mathbf{C} \mathbf{C} \cdot \mathbf{J} \mathbf{U} \mathbf{J})$

<u>№/№</u> проб	7693	14552	7578-3	7975.	7973-1	7973-1	7578-7	7578-3	7975-2	204081/6a	204112	204014/ 3	204014 /2	204042	204014/ 9	204037/2
Ком- понен- ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	67,42	67,62	71,23	71,63	71,84	74,23	74,89	77,5	77,85	67,5	67,9	68,3	69,8	73,7	80,8	93,7
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,39	0,42	0,27	0,31	0,32	0,37	0,15	0,13	1,04	0,53	0,53	0,45	0,51	0,1	< 0.01
Al2O <sub>3</sub>	14,38	16,88	14,84	14,44	13,4	13,65	13,43	11,76	12,21	12,6	14,7	16,4	14,4	12,6	11	0,89
Fc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	1,24	1,59	1,53	1,69	1,12	1,38	0,87	0,6	2,55	1,64	1,52	0,88	2,71	0,49	0,67
FeO*	0,36	0,29	0,8	0,06	0,05	0,43	0,1	0,5	0,05	4,82	1,41	1,25	1,66	0,42	< 0.25	0,33
MnO	0,12	0,09	0,09	0,25	0,08	0,14	0,04	0,07	0,07	0,05	0,085	0,057	0,083	0,012	0,016	0,067
MgO	1,05	0,79	0,94	0,22	0,21	0,17	0,19	0,12	0,1	1,38	0,89	0,57	0,69	< 0.1	< 0.1	< 0.1
CaO	4,17	0,33	0,71	0,75	1,72	0,41	0,48	0,4	0,51	1,54	2,1	1,78	2,44	0,094	0,47	3,11
Na <sub>2</sub> O	5,6	2,54	4,54	4,34	3,33	4,25	5,4	3,8	4,73	0,56	5,2	4,84	4,72	2,12	5,37	0,47
K <sub>2</sub> O	0,86	8,24	4,02	4,26	5,26	4,55	3,31	4,57	2,97	5,66	3,55	2,9	2,46	6,41	0,76	0,045
P <sub>3</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,05	0,03	0,08	0,03	0,03	0,08	0,01	0,02	0,15	0,15	0,17	0,093	< 0.05	< 0.05	< 0.05
П.п.п.	0,17	1,23	0,83	1,81	1,85	0,61	0,15	0,4	0,95	1,62	1,57	1,57	2,26	1,32	0,72	0,72
Сумма	99,75	99,7	100,04	99,61	99,77	99,91	99,77	100,15	110,19	100	100	100	100	100	100	100

1, 2, 3, 7, 8– правобережье р. Ожидания: 1 – метатуфы дацитов, 2 – метатуф трахит - порфиров, 3 – метатуф трахириодацитов, 7, 8 –метатуфы трахириолит-порфиров; 4, 5, 6, 9– верховье р. Шренк, 4 км выше устья руч. Базовый: 6, 9 – метатуфы риолит - порфиров, 4, 5 – метатуфы трахириодацитов [Беззубцев В.В., 1998].

10 - металавобрекчия по дациту (204081/6а); 11 - метатрахириодацит (204112); 12, 13 - метариодацит (204014/3, 204014/2); 14 – сульфидизированный и калишпатизированный трахириолит (204042); 15 - метариолит (204014/9); 16 - кварцевый прожилок (204037/2) (коллекция Проскурнина В. Ф., Проскурниной М.А., 2014)

# <mark>Таблица</mark> 9

•	7 U						(	1/1
х	имицескии	состар по	ηση πι	ngdamgmautad	скои т	опни (р	Mare Y	<b>7/6</b>
71		CUCTAD HU	род п	padumamuniud	UNUH IV	олщи (в	p mace.	/ U /
						, ,		

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
$SiO_2$	66,2	74,3	77,4	84,9	85,7	86,1	88,3	28	44,3		
$TiO_2$	1,16	0,35	0,19	0,67	0,15	0,15	0,3	0,39	0,69		
$Al_2O_3$	16,8	13,3	9,49	5,28	7,74	7,87	6,39	7,07	12,3		
$Fe_2O_3$	0,42	2,43	1,07	3,12	<.3	1,02	0,85	0,47	1,54		
FeO	5,4	<.25	<.25	1,66	0,58	<.25	<.25	2,24	2,91		
MnO	0,045	0,038	0,02	0,044	<.01	0,016	0,013	0,07	0,091		
MgO	1,95	0,76	<.1	0,8	<.1	0,35	0,18	2,19	3,19		
CaO	0,28	0,41	1,45	0,5	0,029	0,24	0,17	31,5	16,2		
Na <sub>2</sub> O	1,53	3,84	0,22	<.1	1,84	0,36	0,49	0,95	0,65		
K <sub>2</sub> O	2,42	2,72	5,87	1,47	3,16	2,43	2,04	1,17	2,2		
$P_2O_5$	<.05	0,09	<.05	0,053	<.05	<.05	<.05	0,11	0,14		
ппп	3,17	1,68	0,61	1,26	0,5	1,1	1,1	25,6	15,4		
Σ	100	100	96,7	100	100	100	100	100	100		
$\Gamma M = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$	0,36	-	-	0,13	-	-	-	0,36	0,39		
TM=TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,03	0,02	0,13	0,02	0,02	0,05	0,06	0,06		
ЖM=(FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MnO)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	0,33	-	-	0,81	-	-	-	0,37	0,35		
$\Phi$ M=FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO/SiO <sub>2</sub>	0,12	-	-	0,07	-	-	-	0,18	0,17		
HKM=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,49	0,64	-	0,65	0,35	0,40	0,30	0,23		
AM=Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,25	0,18	0,12	0,06	0,09	0,09	0,07	0,25	0,28		
ЩМ=Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,63	1,41	0,04	-	0,58	0,15	0,24	0,81	0,30		
La/Th	1,39	5,13	2,89	2,63	1,56	3,49	3,06	4,32	3,92		
Ti/Mn	19,96	7,13	7,36	11,79	-	7,26	17,87	4,31	5,87		
Sr/Ba	0,35	0,11	0,01	0,20	0,02	0,12	0,07	7,70	2,06		
La/Yb	3,32	13,44	13,62	15,17	9,64	38,28	38,77	9,81	11,08		
Нижняя подтолща: 1 - метапесчаник полимиктовый, верховья	р. Шренк (2	04096); 2 – м	етапесчаник,	верховье р. ]	Каменистая (	204036); 3 – :	метагравелит	г, верховья	р. Шренк		
(204094); 4 – метагравелит, р. Ожидания, г. Габбровая (204114	/1); 5 – метаг	равелитопесч	чаник, правоб	бережье р. Оз	жидания, на у	грюминской	і толще (2040	082); 6 - ква	рцитогра-		
велит слюдистый, междуречье Шренка и Ожидания (204089); 7 - кварцитогравелит слюдистый, междуречье Шренка и Ожидания (204089/1). Верхняя подтолща: 8 - метапес-											
чаник углеродисто-известковый, р. Ожидания (204083/14); 9 - метапесчаник углеродисто-известковый, р. Мамонта (204017/8). Коллекция В. Ф. Проскурнина, М.А.											
	Пр	оскурниной,	, 2013, 2014.								

# Химический состав сланцевой толщи (в масс. %)

Компоненты	204013	204020/4								
SiO <sub>2</sub>	7,55	65,6								
TiO <sub>2</sub>	0,062	0,76								
$Al_2O_3$	0,69	11,1								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<.3	1,1								
FeO	0,88	2,19								
MnO	0,058	0,11								
MgO	19,4	1,81								
CaO	27,9	4,98								
Na <sub>2</sub> O	<.1	0,58								
K <sub>2</sub> O	0,06	2,92								
$P_2O_5$	<.05	0,089								
ППП	43,1	8,27								
Σ	100	99,8								
204013 – доломит слюдисты	й (верхняя подтолц	ца), правый борт руч.								
Рядовой, 204020/4- Сланец (диафторит) карбонат-эпидот-хлорит-										
слюдисто-полевошпат-квар	цевый (нижняя под	толща), р. Мамонта,								
Коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Проскурниной, 2014.										

## <mark>Таблица 11</mark>

# Химический состав метапесчаника краснореченской свиты (в масс. %)

Компоненты	204032
SiO <sub>2</sub>	71,6
TiO <sub>2</sub>	0,83
$Al_2O_3$	13,1
$Fe_2O_3$	4,28
FeO	1,99
MnO	0,017
MgO	1,37
CaO	0,37
Na <sub>2</sub> O	2,07
K <sub>2</sub> O	2,04
$P_2O_5$	0,15
ППП	2,05
$\sum$	100
ΓM=(TiO2+Al2O3+Fe2O3+FeO)/SiO2	0,28
TM=TiO2/Al2O3	0,06
ЖМ=(FeO+Fe2O3+MnO)/Al2O2+TiO2	0,45
ΦM=FeO+Fe2O3+MgO/SiO2	0,11
HKM=Na2O+k2O/Al2O3	0,31
AM=Al2O3/SiO2	0,18
ЩM=Na2O/K2O	1,01
La/Th	3,63
Ti/Mn	37,80
Sr/Ba	0,10
La/Yb	9,90

204032 – метапесчаник, р. Мамонта. Коллекция В. Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014.

№/№	14148	14125	14149-1	14251-7	14264	7252	12216-1	12216-2	7417	14260-3	14256	14263	7019	12215	12216-3	12220	7416-1
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	38,38	39,34	41,26	42,72	44,23	45,07	44,69	39,83	49,79	49,68	51,24	48,23	46,67	52,07	43,98	47,14	47,73
TiO <sub>2</sub>	5,24	5,66	3,94	3,92	4,35	3,01	2,28	4,9	3,26	1,33	2,13	2,78	2,6	2,87	4,25	3,59	2,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,49	12,76	14,06	12,02	16,88	16,69	8,8	15	14,47	15,86	14,87	17,12	15,58	14,21	14,86	15,85	14,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,48	9,41	12,25	3,55	3,06	4,34	13,6	16,38	0,06	1,67	7,44	4,46	1,91	13,03	13,46	13,02	8,43
FeO	7,16	6,08	2,47	9,88	9,7	7,4	—	—	7,4	6,04	5,87	6,48	9,12	-	-	-	4,53
MnO	0,37	0,2	0,39	0,19	0,13	0,16	0,2	0,23	0,1	0,14	0,13	0,09	0,13	0,11	0,17	0,17	0,12
MgO	12,36	10,04	8,66	10,04	7,2	6,79	13	8,2	9,26	3,85	3,47	4,15	4,18	3,16	7,94	5,29	3,82
CaO	8,51	7,72	5,35	10,59	3,7	6,43	11,12	7,91	7,13	7,09	4,29	6,72	7,18	5,97	9,56	6,55	8,95
Na <sub>2</sub> O	2,1	2	5	2,25	3,84	4,1	0,73	1,76	2,62	5,15	6,6	3,68	2,4	6,18	1,06	4,84	4,54
K <sub>2</sub> O	1,06	1,52	0,64	0,71	1,46	0,28	0,09	0,28	1,44	1,07	0,31	1,54	1,29	1,07	0,19	0,64	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,49	2,08	0,83	0,27	0,94	0,26	0,71	0,15	0,32	0,77	1,08	0,98	0,43	0,52	0,59	0,58
П.п.п.	3,96	3,68	3,79	4,14	5,5	4,9	3,72	4,22	4,6	7,9	3,23	4,08	7,33	0,94	3,72	2,61	4,2
Сумма	99,6	99,9	99,89	100,39	100,32	100,11	98,49	99,42	100,28	100,1	100,25	100,51	100,37	100,04	99,71	100,27	100,28

Химический состав пород светлинской свиты по <mark>[Беззубцев В.В., 1998]</mark> (в масс. %)<mark>.</mark>

№/№ об- разца	204153/3	204153	204153/8	204153/7
Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	41,2	43,6	44,1	49,7
TiO <sub>2</sub>	3,7	3,61	2,84	3,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,4	14,7	14,5	13,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,5	8,77	9,13	11,4
FeO	4,74	4,32	3,91	1,66
MnO	0,15	0,13	0,19	0,15
MgO	7,35	7,64	8,95	3,63
CaO	10,1	7,79	9,98	6,98
Na <sub>2</sub> O	2,6	3,44	0,43	2,86
K <sub>2</sub> O	0,16	0,55	0,12	1,55
$P_2O_5$	0,33	0,34	0,31	0,42
ппп	4,35	4,74	5,29	4,78
Σ	100	100	100	100
204153/3, 204 зальты; 20415 лекция В	153, 204153/8 - 3/7 - метатрахі . Ф. Проскурні	- умереннош ибазальт. Лен ина, М.А. Пр	елочные мет вый борт р. Ц оскурниной,	апикроба- Цара. Кол- 2014.

#### Химический состав пород светлинской свиты (в масс. %)

Примечание. 1, 2, 3 - пикробазальты высокотитанистые щелочные и умереннощелочные калинатровые, бассейн р. Ледяная; 4, 5, 6 — пикробазальты высокотитанистые умереннощелочные натровые, бассейн руч. Светлый, 7 — миндалекаменный базальт, верховья р. Шара; 8, 9 - верховья р. Шара: 8- пикробазальт высокотитанистый умереннощелочной, 9 - трахибазальт; 10, 11, 12, 13 — бассейн руч. Светлый: 10 — трахибазальт натровый, 11 - лавобрекчия трахибазальта, 12 — туф трахибазальта, 13 — миндалекаменный трахибазаль; 14, 15, 16, 17 - верховья р. Шара: 14 — трахиандезибазальт, 15 - миндалекаменный пикробазальт высокотитанистый, 16 - трахибазальт, 17 - туф трахибазальта.

## <mark>Таблица 1</mark>4

		crab no	род шлас		onin i p	лды і со	ioi ii iee	Kan (no			1700 4	(D maee	• / • /•
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	45,95	47,34	49,77	49,26	40,38	49,83	46,03	53,27	51,08	47,70	60,42	62,54	64,55
TiO <sub>2</sub>	0,27	1,82	1,87	1,55	0,52	0,74	1,27	0,89	0,71	0,49	1,12	0,89	0,84
$Al_2O_3$	16,50	14,90	14,10	15,20	10,94	13,55	17,03	18,37	14,36	14,00	16,32	15,84	15,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	4,53	2,93	2,63	7,04	9,21	11,56	7,39	6,77	0,41	7,12	6,97	5,20
FeO	5,93	6,74	5,93	6,73	-	-	-	-	-	6,80	-	-	-
MnO	0,14	0,15	0,15	0,14	0,18	0,14	0,20	0,11	0,12	0,17	0,11	0,14	0,08
MgO	8,20	7,90	7,90	9,30	8,74	7,80	5,31	4,29	5,10	5,24	2,95	2,78	2,17
CaO	9,80	8,50	10,10	6,10	14,77	8,67	8,90	5,81	10,23	10,76	2,99	3,01	2,53
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,17	0,19	0,15	1,31	1,41	3,50	4,15	5,78	2,44	3,22	3,42	4,38
K <sub>2</sub> O	2,40	2,72	3,23	3,86	2,50	1,79	0,10	1,86	0,08	0,54	2,11	2,17	2,85
$P_2O_3$	1,41	1,08	0,10	0,13	0,08	0,12	0,10	0,17	0,20	0,14	0,27	0,15	0,14
П.п.п.	4,24	3,62	3,28	3,82	13,61	4,64	6,21	2,17	5,71	11,38	2,69	2,86	2,06
Сумма	99,41	99,47	99,55	99,77	100,05	100,00	100,22	98,48	100,14	100,07	99,32	100,26	99,93

Химический состав по	оол пластовой толши г	рялы Геологическая (по	Беззубиев В.В., 1985 ф	I (в масс. %)
Annu account counted no	род пластовой толщи т	ряды і сологическая (по	μισσυμία μ.μ., 1705 ψ	<b>J</b> ( <b>B</b> matt. 70)

правобережье р. Москвичка, в районе высоты с отм. 421 м (абсарокиты): 1 - базальтовый калиевый порфирит, обр. 12092; 2 - миндалекаменный вариолитовый калиевый базальтовый порфирит, обр. 12092-8; 3 — миндалекаменный калиевый базальтовый порфирит, обр. 12092-6; 4 — кластолава калиевого бальтового порфирита, обр. - 12093. 5 - 12 — район горы Пластовая: 5 - карбонатизированный трахибазальтовый порфирит, обр. 12029-7; 6 - трахибазальтовый порфирит, обр. 12029-10; 7 - базальтовый порфирит, обр. 12030; 8 — трахибазальтовый порфирит, обр. 12029-7; 6 - трахибазальтовый порфирит, обр. 12035; 9 — базальтовый порфирит, обр. 12224. 10 - базальтовый порфирит, обр. 14592-1; 11 — пепловый туф риодацита, обр. 12230-5; 12 — пепловый туф риодацита, обр. 12257-5. 13 - район горы Кабачковая, пепловый туф риодацита, обр. 25180-7 [Беззубцев В.В., 1998].

компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO <sub>2</sub>	46,7	47,1	47,4	49	49,1	50,4	51,3	55	58,7	62,3	62,6	69,1	70,5	71	74,3	45,3	46	
TiO <sub>2</sub>	1,34	0,38	2,29	1,64	1,08	0,22	2,52	0,96	0,79	1,07	0,92	0,15	0,16	0,23	0,38	1,9	1,69	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,3	14,3	13,5	13,9	20,2	17,5	13	13,9	16,3	10,9	15,7	15,7	13,4	15,4	9,53	10,8	12,1	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	3,74	3,23	2,56	5,69	2,16	4,43	1,81	5,1	1,32	2,67	0,73	0,87	1,72	2,9	1,41	5,21	
FeO	5,4	4,51	8,81	8,15	3,26	3,88	7,51	5,4	3,13	5,4	2,91	2,24	1,38	0,88	1,99	10,8	9,56	
MnO	0,11	0,15	0,2	0,15	0,095	0,15	0,2	0,16	0,16	0,13	0,12	0,056	0,023	0,037	0,058	0,23	0,24	
MgO	6	11,9	7,21	8,83	4,94	8,67	6,84	4,46	3,04	5,02	2,77	0,7	2,61	0,42	0,84	8,69	5,23	
CaO	5,28	10,6	7,94	7,03	5,43	8,7	4,12	9,46	2,67	7	1,35	0,13	0,91	0,17	3,33	11,6	13	
Na <sub>2</sub> O	3,19	1,62	0,91	3,5	2,99	2,69	2,69	2,61	4,04	2,12	6,16	1,95	0,43	5,27	2,71	2,93	0,25	
K <sub>2</sub> O	2,42	0,65	2,82	0,63	2,46	0,5	0,21	1,38	1,27	1,45	1,48	7,46	6,13	3,46	1,24	0,19	0,28	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,084	<.05	0,45	0,1	0,11	<.05	0,29	0,18	0,19	0,2	0,21	<.05	<.05	<.05	0,091	0,15	0,13	
ппп	4,34	4,59	4,36	3,72	4,02	4,69	5,93	4,23	4,01	2,6	2,95	1,58	3,36	1,21	2,38	4,88	5,37	
Σ	100	100	100	100	99,8	100	99,8	100	99,7	100	100	100	99,9	99,9	99,9	100	100	
1- оливиновый ми	ндалекаме	нный мета	атрахибаза	альт, прав	обережье р	уч. Голуб	<ul> <li></li></ul>											

### Химический состав пород пластовой толщи гр. Геологическая (в масс. %)

оливиновый миндалекаменный метатрахибазальт, правобережье руч. Голубой (204129/6); 2 – оливин двупироксеновый метагаббронорит, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204122/5); 3 - метатруф базальтовый, абсарокит, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204122/5); 4 – метатрахигиалобазальт, магнезиальный, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204122/7); 7 – метатрахибазальт оливиновый, абсарокит, правобережье руч. Голубой (204129/4); 6 – оливиновый метагаббронорит серпентинизированный толеитовый, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204122/7); 7 – метабазальт оливиновый толеитовый, правобережье руч. Голубой (204130); 8 – лавобрекчия андезибазальта с фенокристами клинопироксена, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204124/3); 9 – метатуф андезита кристаллокластический, правобережье руч. Голубой (204129/7); 10 - лавобрекчия андезибазальта, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204124/3); 9 – метатуф андезита кристаллокластический, правобережье руч. Голубой (204129/7); 10 - лавобрекчия андезибазальта, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204124/2); 11 - сланец апоксенотуфовый, руч. Кривой, приток р. Ленивая (204122/3); 12 – метатрахириодацит, правобережье руч. Голубой (204132/2); 13 – метариолит березитизированный, правобережье руч. Голубой (204132); 15 – метариолит, правобережье руч. Голубой (204129/8); 16, 17 - метаксенотуфы пикробазальтов (144125/5, 154031/2) (коллекция В. Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, А.Н. Ларионова, Д.К. Лохова, 2014).

Химический состав и сиаллитовые стандарты пород геологической толщи

Компоненты и коэффициенты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	60,7	61	62,1
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,83	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,2	14,5	10,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,15	0,15
FeO	6,23	5,98	4,54
MnO	0,15	0,11	0,064
MgO	4,22	3,54	3,41
CaO	5,04	3,61	6,9
Na <sub>2</sub> O	2,79	2,83	1,38
K <sub>2</sub> O	1,31	2,06	1,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,14	0,11
ппп	3,05	4,72	8,18
Σ	100	100	100
ГМ=(TiO2+Al2O3+Fe2O3+FeO)/SiO2	0.36	0.35	0.26
TM=TiO2/Al2O3	0.06	0,55	0.07
ЖМ=(FeO+Fe2O3+MnO)/Al2O2+TiO2	0,48	0,41	0,42
ΦM=FeO+Fe2O3+MgO/SiO2	0,19	0,16	0,13
HKM=Na2O+k2O/Al2O3	0,29	0,34	0,29
AM=Al2O3/SiO2	0,23	0,24	0,17
ЩМ=Na2O/K2O	0,20	0,20	0,13
La/Th	4,65	3,19	4,04
Ti/Mn	4,28	5,84	8,35
Sr/Ba	0,73	0,41	0,56
La/Yb	0,47	0,73	1,24

(в масс. %)

1 – метатуфопесчаник, pp. Москвичка и Шара, тригопункт 358 м (204148); 2 – кластолава (метапесчаник), p. Прозрачная (204134/3); 3 – гравелит, верховья р. Шара (204152/3) (Коллекция В. Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014)

#### ВЕНДСКО - СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

#### Северотаймыро-Североземельский геологический район

#### Хутудинско-Коломейцевская геологическая площадь

#### Таблица 17

Химический состав пород мининской толщи и их сиаллитовые стандарты (в масс. %)										
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7			
SiO <sub>2</sub>	53,18	55,94	56,28	56,44	69,46	69,55	71,57			
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,15	1,72	0,89	0,95	0,81	0,86			
$Al_2O_3$	22,09	19,17	15,55	15,03	12,84	12,51	12,22			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	1,51	2,7	1,06	0,87	1,01	1,19			
FeO	5,48	7,05	6,58	6,27	5,33	4,31	3,92			
MnO	1,20	0,69	4,89	2,54	0,49	2,25	1,94			
MgO	3,94	4,29	4,30	3,22	3,04	2,52	2,20			
CaO	0,10	0,09	0,10	0,18	0,06	0,07	0,08			
Na <sub>2</sub> O	5,04	2,74	0,78	2,0	1,12	0,87	1,07			
K <sub>2</sub> O	1,44	2,47	2,88	0,34	2,73	2,86	2,45			
$P_2O_5$	0,22	0,20	0,25	0,16	0,14	0,13	0,12			
ппп	4	3,84	3,1	11,1	2,41	2,55	1,97			
Σ	100	99,95	99,91	99,95	100	99,96	100			
$\Gamma M = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$	0.57	0.52	0.47	0.41	0.29	0.27	0.25			
TM=TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,11	0,06	0,07	0,07	0,07			
ЖМ=(FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MnO)/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	0.36	0.46	0.82	0.62	0.49	0.57	0.54			
ΦM=FeO+Fe2O3+MgO/SiO <sub>2</sub>	0,21	0,23	0,24	0,19	0,13	0,11	0,10			
HKM=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,27	0,24	0,16	0,30	0,30	0,29			
$AM = Al_2O_3/SiO_2$	0,42	0,34	0,28	0,27	0,18	0,18	0,17			
ЩМ=Na2O/K2O	3,48	1,11	0,27	5,81	0,41	0,31	0,44			
La/Th	2,89	2,15	3,82	3,34	3,04	3,37	2,64			
Ti/Mn	0,71	1,28	0,27	0,27	1,48	0,28	0,35			
Sr/Ba	0,11	0,19	2,58	0,37	2,47	0,44	1,39			
La/Yb	9,70	5,11	8,58	7,88	9,49	8,73	8,57			

1, 2 - метааргиллиты (203026/1 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной, 203027 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной); 3, 4 - метаалевролиты (203016/5 - левый приток р.Каменной, выше устья р. Ориентирной, 203030/1 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной); 5 - метапесчаник гравелитистый (203027/5 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной); 6,7 - метапесчаники (203030 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной, 203026 - р.Коломейцева у устья р.Спокойной). Коллекция В. Ф. Проскурнина, М.А Проскурниной, 2013.

#### Таблица 18.

<b>_</b>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51,97	57,09	57,11	57,58	62,06	64,68	65,35	66,46	73,39	78,66
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,09	1,25	0,98	1,02	0,97	0,95	0,97	0,08	0,80
$Al_2O_3$	20,68	19,32	19,51	20,83	16,41	15,40	15,04	14,65	20,57	9,55
$Fe_2O_3$	1,61	1,79	3,14	1,67	1,70	1,41	1,02	1,67	1,23	0,92
FeO	6,89	6,66	5,25	5,72	5,88	4,94	5,48	4,54	0,39	2,98
MnO	2,81	1,90	0,72	1,11	2,45	2,51	2,92	3,08	0,42	0,91
MgO	4,22	3,92	3,43	3,57	3,70	3,16	3,26	3,35	0,81	1,51
CaO	0,12	0,17	0,08	0,11	0,14	0,10	0,14	0,13	0,02	0,07
Na <sub>2</sub> O	3,98	2,84	2,99	4,38	2,50	2,44	2,34	1,72	0,41	1,23
$K_2O$	3,66	2,43	1,86	1,46	2,65	2,93	2,17	2,24	1,12	2,24
$P_2O_5$	0,18	0,14	0,12	0,18	0,13	0,13	0,13	0,12	0,23	0,08
ППП	1,91	1,77	4,00	1,81	0,76	0,83	0,61	0,57	1,13	0,78
Σ	99,91	99,86	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,84	100,00
$\Gamma M = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$	0,58	0,51	0,51	0,51	0,40	0,35	0,34	0,33	0,30	0,18
TM=TiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,00	0,08
$M = (FeO + Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3 + TiO_2$	0,52	0,51	0,44	0,39	0,58	0,54	0,59	0,59	0,10	0,46
$\Phi M = FeO + Fe_2O_3 + MgO/SiO_2$	0,24	0,22	0,21	0,19	0,18	0,15	0,15	0,14	0,03	0,07
HKM=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,27	0,25	0,28	0,31	0,35	0,30	0,27	0,07	0,36
$AM = Al_2O_3/SiO_2$	0,40	0,34	0,34	0,36	0,26	0,24	0,23	0,22	0,28	0,12
ЩM=Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,09	1,17	1,61	2,99	0,94	0,83	1,08	0,77	0,37	0,55
Ce=Ce*	0,99	0,97	0,98	1,01	1,04	0,98	1,03	1,04	1,03	1,00
Ce/Y	0,11	0,19	0,23	0,19	0,13	0,13	0,13	0,17	0,05	0,16
Fe/Mn	51,77	85,31	395,47	135,52	62,64	50,82	31,53	48,95	267,69	91,44
La/Th	3,06	3,52	3,69	3,44	2,73	2,53	2,79	2,89	2,92	3,24
Ti/Mn	0,30	0,45	1,35	0,68	0,32	0,30	0,25	0,24	0,16	0,69
La/Yb	9,88	8,74	11,46	8,89	8,32	10,22	10,32	12,14	15,93	10,66
1 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориент	ирная, правй	приток р. К	аменной (20	3009/1); 2 -	плагиогнейс	гранат-биот	гитовый, р. (	Ориентирная	я, правй при	гок р. Ка-

Химический состав нерасчлененных мининской, нижне-среднехутудинской, южнинской толщ р. Ориентирная (гнейсы, в масс. %)

1 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная, правй приток р. Каменной (203009/1); 2 - плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная, правй приток р. Каменной (203009/5), 3 – гнейс, р. Ориентирная (203010/1), 4 – плагиогнейс, р. Ориентирна (203010/4), 6 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная (203009/3), 7 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная (203009/2), 8 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная, прави приток р. Каменной (203010/4), 6 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная (203009/2), 7 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная (203009/2), 8 – плагиогнейс гранат-биотитовый, р. Ориентирная (203009/2), 8 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203010), 7 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203009/2), 8 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203010), 7 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203009/2), 8 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203010), 7 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203010), 7 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203009/2), 8 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203010), 7 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203009/2), 8 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовый (203010), 7 – плагиогнейс ставролит-гранат-биотитовы (203010), 7 – плагиогнейс став

Таблица 18 (продолжение										
Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO <sub>2</sub>	34,13	52,48	56,36	57,46	58,84	59,93	60,34	67,13	82,12	
TiO <sub>2</sub>	0,04	1,23	0,93	1,11	0,86	0,96	0,93	1,01	0,51	
$Al_2O_3$	2,24	21,05	17,96	17,77	13,40	14,26	14,39	14,55	7,81	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<.3	2,98	1,63	1,34	<.3	0,57	0,61	0,98	0,38	
FeO	0,78	6,42	8,15	7,05	5,09	5,25	5,33	5,09	2,74	
MnO	34,57	1,45	4,59	3,08	8,15	6,50	6,00	1,81	1,54	
MgO	0,35	4,21	3,79	3,98	2,78	2,97	2,93	2,93	1,53	
CaO	0,08	0,11	0,09	0,13	0,10	0,12	0,10	0,10	0,06	
Na <sub>2</sub> O	0,37	3,41	2,88	2,43	0,85	1,49	1,12	2,52	1,11	
K <sub>2</sub> O	<.1	1,78	0,85	3,03	2,94	2,92	3,27	1,77	1,20	
$P_2O_5$	<.05	0,23	0,17	0,19	0,17	0,18	0,18	0,15	0,12	
ППП	27,30	3,77	1,57	1,64	6,01	4,26	4,12	1,49	0,84	
Σ	99,96	99,83	99,88	100,0 0	100,0 0	99,99	99,91	100,0 0	100,0 0	
$\Gamma M = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$	0,10	0,60	0,51	0,47	0,33	0,35	0,35	0,32	0,14	
TM=TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	
ЖМ=(FeO+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MnO)/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	15,68	0,49	0,76	0,61	0,95	0,81	0,78	0,51	0,56	
$\Phi$ M=FeO+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO/SiO <sub>2</sub>	0,04	0,26	0,24	0,22	0,14	0,15	0,15	0,13	0,06	
HKM=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,25	0,21	0,31	0,28	0,31	0,30	0,29	0,30	
$AM = Al_2O_3/SiO_2$	0,07	0,40	0,32	0,31	0,23	0,24	0,24	0,22	0,10	
ЩМ=Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3,67	1,91	3,41	0,80	0,29	0,51	0,34	1,42	0,93	
Ce=Ce*		0,99	1,02	0,99	0,99	0,97	0,98	1,01	1,07	
Ce/Y		0,07	0,04	0,12	0,05	0,04	0,04	0,12	0,14	
Fe/Mn	0,78	186,2 6	32,05	39,24	3,32	7,92	9,18	48,95	22,36	
La/Th	4,73	2,58	3,23	3,16	4,29	4,17	4,49	2,67	3,14	
Ti/Mn	0,00	0,66	0,16	0,28	0,08	0,11	0,12	0,43	0,26	
La/Yb		4,32	7,11	7,89	7,90	6,08	6,98	7,83	12,41	
11 - спанец (203012/1) (мрамор): 12 - метаалевролит (203011/3): 13 14 15 16 17 18 19 - метапесчаник (203012 203016/2 203013 203010/5 203011 203016										

11 - сланец (203012/1) (мрамор); 12 - метаалевролит (203011/3); 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19 - метапесчаник (203012, 203016/2, 203013, 203010/5, 203011, 2 203016/1) левый приток р.Каменной, выше устья р. Ориентирной (Коллекция В. Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2013).

## Северо-Быррангский геологический район

## Пясинско-Фаддеевская (Северная) геологическая площадь

### Таблица19.

## Химический состав метаконгломерата нижнеостанцовской толщи

Компоненты	204150/4
SiO <sub>2</sub>	88,6
TiO <sub>2</sub>	0,23
$Al_2O_3$	6,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44
FeO	< 0.25
MnO	< 0.01
MgO	0,17
CaO	0,11
Na <sub>2</sub> O	< 0.1
K <sub>2</sub> O	2,19
$P_2O_5$	< 0.05
ппп	1,4
Σ	100

#### (в масс. %)

204150/4 – метаконгломерат, р. Шара. Коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Проскурниной, 2014

## СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ- ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

# . Южно-Быррангский геологический район

Диксоновская геологическая площадь

Таблица 20

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	50,92	51,25	51,57	50,84
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,20	1,23	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	15,82	15,94	15,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,18	2,10	3,33	4,54
FeO	6,10	6,81	5,80	4,61
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16
MgO	7,26	6,60	6,40	7,23
CaO	9,47	9,08	9,46	9,27
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,62	2,45	2,29
K <sub>2</sub> O	0,84	1,02	1,14	1,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,16	0,17	0,18
ппп	2,69	3,39	2,51	2,91
Сумма	100,09	100,21	100,16	100,15

## Химический состав пород лабакской свиты (в масс. %)

Места отбора проб: 13-16 р. Бинюда (Дараган-Сущёв, 1989 – Дюрасиминская синклиналь).

Породы: 13-16 – базальты.

#### Озеротаймырская геологическая площадь

#### Таблица 21

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	49,03	51,79	51,16	50,57	49,76	48,30	49,40	48,82	49,37	49,92	50,25	42,78	43,2
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,98	1,05	0,92	1,11	0,85	2,74	0,97	0,98	1,03	1,09	3,44	2,5
$Al_2O_3$	15,20	14,57	14,01	14,45	14,54	14,72	12,62	14,10	14,81	14,85	15,08	9,65	8,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	3,29	4,81	2,32	2,00	1,97	6,42	4,49	3,64	4,00	4,44	6,19	7,60
FeO	7,77	6,62	5,18	7,20	8,18	8,49	8,83	5,50	5,24	4,39	5,53	6,90	6,98
MnO	0,17	0,15	0,15	0,18	0,14	0,15	0,23	0,13	0,15	0,14	0,18	0,24	0,2
MgO	7,80	6,37	7,52	7,54	6,70	8,60	3,98	6,57	4,95	5,05	7,23	9,80	12,0
CaO	10,79	10,49	10,34	11,1	11,8	11,14	8,00	10,5	10,36	10,78	9,18	13,16	13,8
Na <sub>2</sub> O	2,39	2,66	2,14	2,56	2,29	1,67	3,27	2,06	2,00	2,21	2,38	2,09	2,18
K <sub>2</sub> O	0,78	0,91	1,2	0,83	0,98	1,11	1,14	0,95	0,54	0,92	0,7	0,91	0,55
$P_2O_5$	0,08	0,10	0,11	0,10	0,12	0,06	0,4	0,17	0,10	0,10	0,17	0,68	0,55
ппп	1,78	3,01	2,22	2,16	2,25	2,81	3,50	5,81	7,40	7,14	4,31	3,69	1,34
Сумма	99,96	100,21	10,00	100,04	100,09	100,01	100,34	99,97	99,53	100,53	100,54	99,53	99,4

#### Химический состав пород зверинской свиты (в масс. %)

Места отбора проб: 1-7 р. Кыйда (Дараган-Сущёв, 1989 – Кыйдинская синклиналь); 8-13 рр. Джарга, Худая (Салманов, 1992 –

Аятаринская синклиналь). Породы: 1-6, 8-11 – базальты; 7 – трахибазальт; 12,13 – анкарамитовый базальт.
## Таблица 22

0	Диксоно	вская геоло площадь	огическая	Я Озеротаймырская геологическая площадь													
Окислы					сыра	дасайская	свита							шайтанс	кая свита		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	50,92	50,33	49,8	44,26	48,64	48,48	46,32	46,40	51,63	51,75	51,36	51,10	50,8	57,25	48,7	49,2	50,84
TiO <sub>2</sub>	2,72	3,03	3,08	4,3	3,00	4,2	4,4	3,95	2,14	2,3	2,02	1,84	1,87	1,45	2,00	2,22	2,47
$Al_2O_3$	13,3	13,5	12,9	12,82	13,27	13,77	14,08	12,3	15,18	14,42	15,88	14,68	15,23	13,22	14,20	13,34	13,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,53	4,37	4,97	6,62	5,92	5,81	8,6	7,51	5,36	5,60	5,65	2,45	2,13	1,76	3,25	2,94	2,62
FeO	8,16	9,23	9,01	7,1	5,96	7,58	2,69	7,26	6,47	5,68	5,78	8,52	9,52	6,84	9,06	9,49	9,63
MnO	0,17	0,18	0,18	0,21	0,24	0,2	0,17	0,24	0,26	0,14	0,15	0,17	0,16	0,18	0,19	0,18	0,16
MgO	3,92	4,01	4,25	7,27	6,16	4,55	3,54	4,95	3,68	4,22	3,77	5,63	5,45	4,43	5,16	5,57	5,35
CaO	7,51	7,69	7,85	8,8	6,22	7,35	8,48	8,48	4,52	8,06	7,15	7,47	6,86	7,29	10,08	8,54	8,68
Na <sub>2</sub> O	3,17	2,78	2,97	3,1	3,43	3,7	4,98	3,79	3,98	3,14	3,58	4,02	4,04	5,31	3,72	3,36	3,49
K <sub>2</sub> O	1,39	1,68	1,37	1,98	2,59	1,8	1,55	3,26	1,96	1,56	1,85	1,42	1,70	1,33	1,27	0,89	1,56
$P_2O_5$	0,58	0,69	0,59	0,37	0,48	0,39	0,39	0,34	1,2	0,41	0,36	0,34	0,38	0,27	0,41	0,38	0,47
ппп	3,91	2,72	3,07	3,72	2,64	2,69	5,35	2,06	4,41	4,44	3,04	2,18	1,67	1,69	2,10	4,11	1,47
Сумма	100,26	100,21	100,04	100,55	99,55	100,47	100,55	100,59	99,69	100,12	100,13	99,93	99,34	100,13	99,60	100,22	100,13

## Химический состав пород сырадасайской и шайтанской свит (в масс. %)

Места отбора проб: 1-3 р. Бинюда (Дюрасиминская синклиналь, Дараган-Сущёв, 1989); 4-11 рр. Худая, Джарга (Аятаринская синклиналь, Салманов, 1992); 12-14 руч. Шайтан (Дараган-Сущёв, 1989); 15- руч. Ветровой (Падерин, 1998 – Ветровская синклиналь);16-17 р. Малая Кыйда (Салманов, 1992 – Кыйдинская синклиналь). Породы: 1-3, 9-13, 15-17 – трахибазальты мезократовые; 4-8 трахибазальты меланократовые; 14 – трахиандезит.

561

	Химический состав пород бетлинской свиты (в масс. %)															
	Нижняя подсвита															
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	47,24	46,45	46,81	45,69	47,48	44,89	47,24	46,54	47,46	47,62	46,08	46,28	47,15	45,68	47,56	48,03
TiO <sub>2</sub>	1,61	1,45	1,48	1,32	1,22	1,73	1,50	1,48	1,48	1,62	1,64	1,62	1,58	1,45	1,32	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,68	14,86	13,23	15,40	13,46	12,56	15,51	15,36	15,88	14,16	14,32	15,64	16,15	14,55	14,61	13,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,21	5,68	3,16	3,25	3,09	5,13	4,05	5,20	8,65	7,23	7,58	5,45	3,35	4,21	4,50	4,39
FeO	7,99	6,89	8,83	9,38	8,21	9,20	7,72	7,11	3,38	5,60	5,35	6,52	9,70	7,62	7,29	8,44
MnO	0,20	0,19	0,19	0,20	0Д7	0,20	0,21	0,22	0,17	0,22	0,22	0,22	0,17	0,18	0,18	0,18
MgO	6,59	6,92	7,55	8,07	7,33	8,53	7,58	7,47	6,16	6,87	6,26	5,86	5,42	5,77	8,08	6,21
CaO	10,66	10,82	9,63	9,93	10,41	10,34	10,40	11,06	11,20	10,66	11,20	13,22	10,68	11,06	11,20	8,02
Na <sub>2</sub> O	2,21	2,11	3,85	1,96	2,72	1,55	2,31	2,31	2,49	2,96	2,55	2,73	2,63	1,94	1,83	3,45
K <sub>2</sub> O	0,22	0,23	0,04	0,24	0,05	0,21	0,37	0,30	0,30	0,34	0,18	0,27	0,37	0,21	0,12	0,53
$P_2O_5$	0,18	0,15	0,14	0,12	0,11	0,17	0,18	0,14	0,11	0,19	0,24	0,18	0,22	0,09	0,13	0,29
ппп	3,26	4,31	5,06	5,54	5,74	5,60	3,03	3,28	3,20	2,68	4,89	9,26	2,97	5,13	3,01	1,29
Сумма	100,16	100,15	100,09	100,13	100,09	100,21	100,10	100,47	100,48	100,25	100,51	100,63	99,41	97,97	99,83	99,57

Места отбора проб: 1-6 р. Кыйда [Дараган-Сущёв, 1989ф]; 7-12 р. Джарга [Салманов, 1992ф]; 13-16 р. Аятари [Салманов, 1992ф]. Породы: 1-15 – базальты; 17 – трахибазальт.

## Таблица 23 (окончание)

#### Средняя подсвита Верхняя подсвита Компоненты 8 9 14 2 3 4 5 6 7 10 11 12 13 15 1 16 47,36 48,14 49,10 47,88 47,48 47,13 47,04 47,68 46,76 46,47 46,18 46,30 47,32 47,66 46,66 56,56 SiO2 1,51 1,68 1,47 1,54 1,45 1,07 1,47 2,38 1,82 1,37 1,18 1,64 3,53 2,11 1,98 2,18 TiO2 12,39 14,39 14,37 15,03 16,92 20,07 14,94 14,73 17,79 18,02 15,19 14,58 13,96 14,12 14,46 13,48 Al2O3 3,71 4,18 3,33 5,41 5,16 5,05 2,74 2,88 4,70 1,87 4,53 5,15 4,46 4,73 4,03 5,65 Fe2O3 9,05 6,47 7,25 9,27 6,15 6,75 8,69 8,55 7,22 6,61 9,63 6,71 7,26 7,19 9,48 5,46 FeO 0,12 0,17 0,16 0,17 0,21 0,17 0,18 0,28 0,18 0,18 0,80 0,19 0,18 0,19 0,14 0,13 MnO 5,57 5,81 4,57 5,37 5,57 3,81 5,20 6,26 5,77 6,21 4,77 6,56 5,86 6,36 7,65 2,85 MgO 9,33 10,37 11,82 10,64 10,90 10,27 10,09 9,95 9,54 10,09 5,94 10,40 8,43 9,91 7,46 11,68 CaO 2,08 2,47 2,96 3,33 2,58 2,10 4,00 2,37 2,06 2,00 3,00 3,41 2,43 3,90 2,86 2,41 Na<sub>2</sub>O 0.40 0.18 0.33 1.84 0.38 0,30 0.18 0,58 0.25 0,38 0.60 0.96 0.86 0.30 0.45 1.46 K2O 0,23 0,39 0,57 0,23 0,70 0,20 0,21 0,21 0,39 0,17 0,30 0,25 0,37 0,15 0.21 0,62 P2O5 3,75 3,67 2,95 3,12 2,34 3,09 3,11 3,57 3,54 3,29 2,82 3,27 4,28 4,36 1,31 6,00 ппп 100,16 100,25 98.98 99.55 98,93 99,80 99,72 98.53 99,04 98,61 99,64 99,29 98,05 100,02 100,81 99,60 Сумма

## Химический состав пород бетлинской свиты (в масс. %)

Места отбора: Аятаринская синклиналь, р. Аятари [Салманов, 1992ф]. Породы: 1,10 – гломероплагиопорфировые лейкобазальты; 2,9 – гломероплагиопорфировые базальты; 3,5,7,8,11,13-15 – базальты; 4,6,12 – трахибазальты (гавайиты); 16 – исландит.

# <mark>Таблица 2</mark>4

563

SiO <sub>2</sub>	46,94	46,95	47	46,82	47,62	47,58	45,56	50,52	49,74	49,73
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,48	1,48	1,81	1,58	1,6	1,57	3,46	3,22	3,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	14,82	14,59	15,13	15,41	15,53	14,78	13,48	13	13,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,87	5,92	4,84	5,33	5,37	6,07	6,29	4,9	5,69	4,9
FeO	6,61	6,89	7,75	7,17	7,32	7,18	7,47	7,25	8,97	7,25
MnO	0,17	0,16	0,17	0,23	0,25	0,21	0,21	0,22	0,24	0,2
MgO	5,74	6,9	6,05	5,68	7	6,31	6,08	4,15	4,52	3,87
CaO	10,55	10,18	10,49	10,86	9,5	10,68	10,58	8,11	7,94	7,91
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,48	2,39	2,43	2,63	3,06	2,84	3,25	3,31	3,61
K <sub>2</sub> O	0,16	0,17	0,18	0,19	0,25	0,19	0,23	1,48	1,59	0,99
$P_2O_5$	0,13	0,15	0,15	0,15	0,27	0,16	0,16	0,49	0,41	0,49
ппп	2,18	2,58	3,67	3,05	3,33	2,42	4,01	1,45	1,24	1,45
глубина	30,5	203	389,8	520,7	89,55	1205,7	1559,2	169,3	1184,6	1416

# Химический состав базальтов бетлинской свиты, (скв. ТП-54, в масс. %)

#### ПРИЛОЖЕНИЕ 13

# Таблицы химического состава интрузивных образований листа S-46 РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

#### Таблица 1.

№/№ образ- цов	14188	14187	34833	34835	81-2	14180	322	14182	240	204116	204009	204009/1	204029/1	204007/4	204011
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	59,09	60,43	67,4	68,62	70,39	71,78	71,78	72,47	74,05	62,4	72,2	73,8	74,8	76,2	71,1
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,65	0,4	0,42	0,26	0,09	0,32	0,08	0,24	0,48	0,25	0,024	0,18	0,093	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,26	16,68	15,08	14,72	16,15	14,99	14,82	14,74	14,44	16	14,8	14,8	13,1	13,4	15,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	2,57	1,11	1,55	0,86	0,42	1,23	0,48	1,04	0,93	<.3	0,75	0,56	<.3	1,2
FeO	2,85	2,96	2,57	2	1,02	0,73	1,15	0,56	1	3,99	1,66	<.25	1,08	0,83	1,08
MnO	0,12	0,12	0,04	0,05	0,63	0,06	0,04	0,06	0,05	0,086	0,026	0,023	0,025	0,011	0,035
MgO	2,91	2,32	1,11	1,11	0,52	0,34	0,46	0,25	0,51	2,75	0,79	0,18	0,51	0,15	0,57
CaO	5,59	6,08	3,23	3,23	0,94	2,69	1,82	2,86	1,06	5,34	1,28	1,53	4,98	1,13	1,9
Na <sub>2</sub> O	3,56	4	3,15	3,31	4,9	3,46	3,94	3,03	5,64	2,65	4,41	3,89	0,15	4,58	3,74
K <sub>2</sub> O	2,55	1,91	3,75	3,31	2,97	3,46	3,94	3,03	1,29	3,68	3,13	4,39	3,6	2,42	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,21	0,09	0,12	0,02	0,04	0,05	0,02	0,06	0,17	<.05	<.05	<.05	<.05	0,067
ппп	2,32	2,09	1,71	1,67	1,51	0,38	1,03	0,56	0,73	1,15	1,11	0,42	0,89	1	1,33
Σ	100,36	100,06	99,84	100,11	100,21	98,5	99,73	98,96	100,11	100	100	100	100	100	100

Химический состав гранитоидов шренк-мамонтовского комплекса (в масс.%)

1, 2 - кварцевые диориты, р. Тихая; 3 - гранодиорит, правобережье р. Прав. Мамонта; 4 - гранит, правобережье р. Прав. Мамонта; 5 – микроклинизированный гранит, левобережье р. Шренк; 6 – гранит, р. Тихая; 7 – гранит, правобережье р. Мамонта; 8 – гранит, р. Тихая; 9 – микроклиновый гранит правый берег р. Мамонта, 6 км выше устья р. Тихой. Образцы 1-9 из коллекции В.В. Беззубцева и др. [Беззубцев, 1998]. Анализы выполнены в опытно-методической партии ПГО «Севзапгеология» на квантометре КРФ-18.

10 – роговообманково-биотитовый гранодиорит, к северо-западу от оз. Направляющее; 11 – меланократовый гранит, руч. Дежурный, прав. приток р. Мамонта; 12 - лейкоплагиогранит, руч. Дежурный, прав. приток р. Мамонта; 13 – плагиогранит, правобережье р. Тихая; 14 – плагиогранит, руч. Рядовой, прав. приток р. Мамонта; 15 - гранит двуслюдяной мусковитовый, левый борт руч. Рядовой, 204011. Образцы 10-15 из коллекции В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2014.

№/№ образцов	34822	34811-1	34810-1	34802-2	3714	327	204120/4	204031	204119	204020	34019			
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11			
SiO <sub>2</sub>	71,14	71,98	72,76	73,24	73,42	73,6	68,9	69,4	73,7	78,4	71,9			
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,03	0,04	0,36	0,08	0,07	0,094	0,12	0,055	0,15	0,21			
$Al_2O_3$	12,56	15,26	14,36	15,97	15,02	14,83	15,5	17,8	15,1	12,3	14,6			
$Fe_2O_3$	0,48	0,18	0,14	0,44	0,09	0,44	<.3	<.3	0,31	1,09	0,87			
FeO	2,43	0,64	0,93	1,93	0,82	0,96	1,33	0,83	0,83	0,42	1,08			
MnO	0,05	0,003	0,01	0,01	0,003	0,11	0,014	0,012	0,019	<.01	0,053			
MgO 0,91 0,4 0,4 0,6 0,45 0,31 1,17 0,34 0,27 <.1 0,57														
CaO         1,82         1,96         1,96         0,84         1,64         1,13         1,75         3,33         1,02         0,11         1,47           No         1,25         2,02         2,10         2,01         2,01         2,01         1,27														
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$														
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$														
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$														
ппп.	<u>ппп.</u> 1,85 0,4 0,64 0,76 0,74 0,7 1,3 0,99 0,89 1,4 1,03													
Сумма	99,71	99,52	99,51	99,91	100,09	100,3	100	100	100	100	99,9			
<ol> <li>микроклиновые граниты, истоки р. Тихая; 2, 3 - двуполевошпатовые граниты, истоки р. Тихая; 4 – лейкограниты, истоки р. Тихая; 5 - микроклиновые лейкограниты правобережье р. Мамонта, 8 км ниже устья руч. Прав. Мамонта; 6 - двуполевошпатовые лейкограниты, правый приток р. Прав.</li> </ol>														
		Мамонта	а. Образцы 1-	6 из коллекци	и В.В. Беззу	бцева и д	р., 1979 <mark>[Беззу(</mark>	бцев, 1998].						
7 - жильный умереннощелочной гранит с сульфидами, левобережье р. Шренк; 8 – плагиогранит биотитовый мусковитизированный, правый борт руч.														
Пыжиковый; 9 - лейкогранит мусковитизированный, левый борт руч. Направляющий; 10 – бластокатаклазит лейкогранита, р. Мамонта, выше слияния														
с р. Л. Мамонта;	11 - бласто	милонит по у	меренно щело	очному лейко	граниту. 7-1	0 - коллек	ция В.Ф. Прос	курнина, М.	А. Проскурн	иной, А.В. I	Гавриш,			
					2014.									

#### Таблица 2 Химический состав гранитоидов ледяного комплекса (в масс.%)

#### ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шренк-Фаддеевский геологический район

Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

Таблица 3.

Химический состав гипербазитов гряды Геологическая (москвичевский комплекс, в масс.%)

№/№ образ- цов	25179-1	25175-20	25175-5	25175-4	25175-3	25180-8	25181-6	12090	12090-1	12090-2	12081-2	16508-10	16503-17	б/н	204126/3
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	34,16	39,41	35,08	40,24	40,48	42,43	39,20	44,02	41,81	43,43	40,55	39,95	29,29	41,73	40,7
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,05	0.02	0,27	0,17	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,08	0,67	0,02	<0,01
Al2O <sub>3</sub>	1,99	1,00	2,15	0,31	2,93	2,26	1,39	0,50	0,87	0,55	0,68	0,70	1,14	0,52	1,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,97	6,17	7,62	4,40	5,41	6,73	7,76	7,83	4,78	7,78	8,05	5,41	4,59	8,92	4,57
FeO*	3,45	0,60	0,00	3,02	0,00	0,00	0,00	0,00	2,73	0.00	0,00	1,53	1,72	0,00	2,42
MnO	0,11	0,08	0,10	0,13	0,17	0,19	0,09	0,05	0,12	0,04	0,13	0,07	0,19	0,09	0,077
MgO	35,65	36,98	35,60	36,58	35,18	34,71	32,04	35,53	35,07	35,81	35,08	37,90	32,77	35,61	35,7
CaO	1,45	0,37	2,51	1,35	0,26	0,17	2,05	0.39	0,79	0,30	1,36	0,80	8,45	0,17	2,01
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,02	0,08	0,02	0,02	0,07	0,13	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	<0,1
K <sub>2</sub> O	0,09	0,07	0,05	0,03	0,02	0,16	0,03	0,08	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	<0,01
$P_2O_5$	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0.03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,05
П.п.п.	19,80	13,89	15,58	13,38	13,18	12,68	15,86	10,48	12,41	11,37	13,16	13,04	21,69	11,79	12,9
Сумма	99,96	98,65	98,83	99,49	97,97	99,24	98,58	98,93	98,65	99,35	99,07	99,57	100,56	98,89	<mark>99,9</mark>

1, 2, 3 - серпентиниты карбонатизированные, район горы Кабачковая; 4, 5, 6, 7 - серпентиниты, район горы Кабачковая;

8, 9, 10 - серпентиниты, истоки р. Ленивая; 11 - карбонатизированный серпентинит, истоки р. Ленивая; 12 - левобережье р. Москвичка; 13 - правобережье р. Москвичка; 14 - серпентинит, правобережье р. Москвичка [Беззубцев В. В., 1998].

15- серпентинит по оливиниту, 4 км к юго-западу от выс. отм. 442, коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Проскурниной, 2014.

\* При отсутствии данных в графе Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> приводится валовое содержание

#### Мамонтовско-Лаптевская геологическая площадь

Таблица 4

№/№ образцов	204089/5a	204086/2	204086/4	204086	204090/3	204090	204089/7	204089/11	204089/6	204089/10	204089/9	204090/5	204089/5	204089/8
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	41,1	45	45,2	45,5	45,8	46,6	46,9	47,3	47,6	48	49,5	50,4	52,5	52,6
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,097	0,072	0,11	0,089	0,12	0,057	0,086	0,081	0,2	0,075	0,095	0,085	0,063
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,8	15,2	26	19,1	18,7	16,1	18	14	19	17,6	19,6	16,2	17,1	21,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	2,05	0,93	1,94	1,35	1,32	1,21	1,51	1,46	<mark>3,17</mark>	2,08	1,45	1,42	2,39
FeO	2	2,69	1,63	2,82	2,69	2,63	2,38	3	2,38	<mark>3,57</mark>	2,88	2,94	2,38	3
MnO	0,16	0,11	0,059	0,1	0,086	0,09	0,085	0,12	0,083	0,13	0,14	0,11	0,096	0,13
MgO	11,8	<mark>14,3</mark>	5,18	10,8	11,9	13,4	12,2	<mark>15,8</mark>	10,4	8,74	2,03	10,4	9,33	1,89
CaO	15,4	16,7	16,4	15	15,1	14,9	14,5	14,5	15,1	15	17,2	16	11,9	13,4
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,18	1,63	0,7	0,69	0,59	0,86	0,1	0,72	1,25	0,1	0,57	2,74	0,1
K <sub>2</sub> O	0,081	0,07	0,11	0,054	0,075	0,089	0,12	0,07	0,12	0,084	0,069	0,073	0,13	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
ппп	4,71	3,44	2,81	3,25	3,2	3,94	3,61	3,3	2,88	1,91	5,9	1,72	2,08	4,21
Σ	99,9	100	100	99,7	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Химический состав пород ожиданьинского комплекса (в масс.%)

2-4 -массив г. Габбровой, левобережье р. Ожидания; 1, 5-14 - массив междуречья Ожидания и Шренка; 15 - гряда Геологическая, гипербазит.

 1 – бластомилонит серпентин-хлорит-тальк-амфиболовый по пироксениту (204089/5а), 2 - оталькованная, актинолитизированная, соссюритизированная массивная меланократовая порода по оливиновому габбро (204086/2); 3 - актинолит-тальк-хлорит-клиноцоизитовая порода по габбро-анортозиту (204086/4); 4 – кварц-актинолит-соссюрит-цоизитовый сланец по габбронориту (204086); 5 - апогаббровый милонит с останцами зерен пироксена (204090/3); 6 - серпентин-хлорит-тальк-антофиллит-актинолитовая массивная порода по оливиновому габбро (204089/7); 8 – бластокатаклазит по вебстериту (204089/11); 9 – метагаббро оливиновое (204089/6); 10 – метагаббро (204089/10); 11 – метаклинопироксенит (204089/9); 12 – родингит (везувиана до 3-4%) по оливиновому габбронориту (204090/5); 13 – метагаббронорит (204089/5); 14 - бластомилонит карбонат-серпентин-хлорит-тальк-актинолитовый по клинопироксениту вебстериту (204089/8). (Коллекция В. Ф. Проскурнина, М. А. Проскурниной, 2014).

№/№ образца	11114	11109	11576	11576-1	11116-1	11128	114491	7597	7641	7705	7639-1	7639	7695-3
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	67,41	66,05	75,53	75,36	75,23	75,20	76,86	65,89	68,00	69,30	75,27	75,20	76,31
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,39	0,27	0,29	0,20	0,27	0,28	0,87	0,65	0,44	0,23	0,27	0,14
Al2O <sub>3</sub>	15,00	15,34	12,76	13,02	12,91	13,31	11,70	15,39	14,94	15,39	12,94	10,76	10,99
Fc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,49	2,31	1,93	1,84	1,12	0,92	2,12	2,83	2,67	1,38	1,90	3,34	2,65
FeO*	1,66	1,72	0,05	0,21	0,25	0,11	0,17	0,43	0,50	1,00	0,05	0,29	0,05
MnO	0,24	0,10	0,09	0,03	0,31	0,02	0,02	1,04	0,24	0,14	0,03	0,82	0,05
MgO	1,68	1,39	0,10	0,10	0,30	0,31	0,33	0,80	0,42	0,20	0,14	0,11	0,10
CaO	2,64	3,21	0,37	0,28	0,92	0,15	0,16	1,63	1,06	0,89	0,10	1,19	1,21
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,52	4,01	3,88	4,17	4,24	3,72	5,84	5,64	5,26	4,28	3,46	3,70
K <sub>2</sub> O	3,44	4,22	4,61	4,60	4,53	4,40	4,31	5,02	5,63	5,29	4,63	4,44	4,51
P <sub>3</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,15	0,03	0,03	0,08	0,07	0,05	0,12	0,11	0,04	0,01	0,01	0,01
П.п.п.	1,28	1,75	0,41	0,70	0,41	0,41	0,40	0,43	0,26	0,71	0,23	0,17	0,35
Сумма	100,12	100,23	100,36	100,38	100,50	99,45	100,16	100,34	100,17	100,09	99,88	100,15	100,16

Химический состав гранитоидов верхнешренковского комплекса (по [Беззубцев, 1998], в масс.%)

Таблица. 5

1 – гранодиориты; 2 – граносиениты, верховье р. Шренк, левобережье; 3, 4 – умереннощелочные лейкограниты, правобережье верховьев р. Шренк; 5, 6 – умереннощелочные лейкограниты, левобережье верховьев р. Шренк; 7 – умереннощелочные лейкограниты, правобережье р. Мамонта; 8, 9 — сиениты, левобережье верховьев р. Шренк; 10 — щелочной монцогранит, правобережье верховьев р. Мамонта; 11, 12, 13 — умереннощелочные лейкограниты, левобережье верховьев р. Шренк; 10 — щелочной монцогранит, правобережье верховьев р. Мамонта; 11, 12, 13 — умереннощелочные лейкограниты, левобережье верховьев р. Шренк, [Беззубцев, 1998]

## <mark>Таблица</mark>б

## Химический состав пород верхнешренковского комплекса

№/№ образ-	204033	204106	204103	204093/12	204093/13	204095
Компоненты	1	204100	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	58,3	68,6	76,3	77,6	66,1	75,8
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,65	0,15	0,2	0,28	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2	15,6	13	11,8	17,5	12,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	2,46	0,58	<.3	2,5	1,6
FeO	3,74	0,42	0,42	1,61	0,33	<.025
MnO	0,1	0,1	0,033	0,016	0,01	0,017
MgO	3,94	0,48	<.1	<.1	0,3	0,23
CaO	5,06	0,45	0,48	0,36	0,26	0,69
Na <sub>2</sub> O	3,3	5,07	3,82	3,55	5,32	3,96
K <sub>2</sub> O	4,88	5,5	4,7	4,22	6,15	4,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,13	0,13	<.05	0,55	<0,05
ппп	1,09	0,54	0,34	0,4	1,03	0,35
Σ	99,9	100	100	100	99,9	100

(данные 2014 г., в масс. %).

1 – монцонит, р. Каменистая, юго-западный массив (204033); 2 – сиенит, верховье руч. Базовый, южное тело Верхнешренковского массива (204106); 3 – монцолейкогранит, верховья р. Шренк, центральная часть северного тела (204103); 4, 5 – верховья р. Шренк, южный эндоконтакт северного тела: 4 – монцолейкогранит (204093/12), 5 – сиенит (204093/13); 6 - монцогранит (204095). (Коллекция В. Ф. Проскурнина и М. А. Проскурниной, 2014).

## Мининско-Большевистский геологический район

#### Мининско-Коломейцевская геологическая площадь

## <mark>Таблица 7</mark>

## Средние химические составы пород аттинского комплекса (в масс. %), [Госу-

Порода	вебстерит	троктолит	оливиновое габбро	габбро- анортозит	габбронорит	субщелочной диорит
SiO <sub>2</sub>	49,72	44,12	47,06	43,18	49,44	54,42
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,21	0,63	0,32	0,87	1,24
$Al_2O_3$	6,81	17,93	18,85	20,68	18,16	16,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	2,19	1,65	3,36	2,01	2,37
FeO	5,81	7,20	6,11	6,41	8,07	4,29
CaO	14,01	12,32	11,51	12,14	8,19	6,95
MnO	0,20	0,25	0,15	0,19	0,11	0,24
MgO	16,00	13,09	10,05	10,58	7,10	4,90
K <sub>2</sub> O	0,47	0,12	0,35	0,13	0,42	2,25
Na <sub>2</sub> O	0,71	0,89	2,56	0,87	3,06	3,36
$P_2O_5$	0,03	0,07	0,11	0,06	0,10	0,20
ППП	3,35	1,88	1,58	3,52	3,02	2,88
Σ	100,10	100,27	100,61	100,34	100,62	99,73
Количество анализов	3	2	4	2	1	2

## <mark>дарственная..., 2000</mark>]

## <mark>Таблица</mark> 8

### Химический состав пород аттинского комплекса (в масс. %)

Naco	2040	2030	2030
<i>M</i> º 00p.	54	02	02/4
Компонен-	1	2	2
ТЫ	1	2	5
SiO <sub>2</sub>	51,7	57,99	59,77
TiO <sub>2</sub>	1,15	1,63	1,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7	16,32	16,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7	2,24	1,05
FeO	7,48	5,09	5,95
CaO	10,5	5,32	4,21
MnO	0,16	0,12	0,11
MgO	10,1	3,29	2,83
K <sub>2</sub> O	1,62	3,12	3,47
Na <sub>2</sub> O	1,52	3,10	3,06
$P_2O_5$	0,33	0,48	0,42
ППП	1,18	0,68	0,51
Σ	100	99,95	99,97

Примечание. 1 – р. Мал. Толевая, амфиболит по габбронориту; 2, 3 – м. Дубинского, ортоамфиболиты. (Колл. М.А. Проскурниной и В.Ф. Проскурнина, 2013-2014 гг.)

## Таблица 9

Шифр пробы	13102/2	203001/5	203001/6	203021	204055/7	204060/9
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	72,41	77,05	73,86	74,43	77,0	80,4
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,11	0,25	0,01	<0,01	0,64
$Al_2O_3$	14,3	14,1	14,2	15,9	12,8	10,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	<0,3	0,36	<0,3	<0,3	2,01
FeO	0,39	0,86	1,65	0,38	<0,25	<0,25
CaO	1,74	2,10	2,25	2,43	0,41	2,11
MgO	1,08	0,48	0,83	0,28	1,44	<0,1
MnO	0,036	0,018	0,039	0,013	<0,01	<0,01
K <sub>2</sub> O	2,45	0,57	1,02	0,71	7,11	0,46
Na <sub>2</sub> O	2,31	3,63	4,05	5,61	1,44	3,16
$P_2O_5$	0,19	0,15	0,20	<0,05	0,14	<0,05
ппп	3,08	0,83	1,16	0,16	0,57	0,88
Сумма	99,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100

Химический состав пород харитоновского комплекса (в масс. %)

Породы: 1- гранит; 2,3 – лейкоплагиограниты; 4 – плагиогранит; 5 – пегматит; 6 – лейкотрондьемит.

Места отбора проб: 1 - левый берег верховьев р. Коломейцева; 2,3 – р. Слюдяная, 4 – верховья р. Толевой; 5 – р. Мал. Толевая; 6 – руч. Командный

#### СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

#### Карский геологический район

## <mark>Таблица 10.</mark>

Шифр пробы	13103	203002/1	203002/3	203002/66	203003	203005/1	203022/5	203022/6	203022/7	203022/11	203027/2	204064
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	65,26	64,37	72,62	71,57	67,11	70,89	63,95	49,16	35,61	49,74	51,68	67
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,66	0,03	0,87	0,56	0,12	1,44	1,07	1,19	0,84	1,24	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,8	18,1	15,8	12,2	16,0	16,0	19,6	13,6	14,4	13,76	12,61	15,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,5	<0,3	1,19	0,4	<0,3	1,14	4,5	16,1	3,50	2,19	<0,3
FeO	3,53	2,74	0,71	3,92	2,98	1,02	0,94	6,74	9,01	3,92	4,31	4,16
CaO	0,072	4,45	0,71	1,94	2,37	0,63	0,041	0,310	1,621	7,98	4,71	3,14
MgO	1,78	1,68	0,50	2,21	1,55	0,59	1,23	1,06	1,38	0,14	0,45	1,79
MnO	3,52	0,051	<0,01	0,085	0,052	0,015	1,30	6,21	2,77	5,76	7,49	0,077
K <sub>2</sub> O	3,98	1,84	6,53	1,07	4,89	7,22	<0,1	<0,1	<0,1	3,71	4,83	2,67
Na <sub>2</sub> O	1,88	4,58	2,82	2,46	3,06	2,16	0,16	0,11	0,13	2,07	2,21	3,24
$P_2O_5$	0,36	0,30	0,07	0,12	0,28	0,16	0,89	0,62	0,78	0,53	0,92	0,25
ппп	1,02	0,48	0,27	1,97	0,46	0,60	8,93	15,70	16,10	7,36	6,73	0,74
Сумма	99,9	100,0	99,9	100,0	100,0	99,6	99,8	99,9	100,0	99,73	99,80	100

#### Химический состав гранитоидов ленивенско-толлевского комплекса (в масс.%).

Примечание. 1, – роговообманково-биотитовый гранодиорит (верховья р. Шренк) ; 2 – двуслюдяной гранодиорит из лейкосомы, 3 - порфиробластический двуслюдяной гранитогнейс (мыс Скалистый); 4 – мыс Дубинского, двуслюдяной гранитогнейс; 5 – лейкотрондьемит биотитовый, лев. борт р. Мал. Толевая 6 – р. Малая Толевая, двуслюдяной гранодиорит. 7-10 – р. Коломейцева (устье р. Куропаточьей), лампрофиры; 11 - р. Коломейцева (устье р. Спокойной), лампрофир; 12 – прав. берег р. Мал. Толевая (колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013, 2014).

Таблица 11

573

Содержание окислов, %	3522	3522/6	1256/1	3563	2051	2122/8	3-2656	2173A/31	1256/2	2232	3580	3521/2	3503/5	HO-2136	3-2281
	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	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
$TiO_2$	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
$Al_2O_3$	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>	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	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	0,18	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	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	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	3,87	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	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
$P_2O_5$	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
ппп	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	99,6	99,61	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	-	-

Химический состав пород коломейцевского комплекса (в масс.%)

Примечание: 3552 – контаминированный биотит-роговообманковый диорит, верховья руч. Основного; 3522/6 – Вt-Hbl калишпатизир. кварцевый диорит; 1256/1 – Вt-Hbl диорит, верховья руч. Зееберга; 3563 – калишпатизированный диорит; 2051 – Вt-Hbl кварцевый диорит, эндоконтакт, р. Мутная; 3-2656 – кварцевый диорит, р. Спокойная, колл. Ю.И. Захарова; 2173А/31 – биотитовый гранодиорит, р. Оленья; 1256/2 – биотит-роговообманковый диорит, р. Зееберга; 2232 – Вt-Hbl кварцевый диорит, р. Летчиков; 3580 – биотит-роговообманковый диорит, р. Зееберга; 2136 – гранодиорит, р. Зееберга, колл. О.С. Грум-Гржимайло; 3-2281 – гранодиорит, колл. Ю.И. Захарова. 4-18 - сили-катный анализ [А.Ф. Хапилин и др., 1986];

## <mark>Таблица</mark> 12

Содержание окислов, %	13103	203004	203009	203014	203025	203032	203043/8	204052/1	204098	204101
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	65,26	72,61	73,57	69,99	74,66	75,74	68,55	71,3	65,6	68
$TiO_2$	0,77	0,47	0,13	0,20	0,06	0,03	0,46	0,15	0,82	0,63
$Al_2O_3$	16,8	14,0	15,4	16,6	15,7	15,5	15,7	16,5	15,3	15,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	<0,3	<0,3	0,38	0,38	0,36	1,12	<0,3	<0,3	1,07
FeO	3,53	2,35	1,1	1,02	0,63	0,39	1,96	1,34	4,36	2,49
MnO	0,072	0,042	0,024	0,023	0,020	0,026	0,059	0,021	0,072	0,067
MgO	1,78	0,95	0,72	0,72	0,37	0,14	1,51	0,3	1,75	1,5
CaO	3,52	1,39	0,96	1,21	0,22	0,06	2,71	2,1	3,94	2,7
Na <sub>2</sub> O	3,98	3,88	3,08	5,47	2,12	2,40	4,09	2,1	2,99	3,3
K <sub>2</sub> O	1,88	3,17	4,01	3,32	4,81	4,32	2,49	3,34	3,11	4,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,17	0,13	0,28	<0,05	<0,05	0,16	<0,05	0,23	0,19
ппп	1,02	0,48	0,76	0,78	1,12	1,26	0,96	1,26	1,41	0,59
Σ	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100	100

Химический состав пород коломейцевского комплекса (данные 2013-2014 гг., в масс.%)

Т

1

Г

1

Примечание: 1,9,10 – роговообманково-биотитовые гранодиориты (верховья р. Шренк); 2 – гнейсогранит двуслюдяной (мыс Дубинского); 3 - гнейсогранит двуслюдяной (р. Ориентирная); 4 – монцогранит двуслюдяной (левый приток р.Каменной, выше устья р. Ориентирной); 5,6 – риолиты (р.Коломейцева у устья р.Спокойной); 7 – гранодиорит (низовья р. Оленьей, лист S-47 ГГК РФ); 8 – биотитовый гранит (руч. Командный). 1-10 – рентгеноспектральный анализ, аналитик Б.А. Цимошенко (колл. В.Ф. Проскурнина, М.А. Проскурниной, 2013.

## <mark>Таблица</mark> 13

Химический состав пород оленьинского комплекса (в масс. %)

Садарина	20402	204025/4	20402
Содержа-	5/4a	б	5/9
ние окислов 70	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	74,4	69,5	71,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,2	15,5	14,7
TiO <sub>2</sub>	0,072	0,34	0,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	2,66	2,3
MnO	0,018	0,064	0,035
MgO	0,55	0,82	0,7
CaO	1,56	2,11	1,67
Na <sub>2</sub> O	2,94	3,58	3,52
K <sub>2</sub> O	5,05	4,44	4,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,05	0,12	0,11
ппп	0,12	0,55	0,83
Сумма	100	99,7	100

Примечание. 1, 2, 3 - гранит-порфиры Каменистого массива, колл. В.Ф. Проскурнина и М.А.Проскурниной, 2014.

<mark>Таблица</mark> 14

#### Химический состав интрузий угрюминского комплекса (в масс.%)

Содержание	3527	203002/5	203002/6a
окислов, %	1	3	4
SiO <sub>2</sub>	48,44	50,49	49,94
TiO <sub>2</sub>	1,43	1,20	1,13
$Al_2O_3$	14,69	16,7	17,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,94	2,75	2,50
FeO	10,26	6,66	6,66
MnO	0,23	0,164	0,155
MgO	6,77	5,69	5,87
CaO	10,95	10,34	10,74
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,73	2,74
K <sub>2</sub> O	0,42	1,29	1,34
$P_2O_5$	0,19	0,40	0,39
ппп	1,01	0,80	0,53
Σ	99,69	99,9	100,0

3527 – оливиновый габбродолерит, р. Каменистая [Хапилин и др., 1986]; 203002/5 – долеритовый порфирит, 203006а – эндоконтакт дайки порфирита, м. Дубинского (колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина, 2013)

Химический состав пород беспамятнинского комплекса
[Беззубцев и др., 1989] (в масс.%)

Компо-	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
269-1	51,52	0,92	12,81	7,98	5,12	0,24	3,62	7,96	3,64	4,35	0,26	1,49	99,91
285-1	53,04	0,63	13,63	2,93	4,11	0,14	3,33	7,34	2,8	7,33	0,62	1,27	100,22
5023	54,6	0,59	19,03	5,98	-	0,15	2,35	4,54	6,68	3,77	0,39	1,14	99,22
271-1	54,84	0,78	13,63	3,63	4,31	0,21	2,35	5,92	3,64	8,11	0,16	1,41	99,12
272-1	55,34	0,82	16,83	3,31	3,3	0,18	3,26	5,49	3,68	7,17	0,48	0,98	100,84
303-4	55,62	0,38	20,89	2,69	1,15	0,16	0,3	3,58	4,93	7,32	0,04	2,81	99,87
303-3	55,98	0,54	17,7	3,2	2,46	0,02	1,7	4,21	3,4	7,86	0,36	1,81	99,24
3606/3	58,1	0,68	15,18	2,65	3,73	0,18	3,97	4,96	3,18	5,68	9,48	1,28	100,07
285	58,41	0,43	18,83	2,23	1,87	0,1	1,40	2,61	3,0	9,24	0,23	1,61	100,01
270-1	59,57	0,66	17,15	2,54	1,72	0,77	1,60	2,91	4,47	8,06	0,2	0,65	100,42
302-3	59,69	0,43	19,58	2,4	1,75	0,13	1,38	3,38	3,05	9,44	0,29	1,21	100,4
269-3	60,17	0,56	16,47	3,28	2,82	0,16	2,4	4,12	4,08	5,34	0,43	0,57	99,4
302/2	61,6	0,37	18,05	2,02	1,29	0,11	0,83	2,3	4,72	6,67	0,11	1,08	98,84
270-2	62,41	0,57	16,77	3,69	2,15	0,11	1,31	1,70	3,25	6,65	0,26	1,41	100,28
272-2	62,47	0,38	17,74	1,91	1,38	0,08	0,71	2,74	4,73	7,11	0,12	0,71	100,15
301-1	63,58	0,43	17,76	1,92	0,86	0,05	0,18	1,36	4,73	7,83	0,03	0,22	98,95
312-1	64,99	0,33	18,06	1,71	0,21	0,03	0,1	0,96	5,16	7,66	0,03	0,26	99,5
303-2	65,73	0,37	16,96	1,41	0,86	0,06	0,41	1,0	4,52	7,78	0,08	0,32	99,1
313-3a	68,44	0,15	15,3	1,84	0,43	0,04	0,21	1,16	4,52	5,53	0,07	1,17	98,86
269-2	74,92	0,2	13,41	1,42	0,29	0,03	0,17	0,29	3,68	5,15	0,05	0,81	100,42

Монцосиениты – 271-1, 285-1; монцониты – 285, 270-1, 272-2, 3606/3 [Хапилин и др., 1986, р. Куропаточья], сиениты щёлочнополевошпатовые – 312-1, 301-1; сиениты – 272-1, 269-1, 5023, 303-3, 269-3, 270-2; нордмакит – 303-2; гранит-порфир – 313-1а; кварцевый порфир – 269-2.

## Таблица 16

		-	-	-		
Район	р. Мамонта	Верховья р. Камени- стой	руч. Основной	Верховья р. Спокойной	Водораздел рек Каме- нистая и Волчья	Верховье р. Куропа- точьей
№ проб	204074	4991-2	5029-1	5032-1	283-1	304-1
№ п/п	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	52,4	47,8	49,76	54,28	49,65	50,24
TiO <sub>2</sub>	0,7	1,11	0,88	1,18	1,03	0,94
$Al_2O_3$	14,8	12,12	14,18	14,26	12,29	15,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,37	8,4	8,55	6,79	4,24	4,72
FeO	3,99	-	-	-	5,17	4,17
MnO	0,12	0,15	0,14	0,13	0,21	0,16
MgO	2,44	10,58	4,3	7,18	8,11	4,95
CaO	5,87	6,99	6,22	7,44	11,45	8,75
Na <sub>2</sub> O	0,93	2,71	2,3	3,37	1,7	2,2
K <sub>2</sub> O	6,07	3,54	6,56	2,97	4,49	6,94
$P_2O_5$	0,53	0,52	0,73	0,62	0,78	0,95
ппп	9,32	5,46	5,75	1,02	1,97	1,24
Σ	100	99,38	99,37	99,24	101,18	100,88

Химический состав пород северотаймырского комплекса (в масс. %)

1,2,3,4, – лампрофиры, 5,6- шонкиниты 1-2 - колл. М.А.Проскурниной и В.Ф.Проскурнина (2014); 3-7 - [Беззубцев и др., 1989]

### Южно-Быррангский геологический район

## Озеротаймырская геологическая площадь

## <mark>Таблица</mark> 17

(	считанный из 12 анализов [Нагайцева, Ленькин, 1985ф] (в масс.%)											
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO					
	49,55	2,37	14,06	3,35	9,72	8,38	4,95					
	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O					
	0,17	1,41	3,28	0,37	3,45	100,15	0,45					

## Средний химический состав пород тарисеймитаринского комплекса, рассчитанный из 12 анализов [Нагайцева, Ленькин, 1985ф] (в масс.%)

## <mark>Таблица</mark> 18

## Химический состав долеритов быррангского комплекса (в масс.%)

	_	~	~	-	~
Компоненты,	Безоливи-	Оливинсо-	Оливино-	Оливиновые	Средневзвешен-
коэффициенты	новые до-	держащие	вые долери-	меланодоле-	ный состав ин-
	лериты	долериты	ты	риты	трузий бырранг-
					ского типа
$SiO_2$	50,88	48,74	49,40	48,73	49,44
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,32	0,95	0,86	1,03
$A1_2O_3$	15,31	15,31	15,55	13,63	14,95
$Fe_2O_3$	1,90	1,39	1,90	1,91	1,73
$Cr_2O_3$	0,02	0,025	0,04	0,10	0,046
FeO	9,64	9,23	8,53	8,82	9,06
MnO	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17
MgO	7,02	7,47	8,59	11,48	8,64
CaO	9,60	10,61	10,04	10,10	10,09
Na <sub>2</sub> O	2,54	2,60	2,19	2,44	2,45
K <sub>2</sub> O	1,13	0,74	0,54	0,61	0,76
P2O5	0,20	0,18	0,20	0,19	0,19
ппп	2,00	1,94	1,41	1,64	1,75
Σ	100,07	99,73	100,17	100,16	100,04
H <sub>2</sub> O	0,39	0,37	0,32	0,45	0,38
Коэффициент фракциони- рования f' =TiO <sub>2</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO	64	58	55	49	56
	19,6	19,4	20	23	20
al'=A1 <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /f'	0,78	0,78	0,77	0,06	0,75
Количество анализов	5	10	11	4	

По [Государственная..., 1998]. Силикатные анализы выполнены в лаборатории ПГО «Севморгеология».

# Химический состав образований левлинского комплекса [Государствен-

Компоненты	плагиоверли- ты (ср. из 3 ан.)	оливиновые габ- бродолериты (ср. из 2 ан.)	габбро- долериты	Средне- взвешенный состав ин- трузий	Пикритовые габ- бродолериты изотропных тел (среднее из 12 ан.)	пикритовыс риты одно тр	е габбродоле- родных ин- узий
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
$A1_2O_3$	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
$Cr_2O_3$	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
$P_2O_5$	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	-	-
П.П.П.	4,32	1,72	2,94	3,66	4,27	4,5	3,07
Σ	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	-
Со	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

# <mark>ная..., 2000</mark>] (в масс.%)

\*Силикатные анализы выполнены в лаборатории ПГО «Севморгеология».

# Таблица 20

# Химический состав пород боотанкагского комплекса [<mark>Нагайцева, Ленькин. 1985ф</mark>] (в масс.%)

Компонен- ты, коэффици- енты	такситовые габ- бродолериты троктолитового типа	такситовые габб- родолериты оли- винового типа	пикритовые габб- родолериты интру- зии руч. Рудного	пикритовые габбродолери- ты интрузии руч. Лагерного	трокто- литовые габбро- долериты	оливиновые габбродоле- риты	оливинсо- держащие габбродоле- риты	феррогаббро- долериты	кварцсодер- жащие габб- родолериты	средневзве- шенный со- став
SiO <sub>2</sub>	44,23	43,06	40,78	43,11	47,01	44,5	49,2	47,66	51,11	47,3
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,95	0,55	0,71	0,70	0,49	0,98	1,63	1,15	0,84
$Al_2O_3$	13,71	15,60	11,03	10,19	16,8	15,17	15,02	14,3	15,12	15,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,52	4,73	3,43	2,89	2,64	1,80	1,94	3,56	3,48	3,43
FeO	8,70	8,21	8,26	10,19	8,40	8,35	6,50	10,48	7,20	8,60
$Cr_2O_3$	0,05	0,04	-	-	0,03	0,03	0,024	0,015	0,01	0,03
MnO	0,17	0,15	0,18	0,19	0,17	0,13	0,19	0,21	0,13	0,16
MgO	13,11	11,06	19,94	19,56	10,00	15,48	7,86	4,88	7,11	10,35
CaO	9,35	10,6	6,96	7,83	9,90	10,27	10,19	8,73	10,71	9,62
Na <sub>2</sub> O	1,54	1,66	1,33	1,24	1,75	1,56	2,45	3,24	3,01	2,16
K <sub>2</sub> O	0,45	1,08	0,62	0,34	0,069	0,34	0,87	0,91	0,75	0,67
$P_2O_5$	0,18	0,16	0,08	0,10	0,10	0,12	0,17	0,21	0,22	0,15
ппп	3,16	2,75	7,62	2,86	2,75	1,65	3,21	2,66	0,54	
Σ	100,02	100,00	100,77	100,10	100,00	100,5	99,70	100,47	100,59	
H <sub>2</sub> O	2,60	0,98	6,00	2,86	1,84	0,20	1,84	0,65	0,94	
S	1,22	1,40	0,63	0,24	0,03	0,24	0,03	0,33	0,14	
Ni	0,16	0,13	0,13/0,42	0,13	0,047	0,07	0,011	0,024	0,01	
Co	0,013	0,015	0,008/0,08	0,015	0,005	0,007	0,003	0,004	0,003	
Cu	0,05/0,24	0,11/1,2	0,14/0,58	0,15	0,035	0,03	0,023	0,011	0,02	
Кф	50	55	38	40	50	42	52	73	60	54
количество анализов	10	4	3	9	23	7	7	2	3	

581

# <mark>Таблица 21</mark>

Скважина	ЛП-1				ЛП-2			
Интервал (м)	1077	1281,7	1310	1499,4	637,2 691		777,3	
Описание	<mark>монцонит</mark>	габбродолерит анка- рамитоподобный	габбродолерит оливинсодержащий	габбродолерит лейкократовый	габбродолерит	вебстерит	клинопироксенит	
SiO <sub>2</sub>	<mark>38,8</mark>	35,1	36,5	48	47,1	49,3	48,9	
$Al_2O_3$	9,7	12,6	15,7	16,1	15,6	4,55	9,74	
TiO <sub>2</sub>	5,63	5,91	5,25	0,89	1,5	0,7	1,06	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,5	16,5	14,5	3,65	3,74	3,53	3,57	
FeO	7,32	9,58	9,39	4,26	8,01	4,88	5,45	
MnO	0,24	0,17	0,16	0,16	0,43	0,16	0,15	
MgO	6,29	6,17	5,08	8,68	7,59	18	12,8	
CaO	13,6	11,4	10,3	13,6	8,31	16,7	15,5	
Na <sub>2</sub> O	2,25	1,56	1,97	2,13	2,82	0,36	0,95	
K <sub>2</sub> O	0,53	0,24	0,22	0,27	1,51	0,13	0,37	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,92	0,14	0,21	<0,05	0,14	<0,05	<0,05	
ппп	0,42	<0,1	<0,1	1,79	2,24	0,69	0,9	
Сумма	99,9	100	99,9	100	99,8	99,6	99,9	

Химический состав пород Дюмталейского комплекса по пробам керна из скважин ЛП-1, ЛП-2, ТП-43 (в масс.%)

# Таблица 21 (Окончание)

Скважина	ТП-43							
Интервал (м)	444,8	504,5	566,4	638,5	734,3	756	840,4	912
Описание	габбродолерит лейкократовый	габбродолерит лейкократовый	габбродолерит лейкократовый	габбродолерит	габбродолерит	габбродолерит лейкократовый	габбродолерит	габбродолерит
SiO <sub>2</sub>	43,1	45,4	42,6	33,4	44,4	44	29,6	39,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,3	15,2	12,1	8,53	15	15,6	9,52	8,2
TiO <sub>2</sub>	4,91	5,17	6,08	6,97	3,63	3,96	6,51	4,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,25	6,09	7,64	18,4	7,63	7,3	22,9	10,7
FeO	6,89	5,76	7,83	11	6,26	6,51	11,9	13,8
MnO	0,26	0,17	0,17	0,22	0,16	0,17	0,22	0,21
MgO	5,16	5,2	7,06	7,35	5,97	5,67	9,84	11,9
CaO	11,6	11,7	12,7	11,1	12,8	12,7	6,54	8,71
Na <sub>2</sub> O	2,82	2,99	2,05	1,2	2,38	2,32	1,39	1,03
K <sub>2</sub> O	0,83	0,76	0,42	0,37	0,42	0,41	0,38	0,24
$P_2O_5$	2,17	0,37	0,36	0,27	0,31	0,32	0,22	0,051
ппп	0,72	0,67	<0,1	<0,1	0,27	0,29	<0,1	0,16
Сумма	99,8	100	99,9	100	99,9	100	100	100

Примечание: проанализированы образцы, отобранные из керна скважин Луктах-Дюмталейской площади ЛП-1, ЛП-2 и ТП-43. Колл. Д.К.Лохова и М.В.Наумова, 2015.

## <mark>Таблица</mark> 22

Ν π/π	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	49-5	10Д	7402-1	7583-3	8040-15	8025	TAR-19	TAR-19-1	BT-34	BT-35	BT-35-1
SiO <sub>2</sub>	49.32	52.46	60.92	62.00	57.64	70.46	51,6	49,6	62,2	62	61,7
TiO <sub>2</sub>	1.02	2.60	1.22	0.87	1.22	0.66	16,6	18,1	15,4	17,4	18,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.75	14.65	16.86	13.89	19.39	13.31	1,16	1,13	1,38	0,86	0,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.49	6.10	2.81	6.20	3.26	1.72	2,87	3,82	2,15	0,92	1,48
FeO	1.85	6.27	1.97	1.93	1.24	0.75	4,32	4,49	2,08	1,66	1,66
MnO	0.13	0.21	0.09	0.66	0.07	0.04	0,15	0,16	0,17	0,057	0,039
MgO	8.21	4.06	1.37	0.48	1.26	н/обн.	4,99	4,49	1,01	1,11	1,16
CaO	10.01	6.04	3.13	1.10	4.22	3.12	6,8	6,47	3,45	4,13	3,09
Na <sub>2</sub> O	3.30	3.50	5.10	5.33	3.82	4.80	3,57	3,31	4,98	5,29	5,36
K <sub>2</sub> O	1.30	2.75	4.30	3.93	7.09	4.93	3,89	3,94	4,54	5,36	5,39
$P_2O_5$	0.14	0.51	0.30	0.30	0.22	0.08	0,64	0,95	0,35	0,21	0,23
П.П.П.	2.49	1.15	0.20	3.13	1.23	0.73	2,83	2,91	2,09	0,61	0,59
Сумма	100.01	100.30	99.57	100.25	100.66	100.60	99,9	99,9	100	99,8	99,8

## Химический состав пород дикарабигайского комплекса (в масс.%)

Примечание: Субщелочные габбро: 1 — р.Кыйда; монцодиориты: 2 — р.Дикарабигай; сиениты: 3- р.Дирингкян; 4 — р.Митыринирку; 5 — р.Кыйда; монцогаббро-диориты: 7,8 - Левый берег р. Тареи, в 2 км выше устья р. Юнхода; 9,10,11 – р. Верхняя Таймыра, Кыйдинский массив; граносиениты: 6 — р. Дикарабигай. Заимствовано из работ: 1,2 — [Гулин, Говердовская, 1994]; 3,4,5,6 — [Салманов и др.,1992ф]; 7,8,9,10,11 – коллекция А.П.Романова (2013).

## <mark>Таблица</mark> 23

## Химический состав карбонатитов озеротаймырского комплекса

Компоненты	727-1	727-2
SiO <sub>2</sub>	1,01	13,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	6,05
TiO <sub>2</sub>	0,081	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	0,34
FeO	0,83	1,41
MnO	0,15	0,08
MgO	0,47	10,4
CaO	54,3	36,1
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,23
K <sub>2</sub> O	0,083	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	<0,5
ппп	40,7	31,7
Сумма	100	100

## (пробы из колл. А.П.Романова, 2013) (в масс.%)

<mark>Таблица</mark> 24

## Средний химический состав альнеитов Мооровского комплекса, масс. % (пробы А.П.Романова, 2013)

Окислы	BN-13-2	BN-13-3	BN-13-6	BN-13-7	BN-16
SiO <sub>2</sub>	36,2	35,9	36,9	36,6	29,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,6	8,95	8,85	9	7,17
TiO <sub>2</sub>	4,27	4,09	4,27	4,56	2,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,27	6,79	7,24	7,28	1,54
FeO	6,07	5,24	6,4	7,15	5,98
MnO	0,22	0,18	0,2	0,2	0,22
MgO	17,1	15,6	17	16,9	9,14
CaO	9,92	12,1	8,96	8,48	20,5

Na <sub>2</sub> O	0,32	0,2	0,24	0,33	1,17
K <sub>2</sub> O	3,63	3,81	3,17	3,25	2,57
$P_2O_5$	0,98	1,22	0,8	0,86	1,39
ппп	4,44	4,76	5,04	4,31	17,3
Сумма	99,7	99,4	99,8	99,7	99,8

Место отбора проб: р. В. Таймыра, сопка Бонато, близ устья р. Горбита.

# Диксоновская и Коротковская геологические площади

<mark>Таблица</mark> 25

## Химический состав пород Тарейской интрузии (масс. %)

# [<mark>Государственная..., 2000</mark>]

Окислы	микродолерит	оливиновый габбродолерит	феррогаббродолерит	ферромонцонит
SiO <sub>2</sub>	47,30	46,98	47,52	49,80
TiO <sub>2</sub>	1,74	1,25	3,27	2,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	14,97	12,80	11.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07	5,55	8,48	12,00
FeO	8,55	6,98	10,75	8,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,11	0,21	0,24
MnO	6,96	9.35	5,93	2,76
MgO	11,94	10,78	9,52	6,16
CaO	2,65	2,32	2,26	3,68
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,50	0,66	1,85
K <sub>2</sub> O	0,19	0.09	0,18	0,46
$P_2O_5$	1,49	1,50	1,74	1,27
ппп	0,16	0,30	0.50	0,81
Σ	99,94	100,38	100,37	100,57
Количество анализов	1	1	2	1

## <mark>Таблица</mark> 26

## Химический состав пород верхнетарейского комплекса

## (в масс. %).

№ обр	204140	204141/2	204142/2	204144/10	204145
Компоненты	метариолит	металампро-фир	лампро-фир	монцогранит-порфир	сиенит
SiO <sub>2</sub>	70,5	51,2	52,8	72,6	66,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	11,5	12,5	13,9	14,4
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,72	0,75	0,18	0,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,51	0,79	0,39	0,4	< 0,3
FeO	0,83	3,74	4,57	1,41	1,88
MnO	< 0,01	0,071	0,081	0,026	0,044
MgO	0,39	5,15	4,7	0,91	1,9
CaO	0,036	8,95	6,73	1,45	3,62
Na <sub>2</sub> O	<0,1	0,22	2,81	3,64	3,5
K <sub>2</sub> O	0,18	0,31	4,07	4,48	5,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,45	0,8	0,13	0,33
ппп	7,62	16,4	9,04	0,7	1,57
Сумма	99,5	100	99,7	100	99,9

Места отбора проб: 204140 – р. Извилистая; 204141/2 – руч. Птенцовый; 204142/2 - р. Извилистая; 204144/10 - р. Извилистая; 204145 - р. Извилистая (колл. М.А.Проскурниной и В.Ф. Проскурнина, 2014 г.).

#### оглавление

Введение. В.Ф. <i>Проскурнин, А.П. Романов, Г.В.</i> Шнейдер Геннадий Владимирович5
1. Стратиграфия. В.Ф. Проскурнин, Г.В. Шнейдер, Н.Н. Нагайцева, К.В. Борисенков, А.П. Романов, Н.П.Виноградова, Д.Н. Ремизов, М.А. Проскурнина, А.В. Проскурнина,
2. Литология донных отложений. С.А. Бондаренко Г.В. Шнейдер176
3. Магматизм (нестратифицированные магматические образования). В.Ф.Проскурнин, Н.Н. Нагайцева, А.П. Романов, М.А. Проскурнина, Д.К. Лохов, Д.Н. Ремизов, Н.П.Виноградова, Д.Н. Ремизов, А.В. Проскурнина186
4. Метаморфические и метасоматические образования. В.Ф. Проскурнин, Н.Н. Нагайцева, Н.П. Виноградова, А.В. Проскурнина
5. Тектоника. <i>В.Ф. Проскурнин, П.А. Громов</i>
6. История геологического развития. В.Ф. Проскурнин, П.А. Громов
7. Геоморфология. В.В. Мохов
8. Полезные ископаемые. А.В. Гавриш
9. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.
А.В. Гавриш, В.Ф. Проскурнин, В.В. Нелюбин
10. Гидрогеология Б.С. Петрушков
11. Эколого-геологическая обстановка В.В. Мохов
Заключение. В.Ф. Проскурнин, А.В. Гавриш, Г.В. Шнейдер
Список использованной литературы431
Приложение 1. 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

1

гравитационных аномалий, показанных на листах S-46 Госгеолкарты РФ Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала подразделений минерагенических Sна листе Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листе S-46..... Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа S-46 Госгеолкарты прогнозируемых объектов Приложение 5. Список пунктов на листе S-46, для которых имеются Приложение 6. Список буровых скважин, показанных на геологической карте листа Приложение 7. Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных Приложение 8 Сводная таблица микроэлементных составов Приложение 9. Сводная таблица микроэлементных составов интрузивных Приложение 10. Таблицы результатов изотопного датирования метаморфических и стратифицированных образований листа S-46 ...... 479 Приложение 11. Таблицы результатов изотопного датирования интрузивных образований листа S-46 ...... 504 Приложение 12. Таблицы химического состава стратифицированных Приложение 13. Таблицы химического состава интрузивных образований писта S-46 559 База данных (Шнейдер А.Г., Громов П.А., Лохов Д.К.) Карта полезных ископаемых (Гавриш А.В., Алексеев Д.И., Котельникова

И.В.)

Карта прогноза на нефть и газ (Нелюбин В.В., Проскурнина А.В., Котельникова И.В.)

3

Карта дочетвертичных образований (Проскурнин В.Ф., Громов П.А., Г.В. Шнейдер, Котельникова И.В.)

Карта четвертичных образований (Мохов В.В., Котельникова И.В.)

Карта дна акватории (Шнейдер Г.В., Иванов Д.Н., Котельникова И.В.)