

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист Q-49 – Удачный

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2020

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

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

Акционерное общество «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» (АО «СНИИГГиМС»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Виллюйская

Лист Q-49 – Удачный

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2020

УДК 55(571.56+571.512+571.53)(084.3)

ББК 26

С50

Авторы

*Л. И. Сметанникова, В. И. Тихоненко,
А. Б. Лобанов, С. Г. Мишенин,
А. Ю. Туркин, Л. В. Рябкова, Е. А. Сулова, О. А. Эйхлер,
А. Б. Шепель, М. Е. Гавриленко, Г. З. Яворская*

Научный редактор канд. геол.-минерал. наук *Г. А. Бабин*

Рецензенты

*Д-р геол.-минерал. наук Д. Н. Ремизов;
канд. геол.-минерал. наук Л. И. Лукьянова, Б. А. Трифонов,
А. Б. Гуревич, В. П. Чеканов; Г. В. Шнейдер,
Е. А. Лебедева, Г. И. Калинина*

Сметанникова Л. И., Тихоненко В. И., Лобанов А. Б. и др.

С50 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Виллюйская. Лист Q-49 – Удачный. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «СНИИГГиМС». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. – 338 с. + 6 вкл.

ISBN 978-5-93761-903-7 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-92761-904-4

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований восточной части Сибирской платформы. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

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

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

Табл. 39, ил. 9, список лит. 342 назв., прил. 7

УДК 55(571.56+571.512+571.53)(084.3)

ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 7 февраля 2020 г.

ISBN 978-5-93761-903-7 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-92761-904-4

© Роснедра, 2020

© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020

© АО «СНИИГГиМС», 2020

© Коллектив авторов, 2020

© Издательство ВСЕГЕИ, 2020

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-49 – Удачный находится на севере России между 64°00' и 68°00' с. ш., 108°00' и 114°00' в. д. и охватывает площадь 121,49 тыс км². В административном отношении площадь листа относится к Мирнинскому и Оленёкскому национальным улусам (районам) Республики Саха (Якутия). Небольшая юго-западная часть территории принадлежит к Эвенкийскому автономному округу Красноярского края и Иркутской области.

Площадь листа Q-49 приурочена к зоне сочленения четырех структур первого порядка Сибирской платформы – южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы, северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, западной части Сюгджерской седловины и северного замыкания Непско-Ботуобинской антеклизы.

Физико-географический очерк. Территория (100 %) входит в состав зоны сплошной многовековой мерзлоты. Средняя мощность мерзлого слоя достигает 300-400 м, а в бассейне р. Вилюй – 1500 м.

В орографическом отношении площадь листа располагается в пределах Среднесибирского плоскогорья (рис. 1) с абс. отм. от 943 м (тригопункт Куонда Третья) до 169 м (долина р. Оленёк). Главные водотоки – р. Вилюй с его левыми притоками – Моркока, Марха – и р. Оленёк с притоками – Алаakit, Силигир. Питание их преимущественно снеговое и дождевое. Тип водного режима восточносибирский, с высоким весенним половодьем и тремя-четырьмя летне-осенними паводками. Ледовые явления начинаются в сентябре – первой декаде октября и сопровождаются ледоходом. Ледяной покров формируется во второй половине октября. Весеннее вскрытие рек приурочено к маю.

Вилюй, Марха, Моркока и Оленёк – горные реки с врезанными излучинами, преимущественно беспойменного русла. Борты долин часто обрываются к руслу отвесными скалами. В русле встречаются пороги; русловые отложения – галечно-валунные.

Алаakit и Силигир – полугорные реки, с относительно широкой, хорошо выраженной долиной с пологими склонами и заболоченным днищем. Пойма широкая двусторонняя, занята старицами и болотами. Русло извилистое, реже – разветвленное.

Климат резко континентальный. Зима суровая, малоснежная, длится около 8 месяцев. Средняя температура января от –32 °С на юге до –40 °С на севере. Средняя температура июля от +12 до +16 °С. Колебания температуры от –58° в январе до +35° в июле. В течение года выпадает 250–300 мм осадков.

Снег появляется в сентябре, устойчивый снежный покров устанавливается в первой декаде октября. Преобладающее направление ветра северное и северо-восточное. Средняя скорость ветра 3–6 м/с.

Растительность района принадлежит к зонам тундры, лесотундры и северной тайги. Для тундр и лесотундр характерен кустарниково-зеленомошный покров с ивой полярной и лисохвостом альпийским, на юге – тундры кустарниково-зеленомошные с ивой, карликовой березкой. В связи с развитием термокарста и заболачиванием, большие площади занимают пушициевые тундры. Из деревьев преобладает даурская лиственница (85 % лесной площади), также повсеместно распространены сосна, кедровый стланик, ель, береза, осина, в южных районах – кедр сибирский, в горных – душистый тополь и чозения. По берегам крупных рек растут лиственница, береза, рябина, шиповник, смородина.

Почвы – тундровые, глеевые, мерзлотно-болотные. Для северо-таежного ландшафта характерен мохо-лишайниковый покров, лиственничное редколесье в сочетании с ерниками.

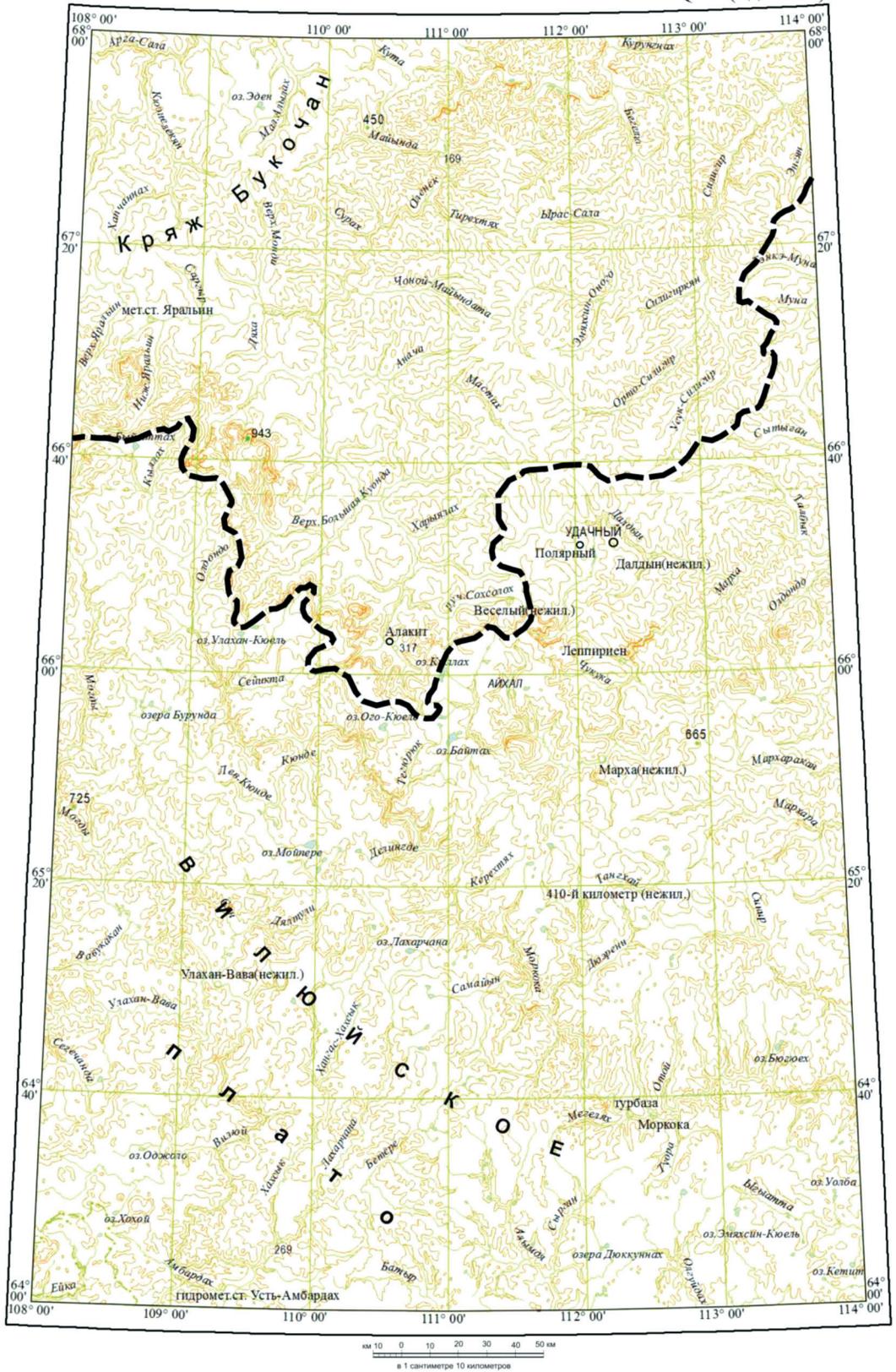
Животный мир по видовому составу относительно беден – лемминг, полевка, белка, лисица, заяц, волк, россомаха, северный олень, лось, бурый медведь. Среди птиц – рябчик, куропатка, шилохвость, чечетка, утка, гусь, лебедь. В водоемах водятся ленок, омуль, таймень, нельма, ряпушка, щука, хариус.

Население. Этнический состав населения – якуты, русские, украинцы, эвенки, эвены. Мирнинский и Оленёкский районы располагают широким набором природно-экономических ресурсов, богаты месторождениями алмазов, поделочных камней, газа, нефти, бурого угля и других полезных ископаемых. На площади листа находится важный горнопромышленный район России по добыче коренных алмазов. Ведущее место в экономике Мирнинского района занимает алмазодобывающая промышленность. Здесь расположены рудники Айхал и Удачный. Развито производство строительных материалов, работают предприятия по ремонту горной и дорожной техники, автопредприятия, пищевая промышленность. Сельское хозяйство имеет подсобный характер, что определяет существование ряда подхозов, в основном молочно-овощеводческого направления.

Основу экономики Оленёкского района составляет сельское хозяйство (оленеводство и звероводство) и охотничий промысел, крестьянские хозяйства, в том числе общинно-родовые. Коренное население занимается охотой, рыболовством, оленеводством, заготовкой кормов.

Транспортная связь – воздушная и автомобильная (Региональная автодорога 98К-004 «Анабар»), в том числе по автозимникам. Аэропорт Полярный находится в 7 км от г. Удачный.

Комплект карт подготовлен в Департаменте твердых полезных ископаемых Акционерного общества «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» (АО «СНИИГТиМС»). В состав комплекта входят карты масштаба 1 : 1 000 000: дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ, объяснительная записка и сопровождающая база данных. Комплект карт подготовлен в программной среде ArcGis 10.2.2. Макеты карт сформированы в формате Adobe



 Линия главного водораздела

Рис. 1. Орографическая схема.

Acrobat Reader DC (.pdf), базы данных – в MS Access 2003, текст – MS Word 2013. Созданный комплект Госгеолкарты-1000/3 листа Q-49 увязан по границам геологических тел с картами масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения смежного листа R-49 (Оленёк) [Гусев Н. И. и др., 2016].

Основой комплекта карт листа Q-49 являются листы Геологической карты Якутии масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), изданные в 1985 г. (авторы Э. Ф. Орлова, Г. Н. Садовников, З. С. Бобкова и др.), и масштаба 1 : 500 000, изданный в 1996 г. (Моркокинский блок, авторы В. И. Авдеева, Б. Б. Шишкин и др.), а также масштаба 1 : 200 000. В зарамочных частях карт приведены различные мелкомасштабные карты и обзорные схемы, иллюстрирующие особенности территории. На тектонических схемах показано глубинное строение территории, геодинамические обстановки, структурные ярусы, типы основных структур региона и главные зоны разломов. Составлены схемы структурно-формационного районирования для главных этапов эволюции региона. Для выделенных структурно-формационных областей разработана схема корреляции геологических образований. Легенда геологической карты листа Q-49 составлена в соответствии с Легендой Анабаро-Вилюйской серии листов с дополнениями к ней.

Геологическая изученность. Первые печатные сведения о геологическом строении района работ приводятся в небольшой книжке В. Лагуса «Эрик Лаксман – его жизнь, путешествия, исследования и переписка», изданной в Петербурге в 1850 г., в которой сообщается об открытии этим известным путешественником в 1791 г. месторождения гроссуляров, вилюитов и ахтарандитов на р. Вилюй, ниже устья р. Ахтаранда.

В 1873 г. бассейн р. Вилюй посещал географ А. Павловский, оставивший преимущественно природоведческие сведения. В 1916 г. геолог А. Г. Ржонский, произведя маршрутные исследования на реках Вилюй и Лена, указал на траппы, как возможный источник платины. К тому времени в бассейне р. Вилюй, восточнее района работ платина добывалась старателями попутно с золотом, преимущественно на вилюйских косах. Эта добыча составляла по весу до 50 золотников за один старательский сезон.

В дальнейшем (вплоть до начала Великой Отечественной войны (ВОВ), геологические исследования в районе носили «платиновую» и «золотую» направленность. В 1917–1927 гг. на р. Вилюй проводил исследования В. Н. Зверев (Геолком), в 1927 г. месторождения брусита на р. Аламджа открыл В. А. Вакар (НИИГА), в этом же году Е. С. Бобин (Геолком) изучал перспективы золотоносности бассейна р. Вилюй в его среднем течении.

Познавательный этап исследований района завершился в 1931–1932 гг. маршрутом В. Г. Дитмара по р. Вилюй, в котором он изучал не только геологическое строение района, но и активно занимался вопросами платиноносности, описал проявления угля и других полезных ископаемых. До начала 1940-х годов основной интерес в районе работ представляли проявления золота и платины.

С началом ВОВ в районе работ были развернуты интенсивные поиски оптического сырья. Основанием их остановки послужили исследования НИИГА в бассейне р. Ахтаранда (В. А. Вакар и др.). За короткий срок были разведаны и разрабатывались Джелиндинское и Алымджахское месторождения исланд-

ского шпата. В 1941–1946 гг. в районе работ поиски и добычу исландского шпата организовали А. Т. Жильцов, Л. И. Кокаевич, А. В. Ломаев (ГУ МРТП). С 1951 по 1964 год в бассейнах рек Алымджа, Чона, Олгуйдах, Лахарчаана, Хахсык, Бетере проведены некондиционные геологические съемки подразделениями ГУ МРТП и 6-м главком МГ СССР (К. Ф. Гурьянов, Ю. С. Вязовов, М. Е. Кренов, Э. Г. Бондарь, В. С. Ситников и др.). Этими работами завершился «оптический» этап исследований в районе, который преимущественно характеризовался сугубо прикладными задачами и узкой «оптической» направленностью.

Первые целенаправленные геологические исследования в районе произвел в 1953–1954 гг. Р. Маак, который посетил реки Вилюй, Марха, Чона, Моркока. В его отчете впервые описаны проявления траппов. Но первым термин «трапп» применил другой исследователь – Л. И. Чекановский, который посетил реки Тунгуска, Вилюй, Оленёк, Лена в 1875–1879 гг. и оставил в своем дневнике, опубликованном только в 1896 г., сведения о геологическом строении района, в особенности о залегании траппов.

Начало основного «алмазного» этапа исследований в районе обычно связывается с именами двух выдающихся отечественных геологов – В. С. Соболева и М. М. Одинцова. Первый в своей монографии «Петрология траппов платформы» в 1936 г., изучил образцы траппов бассейна р. Вилюй и указал на сходство геологического строения Южно-Африканской и Сибирской платформ. Позже, в 1940 г. в специальном отчете В. С. Соболев дал прогноз на нахождение месторождений алмазов на Сибирской платформе. М. М. Одинцов был первым главным геологом и научным руководителем Тунгусской (Амакинской) экспедиции и приложил много усилий для организации поисков алмазов.

Первые специализированные поисковые маршруты в районе работ провел Г. Х. Файнштейн в 1948 г.; осенью этого же года в аллювии р. Вилюй им был найден первый алмаз. В дальнейшем в бассейне р. Вилюй были развернуты интенсивные поисковые работы, которые привели к открытию россыпных и коренных месторождений алмазов на прилегающих территориях.

Геологическая съемка территории началась в конце 1940-х годов, практически сразу после первых находок алмазов и их россыпей в районе. В 1953 г. была завершена государственная геологическая съемка листов Q-49 и P-49 масштаба 1 : 1 000 000 под редакцией М. М. Одинцова.

В 1953–1955 гг. под руководством В. Л. Масайтиса (Амакинская экспедиция и ВСЕГЕИ) проводилось изучение пород трапповой формации бассейна р. Вилюй. Результатом исследования явилась крупная сводка по траппам этой части Сибирской платформы «Трапповая формация бассейна р. Вилюй».

В 1953 г. при изучении трапповых массивов, приуроченных к определенным структурным зонам, в бассейне р. Вилюй впервые были выделены дифференцированные интрузии Холомолоохская и Аламджахская. В 1954–1955 гг. велось детальное изучение этих интрузий. В результате исследований были составлены структурно-петрологические карты дифференцированных массивов масштаба 1 : 100 000, а на отдельных участках – масштаба 1 : 50 000 выявлены сложные формы интрузий, образовавшихся в результате внедрения, по крайней мере, двух типов магм.

В 1950-е годы началось планомерное геологическое изучение площади листа Q-49. С 1956 г. в рамках государственной программы в районе была начата полистная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Съемка выполнялась с 1956 по 1981 год геологами Амакинской и Ботуобинской экспедиций. За этот период составлены геологические карты поверхности, достаточно детально стратифицированы отложения, определено структурно-тектоническое положение территории, прояснены палеогеоморфологические обстановки.

Эти работы завершились изданием комплектов ГК-200 по 23 листам (И. М. Битерман, М. Н. Васильева, Е. П. Грицик, А. Л. Гроздилов, А. О. Ефимов, В. О. Лупейчук, Ю. А. Осипов, Б. Р. Шпунт и др. [Васильева, 1960; Выриков и др., 1961; Выриков и др., 1963; Гаврилюк и др., 1977; Государственная ..., 1964; Грицик, 1962; Грицик и др., 1958; Грицик, 1963; Гроздилов, 1959; Ефимов, 1963; Ефимов, 1971; Кривулин, 1960; Кулаев и др., 1981; Лелюх, 1995; Лелюх и др., 1981; Ломакин, 1984; Ломакин и др., 1972; Лупейчук и др., 1960 и др.] Полученные материалы были обобщены в комплекте Государственной геологической карты листа Q-49 – (Марха) масштаба 1 : 1 000 000 (первое поколение) и объяснительной записке к нему, составленном в 1958 г. А. Н. Булгатовым (Иркутское геологическое управление). В 1957 г. во ВСЕГЕИ была подготовлена шлиховая карта Сибирской платформы (Н. Н. Сарсадских и др.), охватывающая в т. ч. и территорию листа Q-49.

Сопровождение геологической съемки кондиционными поисковыми маршрутами масштаба 1 : 100 000 со шлиховым опробованием всех коллекторов позволило направить и концентрировать геолого-поисковые работы на наиболее перспективных участках.

В 1953 г. партия № 26 Союзного треста 2 под руководством Н. Н. Сарсадских проводила исследования в верхних течениях рек Марха и Далдын и их притоков, являющиеся продолжением 3-летней работы Н. Н. Сарсадских по теме «Методика шлихового опробования Сибирских россыпей с целью поисков аллювиальных спутников алмазов». В аллювии указанных рек были найдены многочисленные зерна кроваво-красного граната, определенного как пироп, и особого магнезиального ильменита. Пироп и ильменит оказались сходными с подобными минералами кимберлитовых трубок Южной Африки. Район работ был выделен как весьма перспективный в отношении коренной и россыпной алмазоносности.

В 1954 г. работы по шлиховому опробованию на пироп и ильменит в бассейне среднего течения р. Далдын были продолжены Л. А. Попугаевой, обнаружившей на водоразделе ручьев Дьяаха и Загадочный первую в Советском Союзе кимберлитовую трубку, названную «Зарница». В элювии кимберлитов были встречены кристаллы алмаза.

Начиная с 1969 г., на территории исследований начали проводиться геологические съемки масштаба 1 : 50 000, которые ранее были сосредоточены вблизи известных кимберлитовых полей. Их производство позволило подробнее образом стратифицировать разрез отложений, применить для направления поисков литолого-фациальный, палеогеографический и структурный анализы, выявить новые перспективные площади, а также изучить проявление попутных полезных ископаемых: угля, строительных материалов, железной руды. На основе данных геологических съемок и поисковых работ,

на изучаемой территории проведен ряд тематических исследований по оценке алмазоносности.

В 1969–1972 гг. Геологический институт ЯФ АН СССР совместно с тематической экспедицией ЯТГУ провели комплексную интерпретацию всего имеющегося геолого-геофизического материала. На основе анализа проявленности структурного и глубинных критериев кимберлитового магматизма были выделены участки, перспективные на обнаружение кимберлитовых тел (В. В. Еловских, К. Б. Мокшанцев, 1972).

В 1973–1975 гг. ревизионно-съёмочной партией была составлена сводная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 на Мало-Ботуобинский и Моркокинский районы (Ю. А. Дукарт, 1975).

Совместными силами ВСЕГЕИ и ЯТГУ в 1976 г. была выпущена геологическая карта Западной Якутии масштаба 1 : 500 000. В 1977 г. завершена работа по теме «Составление прогнозных карт масштаба 1 : 500 000 на западную группу районов Якутской алмазоносной провинции» (В. М. Мишнин и др., 1977). Авторами, на основе тектонических, геофизических и минералогических критериев, выделен ряд перспективных участков для постановки поисковых работ на алмазы.

В 1990-е годы работы по составлению и изданию ГК-200 продолжались. Издается 11 комплектов по юго-восточной части территории листа (М. Я. Фолисевич, Б. Н. Полунин и др.). В 2007 г. подготовлены комплекты ГК-200/2 по листам Q-49-XXI, XXII, охватывающим основные алмазоносные территории [Салихов Р. Ф., 2007].

В 1985 г. в ПГО «Аэрогеология» Э. Ф. Орловой и Г. Н. Садовниковым под редакцией Н. С. Малича подготовлен комплект ГК-1000 Q-48,49 – (Айхал) масштаба 1 : 1 000 000 (второе поколение), в состав которого вошли карты дочетвертичных, четвертичных образований и полезных ископаемых, без объяснительной записки.

В дальнейшем тематические исследования с обобщением материалов проведены В. А. Варламовым (1981 г.), М. В. Михайловым (1984 г.), С. С. Красинцом (1985 г.), Е. И. Борисом (1987 г.), М. А. Чурилиным (1988 г.). В эти же годы проведены тематические работы по металлогении (Ю. А. Дукарт, Е. И. Ивашина, В. М. Мишнин, Ю. Н. Бадарханов и др.) и стратиграфии (В. Е. Савицкий, О. И. Никифорова, О. Н. Андреева, Ю. И. Тесаков, Ю. В. Архипов, В. В. Граусман, А. С. Дагис, Р. О. Галабала, Ю. А. Сластенов, Б. Н. Шурьгин и др.). Во всех работах даны рекомендации по направлению поисковых работ на алмазы.

В 1991 г. геологами Геологосъёмочной экспедиции ЯТГУ на договорных условиях с Чернышевской ГРЭ проведены работы по теме «Комплексная геологическая интерпретация дистанционных фотоматериалов на западную часть Якутской кимберлитовой провинции» (В. Б. Комзин, 1991 г.).

В 1990 г. в ПГО «Якутскеология» составлена Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000 листов Q-49-АБ, Q-49-ВГ (Моркокинский блок). Автор М. Я. Фолисевич, главный редактор В. А. Ян-жин-шин.

Поисковые работы различного масштаба велись как попутно с геологической съёмкой, так и целенаправленно для выявления новых алмазоносных

объектов разного ранга (Н. Н. Сарсадских, В. Н. Щукин, Л. А. Попугаева, В. В. Петропавловский и др.).

С 1954 г. вся площадь охвачена поисковыми маршрутными исследованиями масштаба 1:200 000 (Д. С. Соловьев и др.); общими поисками масштаба 1:100 000; геологической съемкой и общими поисками масштаба 1:50 000; общими поисками масштаба 1:25 000 и 1:10 000. В результате на выделенных перспективных участках проведены детальные поиски масштабов 1:50 000–1:25 000 (А. А. Горбунов, Л. И. Николаев и др.) и горно-опробовательские работы масштаба 1:10 000 и крупнее. Часть площади охвачена глубинными поисками масштабов 1:50 000–1:10 000 с применением буровых работ.

В течение 6 лет (1954–1960 гг.) выдающимися геологами (Л. А. Попугаевой, Н. Н. Сарсадских, Е. Н. Елагиной, Ю. И. Хабардиным и др.) были открыты трубки Зарница, Удачная, Сытыканская, Айхал.

Поисково-оценочными работами изучены алмазоносные россыпи Сохсолоох-Мархинская, Мархинская и др. Единичные находки алмазов установлены в аллювии всех крупных водотоков Далдыно-Алаkitского района (русло, пойма, террасы). Около десятка непромышленных россыпей расположено в русловом аллювии р. Моркока. Выявлены также промышленные россыпи, проявления, шлиховые ореолы алмазов, связанные с кимберлитовыми источниками (одноименные площади промышленных россыпных алмазов вокруг кимберлитовых полей).

На разных этапах исследований маршрутными поисками алмазных месторождений в районе работ занимались работники Амакинской экспедиции: Г. Х. Файнштейн, Б. Н. Рыбаков, Н. Т. Шатов, Л. К. Комина, Н. В. Кинд, А. К. Бабкин, В. В. Алексеев, А. Д. Арманд, Б. М. Крятов, Ю. И. Хабардин, В. П. Меринов, А. М. Винтер, В. Н. Щукин, Ю. П. Белик, В. М. Гарашук, А. Д. Харьков, Е. Д. Черный, И. К. Сарычев, П. Т. Федоров и др. С 1976 г. на территории Виллой-Моркокинского междуречья проводили поисковые работы геологи Ботубинской экспедиции (Д. Т. Мозгов, В. С. Боланев и др.). В пределах исследуемой территории поисковыми работами выявлены ореолы распространения алмаза и его минералов-спутников, приведшие впоследствии к открытию контрастных ореолов минералов-спутников алмазов и россыпей алмазов (россыпи тр. Удачная).

Самое активное участие в поисковых исследованиях приняли многие научные учреждения СССР. В частности, на территории листа в разное время работали В. М. Масайтис, И. И. Краснов, Н. Н. Сарсадских, Л. А. Попугаева, Е. Н. Корнутова (ВСЕГЕИ), А. А. Арсеньев, В. В. Ружицкий (ВИМС), К. М. Сиротин, В. И. Бгатов (ВАГТ), А. П. Пуминов, В. С. Соловьев, В. А. Вакар (НИИГА), Б. И. Прокопчук, М. Н. Васильева (ЦНИГРИ), В. Н. Гоньшакова, М. Е. Бердичевская, В. В. Ляхович, В. В. Александров, А. И. Аверченко, Ю. М. Тесаков (АН СССР), В. К. Солецкая, Б. В. Успенский (Иркутское ГУ).

Маршрутные поиски привели к основным результатам: были открыты месторождения Мирнинского, Далдынского и Алаkitского кимберлитовых полей.

Обширный комплекс маршрутных, буровых, горных работ и геофизических исследований, выполненных на территории в 1980–1996 гг. Чернышевской экспедицией (И. В. Дергачев, Б. А. Калмыкова и др.), позволил изучить

глубинное строение «закрытых» территорий, выделить их в пределах площади, перспективные на поиски коренных месторождений алмазов, детально расчленив разрез кимберлитовмещающих отложений и перекрывающей толщи пород.

К настоящему времени на территории, охватывающей бассейн верхнего течения рек Марха и Алакит, обнаружено около 166 тел (трубок, даек, жил), образующих Далдынское, Алакит-Мархинское и Моркокинское кимберлитовые поля.

В настоящее время на площади проводятся тематические исследования, а также поисковые и поисково-разведочные работы на алмазы, нефть, газ, уран, редкоземельные элементы и др. В процессе поисково-разведочных работ пробурено большое количество параметрических и поисковых скважин, позволивших составить стратиграфические схемы и схемы корреляции рифейских и фанерозойских образований, перекрытых более молодыми осадками чехла платформы.

С 2015 г. на территории листа Q-49 – Удачный проводились работы АО «СНИИГГиМС» по созданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения.

Геоморфологическая изученность. Изучением рельефа и палеорельефа с целью использования данных для поисков россыпных и коренных месторождений алмазов в ходе геологосъемочных работ в разные годы занимались разные исследователи. С началом планомерного геологического изучения площади проводились тематические работы по геоморфологии.

Летом 1952 г. в долине р. Оленёк Ю. П. Барановой (НИИГА) проводилась геоморфологическая съемка масштаба 1 : 200 000. На основании шлихо-минералогических анализов Ю. П. Баранова делает положительные выводы в отношении перспектив алмазоносности района.

В 1952–1953 гг. на северную часть территории листа Q-49 геологами НИИГА (В. Е. Савицкий, Ф. И. Иванов, А. Д. Мирошников) составлены как геологическая, так и геоморфологическая карты масштаба 1 : 1 000 000. В 1954 г. были закончены тематические исследования Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ и А. П. Пуминова по геоморфологии и четвертичным отложениям Оленёк-Мархинского алмазоносного района. В основу положены как собственные наблюдения авторов, так и материалы, собранные другими геологами НИИГА. В результате работ составлены геоморфологическая карта и карта четвертичных отложений в масштабе 1 : 500 000, даны рекомендации по дальнейшему направлению поисковых работ на алмазы.

В 1956–1957 гг. на обширной территории восточной части Сибирской платформы, включая и рассматриваемый район, работники ВСЕГЕИ совместно с геологами Амакинской экспедиции проводили тематические исследования под руководством С. Ф. Козловской [Государственная ..., 1958]. На основании проведенных работ составлена геоморфологическая карта масштаба 1 : 300 000 на районы Оленёк-Вилуйского, Оленёк-Ленского водоразделов и Анабарского массива. Выделены террасовые комплексы, даны рекомендации по дальнейшему направлению поисковых работ на алмазы.

В это же время на территории листа работала тематическая партия ВСЕГЕИ под руководством И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса. Ею собраны

новые данные не только по стратиграфии и тектонике района, но и по геоморфологии. Авторы указывают на отсутствие сноса продуктов разрушения с Анабарской антеклизы на юг, на основании чего они исключают ее из числа возможных источников сноса алмазов в аллювиальные отложения р. Вилюй и высказывают предположение, что первоисточниками алмазов могут быть тела основных и ультраосновных пород.

В 1980–1989 гг. исследованиями по использованию геоморфологических и палеогеоморфологических методов при прогнозировании и поисках алмазов занимались специалисты СНИИГГиМС (сектор Прикладной геоморфологии под руководством В. Ф. Филатова). Работы велись на территории деятельности АК «АЛРОСА», включая и территорию листа Q-49. Результаты исследований были изданы в виде методических рекомендаций по составлению геоморфологических и палеогеоморфологических карт, специализированных на поиски полезных ископаемых.

Гидрогеологическая изученность. Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования проводятся различными организациями с 1956 г. Производство их связано с промышленным освоением района на базе алмазных месторождений.

По результатам разведочных работ в районе месторождений установлена мощность многолетнемерзлых пород, выделены и изучены обводненные зоны в отложениях ордовика, нижнего, среднего и верхнего кембрия, водоносные зоны рудных тел. Изучен химический состав подземных вод, их гидрогеологические параметры, дана прогнозная оценка возможных водопритоков и определены горно-геологические условия эксплуатации месторождений алмазов.

В 1950-е годы в глубоких скважинах на юге Сибирской платформы были впервые обнаружены фонтанные притоки «предельно насыщенных» хлоридных кальциевых рассолов с минерализацией до 600 кг/м³ и более, с уникальным содержанием калия и брома. Тем самым было сделано важное для гидрогеологии научное открытие неизвестного ранее типа рассолов и по сути самостоятельного минерагенического типа промышленного сырья на бром, литий, магний, калий, стронций, рубидий, цезий и др.

С 1954 г. были начаты системные исследования ресурсной базы гидроминерального сырья на Сибирской платформе, которые в разные годы выполнялись Е. В. Пиннекером, П. И. Трофимуком, М. А. Цахновским, З. И. Павловой, Е. К. Фокиным, А. А. Дзюбой, С. С. Бондаренко, А. С. Анциферовым, В. И. Вожовым, М. Б. Букаты, С. В. Алексеевым, С. Л. Шварцевым и другими учеными.

В 1960–1970-е годы и позднее значительный объем инженерно-геологических изысканий проводился под промышленные комплексы горно-обогатительных комбинатов и жилищное строительство в районе месторождений Айхал, Удачная, Юбилейная институтами «Якутнипроалмаз», «Энергосетьпроект», Институтом мерзлотоведения и др.

Геофизическая изученность. Геофизические исследования различными методами и с разной степенью детальности охватили всю рассматриваемую территорию.

В 1955–1956 гг. на территории листа Q-49 (на 30 из 36 200-тысячных планшетов) проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 1 000 000 (В. И. Блюменцвайг, 1955; Д. В. Левин, 1956). Исследованиями масштаба 1 : 500 000 охвачены основные алмазоносные структуры района и кимберлитовые поля в центральной и юго-восточных частях листа (всего около 50 % его территории) (Б. А. Калмыков и др., 1996).

Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 в 1956–1961 гг. покрыта почти вся территория листа, за исключением шести планшетов в его юго-западной части (Б. В. Бабушкин, 1956, 1957, 1958; Е. А. Каспарова, 1961).

В 1957 г. в бассейне р. Моркока геофизики Амакинской экспедиции Б. В. Бабушкин и Т. С. Кутузова проводили аэромагнитную съемку масштаба 1 : 200 000. В результате было подтверждено широкое развитие траппов с отдельными «окнами» осадочных пород и выделен ряд региональных аномалий северо-западного простирания, связанных с породами фундамента.

На предварительной магнитной карте было показано географическое распределение трапповых интрузий и даек, протягивающихся в северо-восточном и северо-западном направлениях и местами не выходящих на поверхность.

В результате аэромагнитных работ выявлено довольно сложное магнитное поле и выделены участки пластовых интрузий траппов, обладающих повышенной интенсивностью магнитного поля. Крупномасштабные съемки (1 : 50 000–1 : 25 000) проводились на небольших участках в верхнем течении р. Моркока (В. И. Устинов, 1999) и р. Силигир (А. И. Орлов, 1955), а также в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Ю. Ф. Карев, 1978). В 1997 г. работы проведены в верховьях рек Олгуйдах и Алымджа на двух планшетах в юго-восточной части листа (И. И. Иванов, 1997).

Наземные поисковые магниторазведочные работы поставлены в 1990-е годы в бассейнах верхнего течения рек Алакит, Далдын и других левых притоков р. Марха, перспективных на обнаружение кимберлитовых тел (Б. А. Калмыков, Ф. В. Мясников, И. И. Иванов и др.).

Гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 в 1959 г. была покрыта восточная половина листа (Б. Н. Хохоев и др., 1959), в 1976 г. – западная (М. Ф. Ганжа и др., 1976). В 1996 г. основные алмазоносные структуры и кимберлитовые поля (центральная и юго-восточная части листа) охвачены гравиметрическими исследованиями (совместно с АМС) масштаба 1 : 500 000 (Б. А. Калмыков и др., 1996).

В 1958–1959 гг. на значительной площади Далдино-Алакитского алмазоносного района проводятся гравиметрические работы (В. М. Изаров, 1958; Б. Н. Хохлов и др., 1959). На основании этих работ выяснено, что характерной чертой гравитационного поля (участка сопряжения трех структур) является наличие линейных гравитационных аномалий северо-западного простирания, обусловленных неоднородностью структуры кристаллического фундамента (смена пород различного петрографического состава). Предположительно, что к региональным зонам глубинных разломов вдоль окраин крупных платформенных структур как к областям ослабления, характеризующимся сравнительно интенсивными отрицательными гравитационными аномалиями, приурочены, по-видимому, кимберлитовые трубки.

Гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000 на первом этапе (1959–1961 гг.) проведена в районах первых алмазоносных кимберлитовых трубок – на небольшой площади в верховьях р. Силигир и среднем течении р. Марха (Е. Г. Саврасов, 1959; Г. И. Гапоненко, 1961). В 1970–1975 гг. съемкой 1:200 000 покрыта основная часть территории листа Q-49 (31 лист) (А. А. Голубев, 1971, 1972; Э. А. Савиных, 1970; М. Ф. Ганжа, 1975 и др.). В 1996–2008 гг. исследованиями охвачено 30 % площади листа в его юго-западной части (Г. С. Помытов, 1996; И. И. Иванов, 1997; Л. К. Федосеев, 2003) и лист Q-49-III,IV на севере (Л. К. Федосеев, 2008). В 2008–2010 гг. на часть листов масштаба 1:200 000 составлена Государственная гравиметрическая карта (Т. Г. Бабкина, Л. К. Федосеев).

В 2001–2008 гг. на Моркокинском, Алакит-Мархинском и Далдынском кимберлитовых полях проведена гравirazведка масштабов 1:25 000–1:5 000 (М. Я. Фолисевиц, 2003; В. И. Устинов, 2002; Р. Ф. Салихов, 2008 и др.).

Электроразведочными работами масштабов 1:1 000 000–1:200 000 с целью поисков и прогнозирования полезных ископаемых в 1972–2013 гг. покрыта вся территория листа (Е. Н. Зуев, О. Л. Полторацкая, Е. В. Поспеева, Б. А. Калмыков и др.).

Сейсморазведочные работы разного масштаба ведутся в районе с 1980 г., и к настоящему времени ими покрыто около 80 % территории.

Глубинные профильные сейсмические исследования в районе проводились по 17 сейсмическим профилям, в т. ч. по двум опорным профилям, выполненным методом МГСП: Барнаул–Тикси (проект ШПАТ) и Берёзово–Усть-Мая (проект КРАТОН); одному профилю методом МОВЗ Олёкминск–Теря; четырем – ГСЗ, ОГТ; семи – МОГТ и по двум профилям методом ТЗ. В пределах территории 11 скважин глубокого бурения: Бысытхская 1991 (2), Бысытхская 1201 (3), Удачинская 2531 (4), Айхальская 703 (5), Сохолохская 706 (10), Танхайская 708 (30), Унга-Хахсыхская 298-0 (35), Моркокинская 707 (38), Мегеляхская 244-1 (40), Алымджахская 2671 (44), Мегеляхская 1151 (45).

На всю территорию листа Q-49 есть средне- и мелкомасштабные карты гравитационного и магнитного полей.

Геохимическая изученность. Начало геохимических исследований в пределах Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) относится к 1958–1959 гг. (Биректинская экспедиция НИИГА, а затем и Амакинская и Ботубинская экспедиции ЯТГУ). К этому же периоду относятся и работы о возможностях поисков кимберлитов по литохимическим потокам рассеяния цинка, повышенные содержания которого были установлены в водах рек, размывающих кимберлитовые тела на примере трубок Зарница и Удачная.

Начиная с этого времени, проведены методические и опытно-производственные исследования по применению геохимических методов при поисках кимберлитов, трубок, жил и др. на всех стадиях геологоразведочного производства и в районах различной геологической сложности.

Наиболее масштабные геохимические работы были проведены в ходе региональных поисковых работ на территории Виллюй-Моркокинского междуречья, основной целью которых являлось составление карты прогноза алмазности территории масштаба 1:500 000.

Для получения геохимической характеристики пород карбонатного цоколя проводилось литохимическое опробование керна поисково-картировочных и структурных скважин, вскрывших отложения нижнего палеозоя. Пробы анализировались приближенно-количественным спектральным методом на 23 элемента (Li, P, Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Ba, Yb, Pb, Ce) с использованием прибора ДФС-8.1. На основании пространственно-статистического анализа первичных геохимических ореолов были выделены аномальные геохимические поля, предположительно, кимберлитовой природы [Калмыков, 1996].

В результате совместными усилиями геологов разных поколений и разных творческих коллективов разработана методика геохимических поисков алмазных месторождений, дееспособная практически на всех стадиях геолого-разведочного производства и в районах различной геологической сложности. Примером последовательного применения геохимических работ могут служить работы при поисках погребенных трубок Средне-Мархинского района, результаты контрольно-ревизионной оценки материалов геохимических работ в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, открытие, по геохимическим данным, амакинскими геологами жилы Старооскольская-2 [Ягнышев, 1991].

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные метаморфические и осадочные образования занимают большую часть площади листа Q-49. Они отражают геологическое развитие территории в исторической последовательности формирования фундамента и чехла Сибирской платформы по этапам: архейский, вендско-нижнеордовикский, среднеордовикско-нижнесилурийский, среднесилурийско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнетриасовый и кайнозойский. Архейские образования, подвергшиеся гранулитовому и амфиболитовому метаморфизму, слагают фундамент, все другие – платформенный чехол.

Платформенный чехол залегает на глубоко денудированной поверхности архейского кристаллического фундамента, представлен морскими карбонатными и терригенно-карбонатными осадочными отложениями, формировавшимися с перерывами на протяжении от раннего венда до позднего силура. Карбоновые, пермские и раннетриасовые прибрежно-морские и континентальные терригенные и вулканогенно-осадочные отложения выполняют наложенные впадины – структуры тектоно-магматической и седиментогенной активизации и залегают с размывом на денудированной и пенепленизированной поверхности раннего–среднего палеозоя. В кайнозой выделяются континентальные отложения квартера.

Геологическое районирование территории проведено на основе структурно-вещественных данных и с учетом сохранения преемственности с серийными легендами Госгеолкарты-200. Единицами районирования являются участки территорий с индивидуальным сочетанием геологических подразделений (свит, серий, толщ, комплексов) определенного состава и возраста. Это бассейны или части бассейнов, различающиеся режимом осадконакопления с относительно выдержанными по составу, возрасту и соотношениям между собой осадочными, осадочно-вулканогенными, метаморфическими и магматическими образованиями в объеме возрастных срезов [Легенда ..., 2009].

Стратиграфическое расчленение стратифицированных образований территории произведено в соответствии с Легендой Анабаро-Виллойской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Кроме того, использованы материалы: Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы, утвержденная на расширенном заседании Бюро МСК 16 апреля 2015 г.; Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) [Каныгин и др., 2017]. Для кембрийских,

ордовикских и силурийских отложений учтены Постановления МСК России, вып. 41 (2012 г.); 42 (2013 г.) и 44 (2016 г.). Для венд-кембрийских отложений и отложений квартала учтены изменения и дополнения в Легенду Анабаро-Виллюйской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденные НРС Роснедра для листа R-49 – Оленёк в 2016 г.

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

К архею отнесены породы кристаллического фундамента, вскрытые редкими нефтепоисковыми скважинами в разных частях площади листа Q-49 под образованиями платформенного чехла. Фундамент показан в колонках глубоких скважин и на геологическом разрезе. Согласно легенде Анабаро-Виллюйской серии листов ГК-1000/3, архейские породы входят в состав Алдано-Анабарской складчатой системы (СС), представленной здесь четырьмя структурно-формационными зонами (СФЗ): Маганской, Чаро-Олёкминской, Далдынской и Иенгрской.

Глубокая переработка вещественного состава и структур архейских пород в условиях неоднократного метаморфизма, сопровождавшегося частичным плавлением и перемещением пород, сильно осложняют их стратификацию. На основании литолого-петрографического принципа и физических свойств пород в составе гранулитовых стратифицированных образований выделяются три серии (снизу вверх): далдынская, верхнеанабарская и хапчанская, относительное положение которых в разрезе рассматривалось как отражение процесса развития единой архейской геосинклинальной области [Лутц, 1964, 1974].

Сериальная принадлежность пород определялась на основе гипотезы об аналогии геологического строения фундамента рассматриваемой площади и Анабарского щита, основанной на сходстве структур региональных геофизических полей этих двух территорий и определенной их связи. Комплекс кристаллического фундамента в пределах площади представлен теми же далдынской, верхнеанабарской (нижний архей) и хапчанской (верхний архей) сериями метаморфических пород, которые выделяются в пределах Анабарского массива или их аналогами [Лутц, 1962; Гаращук и др., 1971; Ивлиева и др., 1977]. Следует ожидать, что породы гранулитовой фации метаморфизма (далдынская и верхнеанабарская серии) будут создавать положительные региональные аномалии в гравитационном поле и региональные магнитные аномалии высокой интенсивности над далдынской и верхнеанабарской сериями и слабоинтенсивные – над породами хапчанской серии [Салихов, 2007].

Далдынская серия (AR_1dl) делит территорию в пределах Далдынской СФЗ в полосовом распространении с метаморфитами верхнеанабарской и хапчанской серий, а также мигматитовыми образованиями анабарского ($e-m\check{c}AR_{2an}$) эндробит-мигматит-чернокитового и далдынского ($\nu\sigma AR_{2dl}$) перидотит-пироксенитового комплексов. На ОГФО пространственно соответствует Западно-Далдынской зоне в составе Далдынской области со схожим строением магнитного и гравитационного полей (Котуйканская коллизонная (разломная) зона – по данным [Розен, 2003]). Выделяется комплексами пород, со средней намагниченностью, с высокой и средней плотностью, отвечающих

составу двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсов с прослоями и пачками пироксеновых и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев, биотит-гранатовых гнейсов, магнетит-кварцевых кристаллических сланцев. Магнитное поле зоны дифференцированное, положительное и отрицательное, с мелкой мозаикой локальных аномалий на юге зоны. На севере зоны наблюдается серия положительных линейных аномалий меридионального простирания. Гравитационное поле дифференцировано, имеет отрицательный знак, средней и выше среднего интенсивности. В пределах зоны наблюдается чередование протяженных линейных аномалий повышенной и пониженной интенсивности. Особенностью строения кристаллического фундамента территории является то, что в ее центральной части (листы Q-49-XXI, XXII) на основе классификации и таксономии магнитных и гравитационных полей выделяется ряд узких линейных зон шириной 1–2 км северо-западного простирания, приуроченных к тектоническим границам блоков метаморфических комплексов и представляющих собой катаклазиты и милониты с интенсивной тектонофлюидной проработкой [Салихов, 2007].

Кристаллический фундамент вскрыт тремя скважинами: 10 (инт. 3090–3102 м), 30 (инт. 3278–3308 м) и 38 (инт. 3303–3307 м). Породы фундамента в скв. 10 на глубину 16 м представлены светло-серыми и розовато-серыми биотит-амфиболовыми и двупироксеновыми гнейсами, кварцитогнейсами, мигматитами и амфиболитами [Лазебник, 1988]. В скв. 30 вскрыты амфиболиты на глубину 38 м. В скв. 38 вскрыты биотит-плагиоклазовые и биотит-амфиболитовые гнейсы на глубину 4 м [Фортунатова и др., 2010]. Мощность далдынской серии – 5–7 км.

Верхнеанабарская серия (AR_1va) распространена в пределах Маганской и Далдынской СФЗ, разделенных клиновидным обособлением пород Чаро-Олёкминской СФЗ. На ОГФО слагает крайнюю западную часть Маганской СФЗ и Западно-Далдынскую зону Далдынской области со схожим строением магнитного и гравитационного полей. Скважин, вскрывших фундамент в пределах Маганской СФЗ, нет. Предполагается, что в Маганской, как и в Далдынской СФЗ серия сложена кварцевыми диоритами по эндербиту, плагиогнейсами и гранатовыми гнейсами, гиперстен-гранатовыми, гиперстеновыми, салитовыми, двупироксеновыми гнейсами, силиманитовыми, кордиритовыми гнейсами, графит- и магнетитсодержащими кристаллическими сланцами, кальцифирами и мраморами с полосовыми внедрениями позднейших магматических образований анабарского ($e-mcAR_{2an}$) эндербит-мигматит-чарнокитового и далдынского ($v\sigma AR_{2dl}$) перидотит-пироксенитового комплексов, представленных полосами и линзами плагиогранитов и плагиопегматитов, пластообразными и линзовидными телами гиперстеновых гранитов, лейкократовых микроклиновых гранитов и биотитовых гранитов, гнейсогранитов, жил пегматитов и аплитов, будинами и мелкими пластообразными телами пироксенитов, перидотитов и горнблендитов. Мощность верхнеанабарской серии – 7–9 км.

Иенгская серия (нерасчлененная) (AR_1j) делит территорию в пределах Иенгской СФЗ с образованиями тунгского тоналит-трондьемит-гнейсового комплекса ($py-gAR_{2tn}$), представленного амфиболовыми, пироксен-салитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогней-

сами и кристаллическими сланцами, часто графит- и гранатсодержащими, биотитовыми гнейсами, линзами кварцитов и карбонатных пород, тоналитами, трондьемитами, гранитогнейсам, гранитами с полосами и участками хлорит-эпидотовых и эпидот-кварцитовых. На ОГФО пространственно соответствует Восточно-Далдынской зоне в составе Далдынской области со схожим строением магнитного и гравитационного полей (Далдынский гранулитогнейсовый террейн – по данным [Розен, 2003]). Территория характеризуется комплексами пород со средней и высокой намагниченностью и высокой плотностью. Магнитное поле здесь дифференцированное, положительными линейными аномалиями, меридионального простирания. Гравитационное поле дифференцированное, отрицательного знака, высокой интенсивности: в пределах зоны выделяется протяженная региональная аномалия повышенной интенсивности. Фундамент вскрыт четырьмя скважинами: 2 (инт. 1991–2046 м); 3 (восточнее 4 км восточной рамки листа, инт. 1962–1986 м); 4 (инт. 2478–2480 м) и 5 (инт. 2423–2593 м). Вскрытая мощность кристаллического фундамента в скважинах: 2 – 55 м, 3 – 24 м, 4 – 2 м, 5 – 170 м. В скважинах фундамент представлен темно-серыми гранитогнейсами биотит-роговообманково-полевошпатовыми с лепидогранобластовой структурой и однородной, слабополосчатой текстурой, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, часто с графитом и гранатом, линзами кварцитов и карбонатных пород. Кроме того, в многочисленных образцах ксенолитов метаморфических пород из кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района в пределах этой территории установлены: плагиогнейсы и гнейсы гранатовые, гиперстен-гранатовые, гиперстеновые, салитовые, двупироксеновые; кристаллические сланцы силлиманитовые и кордиеритовые, пироксен- и двупироксен-плагиоклазовые, биотит-графитсодержащие разновидности этих же пород, кварциты, сланцы магнетитовые, графит- и сапфиринсодержащие породы, кальцифиры, мраморы. Мощность иенгурской серии – более 200 м.

Хапчанская серия (AR_2hp) впервые описана в 1947 г. Б. В. Ткаченко по материалам М. Н. Злобина и Ф. И. Иванова [Рабкин и др., 1968]. На площади листа представлена двумя толщами: вюрбюрской в пределах Маганской СФЗ и хаптасыннахской в пределах Далдынской СФЗ.

Критерием для выделения вюрбюрской толщи (AR_2vr) послужило наличие в ее составе кальцифиров. Основной объем толщи примерно в равных соотношениях занимают сложно переслаивающиеся гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы с мощностью слоев от нескольких сантиметров до нескольких метров. В подчиненном количестве присутствуют кристаллические сланцы, гранатсодержащие гнейсы и плагиогнейсы, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, а также кальцифиры, составляющие вместе около 20% объема толщи. Двупироксеновые кристаллические сланцы образуют мелкие линзы среди плагиогнейсов, в редких случаях мощностью до нескольких метров. Гранатсодержащие породы слагают прерывистые слои мощностью до нескольких метров и протяженностью до 1,0–1,5 км с постепенными переходами в пироксеновые плагиогнейсы и гранатсодержащие амфиболиты. Кальцифиры слагают среди гранатовых гнейсов линзовидные тела мощностью до 4 м и протяженностью до нескольких десятков метров, изредка мощностью до 15 м, прослеживающиеся на сотни метров.

Мощность вюрбюрской толщи в Маганской СФЗ определяется в 3,5–4,5 км.

Хаптасыннахская толща (AR₂ht) в пределах Далдынской СФЗ представлена биотит-плагиоклазовыми, биотит-амфиболовыми и двупироксеновыми гнейсами, мигматитами и амфиболитами мощностью 2,3–3,0 км. Кристаллический фундамент вскрыт тремя скважинами: 10 (инт. 3090–3102 м), 30 (инт. 3278–3308 м) и 38 (инт. 3303–3307 м), на глубину: 10–12 м, 30–30 м, 4–2 м, 4–38 м. Учитывая, что все три скважины, достигшие фундамента, пробурены в области региональных отрицательных магнитных аномалий высокой интенсивности и, основываясь на выводах, сделанных на основании изучения образцах ксенолитов метаморфических пород из кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района [Лутц, 1962; Гаращук и др., 1971; Ивлиева и др., 1977], можно предположить, что вскрытые в этих скважинах породы фундамента принадлежат к хапчанской серии слабонамагниченных пород верхнего архея.

Олёкминский тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс (py-gAR₂ol) занимает часть территории в юго-западном углу площади листа от слияния рек Моркока и Тасей на севере до бассейна р. Батыр у южной рамки в пределах Чаро-Олёкминской СФЗ. На ОГФО пространственно соответствует части Моркокинской зоне в составе Маганской области со схожим строением магнитного и гравитационного полей. Выделяется комплексами пород со средней намагниченностью, с высокой и средней плотностью. Магнитное поле пород комплекса дифференцированное, положительное и отрицательное, с мелкой мозаикой локальных аномалий на юге. Гравитационное поле дифференцированное, отрицательное, средней интенсивности. В пределах распространения пород комплекса наблюдается чередование протяженных линейных аномалий повышенной и пониженной интенсивности. Фундамент вскрыт четырьмя скважинами: 35 (инт. 3940–4007 м); 40 (инт. 3340–3360 м); 44 (инт. 3278–3304 м) и 45 (инт. 3204–3214 м). Вскрытая мощность кристаллического фундамента в скважинах – 35–67 м, 20–40 м, 26–44 м, 10–45 м. Представлен тоналитами, трондьемитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсогранитами с линзами и полосами пироксен-амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов и пироксеновых амфиболитов, линзами сфен-салитовых и силлиманитовых гнейсов и кальцифиров.

Породы кристаллического фундамента со стратиграфическим перерывом в объеме позднего архея, раннего и среднего протерозоя, рифея и части венда перекрываются отложениями венда [Софьянникова, 1992].

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА, ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА – ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Вендско-нижнеордовикские образования широко распространены на всей территории исследования. Здесь в пределах южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы и северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы они образуют единый вендско-кембрийский структурный ярус, отражающий крупный геотектонический цикл осадконакопления, перекрывающий с раз-

мывом породы архея докембрийского кристаллического фундамента. Формирование яруса происходило в условиях обширного морского и прибрежно-морского осадконакопления. С начала венда и до конца среднего кембрия отлагались терригенно-карбонатные, карбонатные и галогенные осадки. В нижней части разреза (в венде) преобладают красноцветные песчано-глинистые формации, остальную часть разреза в основном занимают карбонатные, песчано-карбонатные или карбонатно-глинисто-песчаные, часто пестроцветные, формации. Образования яруса расчленены на три комплекса: нижний – терригенный, средний – терригенный, терригенно-карбонатный и глинисто-карбонатный, верхний – преимущественно карбонатный, глинисто-карбонатный и соленосно-карбонатный. Комплексы разделены крупными стратиграфическими перерывами.

В соответствии с принятым в Анабаро-Вилуйской серийной легенде рай-онированием, вендские и кембрийские отложения листа Q-49 входят в состав Юдомо-Оленёкской структурно-формационной области (СФО), ее двух структурно-формационных зон (СФЗ): Мойеро-Оленёкской и Мархаро-Куондинской – в северо-восточной половине территории исследования; и в состав Лено-Тунгусской СФО, одной Сюдджеро-Ботуобинской СФЗ – в северо-западной половине территории листа.

Вендско-кембрийские образования вскрыты редкими нефтепоисковыми и гидрогеологическими скважинами в разных частях площади в подошве платформенного чехла. В пределах Мархаро-Куондинской СФЗ пробурены скважины 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 13, 15, 23, 24 и 30; Сюдджеро-Ботуобинской СФЗ – 31, 35, 38, 40, 44 и 45. В пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ скважин нет.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Старореченская свита (V_{2st}) впервые выделена сотрудником ГИН АН СССР В. А. Комаром в 1961 г. За стратотип принят разрез в приустьевой части р. Старая (левый приток р. Бол. Куонамка) [Шишкин, 1978]. В пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ (на соседнем с севера листе R-49) на южном склоне Анабарского щита, наиболее полные разрезы свиты вскрываются в долине р. Кенгеде и ее правого притока – р. Куранах и на р. Кюэнелекян. Представлены они строматолитовыми, онколитовыми, песчанистыми и глинистыми доломитами с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов. В основании свиты залегают песчанистые доломиты и кварцевые песчаники, средняя часть состоит из переслаивания песчанистых и онколитовых доломитов, а в верхней части разреза преобладают песчанистые доломиты. Мощность свиты – 0–95 м. В строматолитовых доломитах определены *Paniscollenia amergeus* Kom., онколиты и катаграфии *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Z. Zhur., *Vermiculites torthosus* Reite, *V. irregularis* Reite, *Vesicularites bothrydiophormis* (Krasnop.), *V. porrectus* Z. Zhur., *V. obseurus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и др., характеризующие, по заключению И. Т. Журавлевой [Шишкин и др., 1990], осадки старореченской свиты как геологического под-

разделения вендского юдомского комплекса [Гусев и др., 2017]. В районе работ отложения старореченской свиты предполагаются в пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ южнее северной рамки листа в подошве осадочного чехла, не вскрытые на эрозионной поверхности по аналогии с соседним с севера листом R-49 [Гусев и др., 2017]. Глубоких скважин здесь нет.

Иктехская серия впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. [Авдеева и др., 1982] в ранге свиты в разрезе скв. 602 Верхневилучанская, состоящей из пяти пачек.

В практике нефтегазопроисковых работ иктехская свита подразделялась на три подсвиты, в нижней выделялись телгеспитская, торсальская, аянская и ботуобинская толщи [Граусман и др., 1983]. Решением рабочего стратиграфического совещания (г. Якутск, 1986 г.) иктехская свита была переведена в ранг серии, а ее подсвиты – в ранг свит. Иктехская серия объединяет три свиты: бюксую, успунскую и кудулахскую (Решения МСС, Новосибирск, 1986 г.) [Баташанова и др., 1989]. На исследуемой территории свиты иктехской серии выделяются в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ. Парастратотип находится на Моркокинской площади нефтегазопроискового бурения (лист Q-49-XXXV), в скв. 38 (инт. 2686–3303 м) [Дукардт, 2002]. В Мархаро-Куондинской СФЗ бюксая, успунская и кудулахская свиты выделяются для рифового типа разреза. В межрифовых участках успунская и кудулахская свиты объединяются в один стратон.

Бюксая свита (V_2bk). Название впервые предложено П. Н. Колосовым в 1982 г. для подсвиты, объединяющей телгеспитскую, торсальскую и аянскую пачки [Колосов, 1982], затем применено М. Л. Кокоуллиным и В. А. Рудаковой в стратиграфической схеме, приведенной в работе [Граусман и др., 1986] для отложений, объединявших ботуобинскую и аянскую толщи. Делится на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита (ботуобинская) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. [Авдеева и др., 1978] в ранге свиты. Нефтегазопроисковыми исследованиями выделяется в ранге подсвиты [Граусман и др., 1983]. На исследуемой территории бюксая свита выделяется в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ и рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ.

Наиболее полный разрез в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ вскрыт скв. 35 (инт. 3686–3940 м), где бюксая свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита вскрыта скв. 35 в инт. 3924–3940 м, сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники серые, светло-серые средне-крупнозернистые олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые с поровым карбонатным и глинистым цементом, и крупнозернистые мономиктовые кварцевые с поровым ангидритовым цементом, иногда неяснослоистые, пропитаны темно-коричневым битумом. Алевролиты серые, темно-серые крупнозернистые глинистые неоднородные, крепкие. Аргиллиты темно-серые, темно-буровато-коричневые тонкоплитчатые, плотные. Мощность нижней подсвиты в скв. 35 – 16 м [Софьянникова, 1992].

Верхняя подсвита вскрыта скв. 35 в инт. 3686–3924 м. Сложена доломитами, ангидрито-доломитами, глинистыми доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов, редко ангидритов. Доломиты серые, темно-серые, иногда с коричневатым оттенком, микро-тонкозернистые, иногда прослоями водоросле-

вые, местами слабобитуминозные, глинистые, ангидритизированные, на отдельных участках трещиноватые, по стенкам трещин налеты черного органического вещества, слабокавернозные. Мергели и аргиллиты темно-серые, зеленовато-серые, иногда черные плотные. Ангидрит серый тонко-, мелко-, иногда среднезернистый доломитистый.

Мощность верхней подсвиты – 238 м. Общая мощность бюкской свиты в скв. 35 – 254 м.

На юго-восток от скв. 35 в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ мощность отложений бюкской свиты постепенно сокращается. В скв. 38 она вскрыта в инт. 3083–3303 м (мощность – 220 м), представлена доломитами серыми, темно-серыми микрозернистыми, с включениями ангидрита, косолинзовиднослоистыми, прослоями глинистыми, с прослоями мергелей, аргиллитов темно-серых, черных полимиктовых песчаников, песчанистых доломитов; в скв. 40, инт. 3131–3340 м (209 м), скв. 44, инт. 3053–3278 м (225 м) и в скв. 45, инт. 2986–3204 м (218 м). Сложена доломитами серыми, темно-серыми микро- и тонкозернистыми, прослойками глинистыми, с включениями ангидрита, с прослоями мергелей серых, аргиллитов темно-серых [Софьянникова, 1992; Стратиграфия ..., 2016].

В пределах рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ у восточной рамки листа Q-49 нижняя подсвита бюкской свиты вскрыта в разрезах скважин 2 (инт. 1983–1991 м); 3 (инт. 1949–1962 м), 4 (инт. 2476–2478 м) и 5 (инт. 2412–2423 м). Залегает с размывом на породах фундамента. Сложена терригенными породами: песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность нижней подсвиты уменьшается на юго-запад: 13 м (скв. 3), 8 м (скв. 2), 2 м (скв. 4), 11 м (скв. 5) [Баташанова и др., 1989].

Верхняя подсвита бюкской свиты в разрезах этих скважин вскрыта в интервалах: 1835–1983 (скв. 2), 1798–1949 (скв. 3), 2309–2476 (скв. 4), 2260–2412 м (скв. 5). Сложена доломитами, ангидрито-доломитами, с прослоями доломитовых мергелей серого, светло-коричневого цветов, неяснослоистой текстуры. В шлифах доломиты мелкозернистые комковатой и оолитовой структурой, приурочены к верхней части толщи. Комки и оолиты округлой формы, размером от 0,1 до 0,9 мм. Диагенетическая кристаллизация по комкам и по цементу (10–70%). Открытые поры редки. Средняя и нижняя части подсвиты сложены микрозернистыми доломитами с примесью в виде прослоев песчано-алевритистого и глинистого материала.

Мощность верхней подсвиты – 151 м (скв. 3), 148 м (скв. 21) и 167 м (скв. 4), 152 м (скв. 5).

Общая мощность бюкской свиты 164 м (скв. 3), 156 м (скв. 2), 169 м (скв. 4), 163 м (скв. 5) [Стратиграфия..., 2016; Баташанова и др., 1989].

Юго-западнее, ближе к границе Мархаро-Куондинской СФЗ в скв. 10 (инт. 3069–3090 м) в нижней, трансгрессивной части бюкской свиты преобладают полимиктовые песчаники, алевролиты и песчанистые доломиты с глауконитом, залегающие на размытой поверхности кристаллического фундамента. Мощность – 21 м.

Инундационная часть разреза свиты – верхняя (доломитовая) подсвита в скв. 10 (инт. 2898–3069 м), сложенная серыми разномзернистыми доломитами с прослоями строматолитовых, глинистых и известковистых доломитов и

доломитовых мергелей с гипсом и ангидритом. Песчаники светло-серые, серые мелко- и среднезернистые кварцевые и кварцево-полевошпатовые. Цемент глинисто-карбонатный регенерационный поровый. Поры часто заполнены нефтью, водой, битумом, газом. Алевролиты серые, зеленовато-серые с трещинами и гнездами, выполненными нефтью и битумом. Аргиллиты темно-серые тонкослоистые, по плоскостям наслонения пиритизированы с присыпками алевритовой фракции и сгустками битума. Доломиты серые, темно-серые неравномерно глинистые, местами ангидритизированные (гнезда и прослойки ангидритов, гипсов), с прослойками мергелей, песчаников. Мощность – 171 м.

Общая мощность бюкской свиты в скв. 10 – 192 м [Салихов, 2007].

Южнее, вблизи южной границы Мархаро-Куондинской СФЗ в скв. 30 (в инт. 3071–3278 м) отложения бюкской свиты также залегают с размывом на породах фундамента, представлены сероцветными доломитами микрокристаллическими и строматолитовыми массивными, переслаивающимися с доломитами глинистыми, слоистыми и песчаниками разномерными кварцевыми. В разрезе свиты отмечаются линзы и включения ангидритов. Мощность бюкской свиты в скв. 30 – 207 м [Стратиграфия ..., 2016; Фортунатова и др., 2010].

Палеонтологические остатки в разрезах приведенных скважин не обнаружены. На Среднеботубинской площади из отложений бюкской свиты выделен комплекс акритарх, позволяющих отнести свиту к тирскому горизонту венда: *Karamia costata* Kolos., *Botuobia vermiculata* Pjat., *B. angustata* Kolos., *Volyniella concentrica* Kolos., *V. involata* Kolos., *V. torta* Kolos. и др. [Решения ..., 1989]. Рассматривается свита в стратиграфическом объеме тирского горизонта верхнего венда.

Мощность бюкской свиты в скважинах Сюгджеро-Ботубинской СФЗ: 254 м (скв. 35), 220 м (скв. 38), 209 м (40); Мархаро-Куондинской СФЗ: 164 м (скв. 3), 156 м (скв. 2), 169 м (скв. 4), 163 м (скв. 5), 192 м (скв. 10), 207 м (скв. 30).

Успунская свита (V_{2US}) выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки. Решением рабочего стратиграфического совещания (г. Якутск, 1986 г.) переведена в ранг свиты. На исследуемой территории выделяется в пределах Сюгджеро-Ботубинской СФЗ и рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ.

В Сюгджеро-Ботубинской СФЗ успунская свита вскрыта скв. 35 в инт. 3565–3686 м. Сложена доломитами, глинистыми доломитами, мергелями и аргиллитами. Доломиты светло- и темно-серые, иногда со слабым коричневатым оттенком, микрозернистые, иногда прослоями водорослевые, глинистые, с гнездами ангидрита, плотные. Мергели серые, темно-серые плитчатые, иногда трещиноватые. Аргиллиты темно-серые плитчатые, иногда трещиноватые. Мощность успунской свиты в скв. 35 – 121 м [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992].

На юго-восток от скв. 35 в пределах Сюгджеро-Ботубинской СФЗ мощность отложений успунской свиты постепенно сокращается. В скв. 38 она вскрыта в инт. 2833–3083 м; в инт. 2875–3032 м свиту пересекает интрузия долеритов (видимая мощность 157 м). Мощность свиты с долеритами – 250 м.

Свита сложена доломитами и аргиллитами, сверху – с мергелями. Доломиты серые, темно-серые микро-тонкозернистые глинистые; аргиллиты темно-серые тонкослоистые; мергели серые.

В скв. 40 – в инт. 2838–3131 м (мощность 293 м), в интервале 2866–3062 м свиту, как и в скв. 38, рассекает интрузия долеритов (видимая мощность 196 м). Мощность свиты без долеритов – 97 м, сложена здесь переслаивающимися доломитами и аргиллитами. Доломиты серые, темно-серые тонкозернистые глинистые, сильноглинистые с ангидритом; аргиллиты темно-серые. Также вскрыта в скв. 44 (инт. 2954–3053 м) и скв. 45 (инт. 2884–2986 м).

В пределах рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ у восточной рамки листа Q-49 успунская свита вскрыта в Бысытыхских скважинах: 2 (инт. 1756–1835 м), 3 (инт. 1710–1798 м), а также в скв. 4 (инт. 2224–2309 м) и скв. 5 (инт. 2172–2260 м). Сложена трансгрессивно переслаивающимися сероцветными с коричневым или зеленым оттенками глинистыми доломитами, доломитовыми мергелями и аргиллитами, прослоями доломитов ангидритизированных с прослоями известняков, аргиллитов и мергелей. Доломиты тонкозернистые с кварцево-полевошпатовой алевритовой примесью до 15 %, обломочный материал распределен неравномерно-полосчато. Эпигенетическая перекристаллизация приурочена к участкам концентрации обломочного материала.

Известняки тонкозернистые диагенетически перекристаллизованные, эпигенетическая перекристаллизация слабая, рассеянная. Доломитизация (10–30 %) равномерная, рассеянная, эпидиагенетическая. Поры перекристаллизации заполнены ангидритом. Нижняя часть свиты уплотнена, представлена плотными доломитами, аргиллизированными, с прослойками глинистых известняков и мергелей [Баташанова и др., 1989].

Южнее, вблизи юго-западной границы Мархаро-Куондинской СФЗ в скв. 30 (инт. 2972–3071 м) успунская свита залегает с размывом на бюксской свите и представлена преимущественно доломитами сероцветными глинистыми слоистыми, с прослоями доломитовых мергелей и аргиллитов [Фортунатова и др., 2010].

В разрезах всех приведенных скважин свита палеонтологически не охарактеризована, сопоставляется с разрезами, вскрытыми на Среднеботуобинской площади, с акритархами *Granomarginata(?) squamacea* Volk., *Bailikania diligena* Trestsh., *Micrhystridium* sp. и др., характерными для нижнеданиловского подгоризонта венда [Колосов и др., 1980]. Стратиграфически успунская свита рассматривается в составе даниловского горизонта верхнего венда.

Мощность успунской свиты в скважинах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ: 121 м (скв. 35), 250 м (скв. 38), 293 м с долеритами (скв. 40), 102 м (скв. 45), 99 м (скв. 44). Мархаро-Куондинской СФЗ: 88 м (скв. 3), 79 м (скв. 2), 85 м (скв. 4), 88 м (скв. 5), 99 м (скв. 30).

Кудулахская свита (V_2kd) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки. Решением Рабочего стратиграфического совещания (г. Якутск, 1986 г.) переведена в ранг свиты. На исследуемой территории выделяется в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ и рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ.

В Сюджеро-Ботуобинской СФЗ кудулахская свита вскрыта скв. 35 в инт. 3384–3565 м. Сложена доломитами с прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. Доломиты серые, темно-серые, иногда коричневатые-серые микро-тонкозернистые, в отдельных участках, возможно, водорослевые, слабоизвестковистые, глинистые, местами ангидритизированные, прерывисто слоистые за счет тонких пропластков глинисто-органического материала, с единичными мелкозубчатыми стилолитами, подчеркнутыми налетом черного органического вещества, в отдельных участках со скоплениями зернышек пирита, плотные, иногда вертикально-трещиноватые. Известняки серые, светло-коричневые тонкозернистые, на отдельных участках доломитистые плотные. Мергели и аргиллиты серые, темно-серые тонкоплитчатые плотные. Мощность кудулахской свиты в скв. 35 – 181 м [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992].

На юго-восток от скв. 35 в пределах Сюджеро-Ботуобинской СФЗ мощность отложений кудулахской свиты постепенно сокращается. В скв. 38 она вскрыта в инт. 2686–2833 м (147 м), сложена доломитами с прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. Доломиты темно-серые микро- и тонкозернистые, с включениями ангидрита. Известняки серые, светло-серые микро-, тонкозернистые. Мергели, аргиллиты темно-серые плотные. В скв. 40 – в инт. 2689–2838 м (149 м) представлена неравномерным переслаиванием доломитов серых, темно-серых микро- тонкозернистых глинистых с включениями ангидритов, участками кавернозных и битуминозных; аргиллитов темно-серых, черных, с прослоями известняков серых мелкозернистых и мергелей темно-серых тонкоплитчатых. Вскрыта также в скважинах 44 – инт. 2801–2954 м (153 м) и 45 – инт. 2734–2884 м (150 м).

В пределах рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ кудулахская свита вскрыта в разрезах Бысытыхских скважин: 2 (инт. 1624–1756 м), 3 (инт. 1581–1710 м) и в скв. 4 (инт. 2067–2224 м) и скв. 5 (инт. 2010–2172 м).

Сложена регрессивно-трансгрессивно переслаивающимися доломитами, в верхней части – прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. Доломиты серые, темно-серые, иногда коричневатые, микро-тонкозернистые, участками комковатые, диагенетически и эпигенетически перекристаллизованные. Перекристаллизация сильная, равномерная. Комки округлые с нечеткими контурами, сложены микрозернистым доломитом. На поверхностях наслоения – глинисто-битумный материал, с тонкими слоями и гнездами голубовато-белого ангидрита. Известняки серые, слабокоричневатые доломитовые, с примесью глинистого материала, тонкозернистые, с мелкозубчатыми стилолитами, подчеркнутыми битумом черного цвета, образуют прослои 0,1–0,3 м. Мергели темно-серые доломитовые тонкогоризонтальнослоистые, с тонкими прослоями темно-серых доломитов. Аргиллиты темно-серые, почти черные, плотные. Породы слабопористые (5–15 %), часть пор заполнена кремнеземом, эпигенетическим кальцитом. Пирит тонко рассеян по доломиту и по глинистому материалу в трещинах, которые отмечены в средней части толщи – наклонные, вертикальные, горизонтальные с ответвлениями, открытые [Баташанова и др., 1989]. Мощность свиты – 129 м (скв. 3), 132 м (скв. 2), 157 м (скв. 4), 162 м (скв. 5).

В скв. 30 (инт. 2809–2972 м) кудулахская свита сложена доломитами и известняками водорослевыми массивными, переслаивающимися с доломитами

глинистыми и мергелями. Стратиграфически рассматривается в составе даниловского горизонта верхнего венда. Мощность кудулахской свиты в скв. 163 м [Фортунатова и др., 2010].

Фаунистически свита в разрезах приведенных скважин не охарактеризована, сопоставляется с разрезом Среднеботуобинской площади, где установлены акритархи: *Leiomarginata(?) simpler* Naum., *Bavlinella faveolata* Schep., *Microhystridium* sp., *Protosphaeridium* div. sp., характеризующие среднеданиловский подгоризонт венда [Колосов и др., 1980].

Мощность кудулахской свиты в скважинах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ: 181 м (скв. 35), 147 м (скв. 38), 149 м (скв. 40); Мархаро-Куондинской СФЗ: 132 м (скв. 2), 157 м (скв. 4), 162 м (скв. 5), 163 м (скв. 30).

Успунская и кудулахская свиты объединенные (V_{2us+kd}) выделяются в межрифовых участках Мархаро-Куондинской СФЗ. Вскрыты скв. 10 на глубине 2614–2898 м. Согласно залегают на бюкской свите. Разрез представлен серыми (в нижней части пестроцветными) доломитами, строма-толитовыми и глинистыми доломитами с прослоями доломитовых мергелей. В нижней части разреза присутствуют гравелиты, песчаники и песчаные доломиты, пропитанные жидкой нефтью.

Возраст на смежных территориях определяется по катаграммам как вендский [Колосов и др., 1980]. Мощность объединенных свит – 284 м [Салихов, 2007].

Юрхская свита (V_{2jur}) выделена по рекомендации второго коллоквиума по корреляции разрезов венда–кембрия Сибирской платформы по данным промысловой геофизики (Новосибирск, 1985) и МСС (Якутск, 1986) в практике нефтегазопромысловых работ [Граусман и др., 1983, 1986]. На исследуемой территории юрхская свита выделяется в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ и рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ. Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

В Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ *нижняя подсвита* юрхской свиты вскрыта скв. 35 в инт. 3370–3384 м. Сложена доломитами и известняками. Доломиты серые, темно-серые, зеленовато- и красновато-серые тонкозернистые, прослоями коллоидозернистые, иногда по плоскостям наслоения наблюдается тонкий налет черного органического вещества, плотные, участками слаботрепещеноватые. Известняки серые и темно-серые с коричневым, редко зеленоватым оттенком, микро-тонкозернистые плотные. Мощность подсвиты в скв. 35 – 14 м.

Верхняя подсвита вскрыта скв. 35 в инт. 3320–3370 м. По керну, шламу и промыслово-геофизическим исследованиям подсвита сложена доломитами и известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. Доломиты серые, темно-серые до черных мелко-тонкозернистые ангидритизированные, горизонтально-слоистые за счет редких прослоек темно-серого глинистого или мергелистого материала, плотные, иногда кавернозные. Известняки серые, темно-серые с коричневым или зеленоватым оттенком, микро-мелкозернистые, местами доломитовые, иногда глинистые, плотные. Мергели серые, темно-серые толстоплитчатые, косослоистые за счет тонких, глинистых прослоечков, обогащены темным органическим веществом. Аргиллиты зеленовато-серые, реже с коричневым оттенком, тонкогоризонтально-слоистые плитча-

тые, плотные. Мощность подсвиты в скв. 35 – 50 м [Софьянникова, 1992]. Полная мощность юряхской свиты в скв. 35 – 64 м.

На юго-восток от скв. 35 в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ мощность отложений юряхской свиты возрастает. В скв. 38 нижняя подсвита вскрыта в инт. 2662–2686 м. Сложена подсвита тонкозернистыми кавернозными доломитами с ангидритом, мощность – 24 м. Верхняя подсвита вскрыта в инт. 2601–2662 м, представлена доломитами серыми, темно-серыми тонкозернистыми, с включениями ангидрита; прослоями глинистыми, с прослоями аргиллитов и мергелей, мощность – 61 м. В скв. 40 нижняя подсвита вскрыта в инт. 2665–2689 м (24 м), представлена доломитами серыми мелко-тонкозернистыми, участками кавернозными. Верхняя подсвита вскрыта в инт. 2600–2665 м, представлена доломитами серыми, темно-серыми мелко-тонкозернистыми; прослоями глинистыми, с прослойками аргиллитов и мергелей, серых, зеленатово-серых, мощность – 65 м. Без разделения на подсвиты вскрыта в скважинах: 30 (инт. 2740–2809 м), 44 (инт. 2713–2801 м) и 45 (инт. 2649–2734 м). Здесь юряхская свита представлена чередованием пачек сероцветных доломитов и известняков, иногда водорослевых, глинистых доломитов, мергелей и аргиллитов.

Мощность юряхской свиты в скважинах выдержанная – 69 м (скв. 30), 85 м (скв. 38), 89 м (скв. 40), 85 м (скв. 45), 88 м (скв. 44).

В пределах рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ нижняя подсвита юряхской свиты вскрыта в разрезах Бысыгтыхских скважин в интервалах: 1567–1581 м (скв. 3), 1610–1624 м (скв. 2); в скв. 4 инт. 2045–2067 м и скв. 5 инт. 1994–2010 м. Сложена известняками и доломитами, серыми и темно-серыми с коричневым, редко с зеленоватым оттенками, с включениями кристаллов ангидрита. В нижней части подсвиты иногда отмечаются тонкие прослои глинистых доломитов. Мощность нижней подсвиты – 14 м (скв. 3), 14 м (скв. 2), 22 м (скв. 4), 32 м (скв. 5).

Верхняя подсвита вскрыта в интервалах: 1506–1567 м (скв. 3), 1540–1610 м (скв. 2), 1995–2045 м (скв. 4), 1941–1994 м (скв. 5). Сложена доломитами часто мергелистыми, участками глинистыми, известняками (иногда доломитистыми), с прослоями доломитовых мергелей и аргиллитов. Известняки и доломиты серые, темно-серые, с коричневатым или зеленоватым оттенком скрыто-мелкозернистые, иногда ведорослевые. Аргиллиты и мергели серого и темно-серого цветов с зеленоватым или коричневатым оттенками. Мощность верхней подсвиты – 61 м (скв. 3), 70 м (скв. 2), 50 м (скв. 4), 53 м (скв. 5) [Стратиграфия ..., 2016; Баташанова и др., 1989; Фортунатова и др., 2010].

Фаунистически свита в разрезах приведенных скважин не охарактеризована. На стратотипической Верхневилючанской площади определены водоросли *Renalcis polymorphus* (Masl.), *R. gelatinosus* Korde, *Girvanella* sp., микрофитолиты *Nubecularites problematicus* Masl., *N. punctatus* Reitl., *Hieroglyphites mirabilis* Reitl., *H. parvulus* Korol., позволяющие отнести юряхскую свиту к даниловскому горизонту верхнего венда [Решения ..., 1989].

Мощность юряхской свиты в скважинах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ: 64 м (скв. 35), 85 м (скв. 38), 89 м (скв. 40); Мархаро-Куондинской СФЗ: 75 м (скв. 3), 84 м (скв. 2), 72 м (скв. 4), 69 м (скв. 5), 69 м (скв. 30).

Манькайская свита (V_2mn) выделена Б. Д. Лопатиным, С. М. Табуновым и К. С. Забурдиным в 1964 г. в бассейне р. Мал. Куонамка [Демокидов

и др., 1964]. Представлена доломитами, строматолитовыми доломитами и известняками с прослоями глинистых доломитов, доломитовых мергелей, реже аргиллитов. Нижняя половина разреза отличается повышенной глинистостью и радиоактивностью пород. В то же время здесь присутствуют прослои гравелитов, песчаников и пропитанных жидкой нефтью битуминозных песчаных доломитов. По всему разрезу отмечаются гнезда и прослойки светло-серого ангидрита. Окраска пород в целом серая, в нижней четверти разреза – пестрая. Свита имеет несогласный контакт с подстилающей старореченской и согласный с перекрывающей эмяксинской свитами. Мощность свиты – 0–162 м. Породы содержат богатый комплекс катаграфий *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* Reitl., *V. tortuosus* Reitl., позволяющий отнести их к венду [Салихов и др., 2008]. В районе работ отложения манькайской, как и старореченской свит, предполагаются в пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ южнее северной рамки листа в подошве осадочного чехла не вскрытыми на эрозионной поверхности. Глубоких скважин здесь нет.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Билирская свита (Є₁bl) выделена по рекомендации второго коллоквиума по корреляции разрезов венда–кембрия Сибирской платформы по данным промысловой геофизики (Новосибирск, 1985) и МСС (Якутск, 1986) в практике нефтегазопромысловых работ [Граусман и др., 1983; Граусман, Жерновский и др., 1986]. По литологическим особенностям свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. На исследуемой территории билирская свита выделяется в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ и рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ. В Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ билирская свита вскрыта скв. 35 в инт. 3239–3320 м, подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита вскрыта скв. 35 в инт. 3284–3320 м, сложена доломитами с прослоями известняков и аргиллитов. Доломиты серые, темно-серые, иногда почти черные, коричневато-серые микро-, тонко-, мелкозернистые, в отдельных участках, возможно, водорослевые, иногда глинистые, ангидритизированные, местами известковистые, слабобитуминозные, с единичными мелкозубчатыми стилолитами, горизонтальнослоистые за счет тонких прослойков, обогащенных глинисто-органическим материалом, с зернами пирита, плотные, иногда трещиноватые. Известняки серые микро-тонкозернистые, прослоями коллоиднозернистые, иногда глинистые, доломитистые, плотные, участками трещиноватые. Аргиллиты зеленовато-серые плотные, иногда горизонтальнослоистые, с редкими тонкими пропластками доломита.

Палеонтологические остатки в разрезе скважины не обнаружены. В Мархинской опорной скважине (в 28 км восточнее рамки картируемой площади) подсвита содержит акритархи и микрофитолиты, относится к томмотскому ярусу.

Мощность нижней подсвиты в скв. 35 – 36 м.

Верхняя подсвита вскрыта скв. 35 в инт. 3239–3284 м. Сложена доломитами и известняками с прослоями мергелей, прорвана интрузией долеритов

в инт. 3244–3275 м. Доломиты серые, светло- и темно-серые микро-тонкозернистые, иногда глинистые, волнисто- и косослоистые за счет тонких редких прослоечков глинисто-органического материала. Известняки серые, темно-серые тонкозернистые, прослоями водорослевые, местами прерывисто-слоистые с тонким налетом темного органического вещества на поверхностях наложения, плотные, участками кавернозные за счет растворения каменной соли. Долериты темно-зеленовато-серые кристаллические, пиритизированные, плотные, на отдельных участках трещиноватые.

Мощность верхней подсвиты вместе с долеритами в скв. 35 – 45 м. Мощность билирской свиты в разрезе скв. 35 – 81 м. Свита стратиграфически согласна перекрывается сыгдахской свитой [Софьянникова, 1992].

На юго-восток от скв. 35 в пределах Сюджеро-Ботубинской СФЗ билирская свита вскрыта в скважинах: 38 – инт. 2494–2601 м; 40 – инт. 2523–2600 м; 45 – инт. 2561–2649 м; 44 – инт. 2627–2713 м. Сложена доломитами, участками глинистыми, известняками доломитистыми, аргиллитами, мергелями доломитистыми. Породы серые с коричневым и зеленоватым оттенками. Мощность свиты в скважинах: 107 м (скв. 38), 77 м (скв. 40), 88 м (скв. 45), 86 м (скв. 44).

В пределах рифовых участков Мархаро-Куондинской СФЗ нижняя подсвита билирской свиты вскрыта в разрезах Бысытыхских скважин в интервалах: 1423–1506 м (скв. 3), 1530–1540 м (скв. 2), 1958–1995 м (скв. 5). Сложена доломитами с прослоями известняков, аргиллитов и мергелей. Доломиты светло-серые, серые, темновато- и коричневатого-серые мелко-тонко-, и микро-зернистые, часто известковистые, реже глинистые. В шлифах эпигенетически перекристаллизованные, в прослоях с комковатой текстурой. Перекристаллизация межкомковатая. Порода пористая (2–15%), поры полигональные, округлые, щелевидные. Часть пор заполнена ангидритом. Известняки серые, коричневатого-серые, в них редкая сульфатизация гнездовидная, горизонтальные микро-трещины с примазками глинисто-органического вещества, редкие вертикальные, все трещины сульфатизированы. Микротекстура породы сгустковая, комковатая. Комки и сгустки округлые, тонко-микрозернистые, часто с нечеткими контурами. Аргиллиты темно-серые, зеленовато-серые, прослоями ангидритизированные.

Мощность нижней подсвиты: 33 м (скв. 3), 10 м (скв. 2), 65 м (скв. 4).

Верхняя подсвита вскрыта скважинами в интервалах: 1423–1473 м (скв. 3), 1470–1530 м (скв. 2), 1930–1958 м (скв. 4). Сложена известняками с прослоями доломитов и доломитовых мергелей. Известняки светло-серые, серые, коричнево-серые, реже с зеленоватым оттенком, микро-тонкозернистые, прослоями водорослевые, иногда доломитистые, прослоями ангидритизированные, пористые и кавернозные. Доломиты серые, темно- и светло-серые, микро-тонкозернистые, неравномерно известковистые, участками окремненные, глинистые, ангидритизированные, прослоями кавернозно-пористые. Мергели темно-серые и серые доломитовые, тонкогоризонтально-слоистые, с линзовидными включениями белого ангидрита.

В скважинах Сюджеро-Ботубинской СФЗ подсвита содержит комплексы акритарх, известковые водоросли, микрофитоциты, археоциаты, хиолиты и относится к томмотскому – низам атдабанского яруса.

Мощность верхней подсвиты – 50 м (скв. 3), 60 м (скв. 2), 28 м (скв. 4) [Баташанова и др., 1989].

Южнее, в скв. 30 (инт. 2670–2740 м) билирская свита сложена сероцветными известняками тонко-мелкокристаллическими, реже доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов. Стратиграфически свита рассматривается в составе суннагинского горизонта нижнего кембрия. Мощность билирской свиты в скв. 70 м [Фортунатова и др., 2010].

В скв. 35 инт. 2538–2555 м определены хиолительминты *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss.; хиолиты: *Allatheca* sp., *Egdetheca aldanica* Miss., *Turcutheca* sp., *Nicatheca* sp.; камбросклеротииды *Sachithes sacciformis* Mesh., *S. meshkovae* Fedor., *S. costulatus* Mesh., *S. proboscideus* Mesh.; ханцеллорииды *Allonia tripodophora* Dore et Reif., *Archiassterella* ex gr. *pentactina* Sdzuy, *Chancelloria* sp.; томмотииды *Camenella garbovskae* Miss.; ангустиокреиды *Tiksitheca* cf. *licis* Miss.; губки *Protospongia* sp., *Hexactinellida*; скелетные проблематики *Tommotitubulus savitskii* Fedor. относятся к томмотскому ярусу.

Мощность билирской свиты в скважинах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ: 107 м (скв. 38); Мархаро-Куондинской СФЗ: 83 м (скв. 3), 70 м (скв. 2), 65 м (скв. 4), 91 м (скв. 5), 70 м (скв. 30).

Эмяксинская свита (Є_{em}) выделена в 1956 г. М. Н. Злобиным по р. Эмяксин-Уреге (приток р. Мал. Куонамка), где расположен стратотип [Демокидов, 1956, 1958]. В пределах картируемой территории Мархаро-Куондинской СФЗ эмяксинская свита вскрыта в скважинах: 1 (инт. 1277–1291 м – остановлена в породах свиты), 2 (инт. 1290–1470 м), 3 (инт. 1175–1423 м), 4 (инт. 1642–1930 м), 5 (инт. 1691–1850 м), 10 (инт. 2247–2478 м), 30 (инт. 2505–2670 м). Представлена сероцветными известняками, водорослевыми известняками, пестроцветными мергелями, доломитами и аргиллитами с прослоями глинистых известняков и доломитов с ангидритом. По характеру отложений разрез свиты условно подразделяется на две пачки. Нижняя пачка представлена чередованием пестроцветных известняков (в основании пачки кавернозных) и глинистых известняков с прослоями красноцветных мергелей и аргиллитов. Верхняя пачка сложена однообразными массивными плотными известняками с прослоями водорослевых, органогенно-обломочных и археоциатовых известняков. Породы свиты согласно ложатся на породы манькайской и билирской свит.

В скв. 3 обнаружены хиолительминты *Torelloides* sp., *Torello* sp.; губки *Sulugurella* sp., *Dodecaactinella* sp., *Polyactinella* sp. (инт. 1298–1383 м). В скв. 5 трилобиты *Atdabanella* sp., археоциаты *Geocyathus botomaensis* (Zhur.), *Tumulocoscinus atdabanensis* Zhur., SSF *Rhombocorniculum cancellatum* (Cobb.), *Lenargyrion knappologicum* Bengts. (инт. 1701–1712 м), трилобиты *Hebediscus* sp., археоциаты *Fansycyathus lermontovae* Korsh. et Ros., *Fransua-saecyathus elegans* Okun., *Geocyathus latini* (Zhur.) и др. (там же, инт. 1712–1724 м), трилобиты *Judomia* sp., *Kootenia* sp., археоциаты *Fansycyathus lermontovae* Korsh. et Ros., *Geocyathus botomaensis* Zhur. и др., моллюски *Yochelcionella aichalica* Fedor., губки *Heterostella eleganta* Fedor. и др. (там же, инт. 1724–1747 м). В скв. 10 – хиолиты *Microcornus parvulus* Mambm, *Burithes* sp., спикулы губок класса *Demospongia* (инт. 2399–2410 м). В скв. 30 – трилобиты *Delgadella* sp., *Triangulaspis* sp., SSF *Archiasperella pentacrina* Sdzuy

(инт. 2488–2499 м), археоциаты *Tumuliolynthus* aff. *primigenius* Zhur., *Robustocyathus robustus* (Vol.), *Geocyathus botomaensis* Zhur., *SSF Mobergella* sp., *Torennella biconvexa* Miss. (там же, инт. 2604–2614 м). Комплексы фауны позволяют отнести вмещающие отложения к верхам томмотского – атдабанского ярусам нижнего кембрия [Стратиграфия ..., 2016].

Мощность эмяксинской свиты – 14 м (скв. 1 остановлена в породах свиты), 180 м (скв. 2), 248 м (скв. 3), 288 м (скв. 4), 159 м (скв. 5) и 231 м (скв. 10), 165 м (скв. 30).

Сыгдахская свита (Є₁sd) выделена А. О. Ефимовым и Н. В. Мельниковым [Решения ..., 1989]. Стратотип находится в скв. Шеинская 1 (инт. 1369–1676 м). Название дано по оз. Сыгдах. Согласно залегает на билирской свите, перекрывается эльгянской и удачнинской свитами. В пределах исследуемой территории Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ вскрыта скважинами: 35 (инт. 2912–3159 м, в инт. 3159–3239 м прорвана интрузией долеритов), 38 (инт. 2168–2494 м), 40 (инт. 2313–2523 м), 44 (инт. 2415–2627 м), 45 (инт. 2349–2561 м). Сложена пестроцветными доломитами, известняками и мергелями. Доломиты серые, светло- и темно-серые тонко-микрозернистые, иногда водорослевые, в различной степени битуминозные, известковистые, глинистые, ангидритизированные, слабозасолоненные, с мелкозубчатыми стилолитами, плотные, участками кавернозные и вертикально-трещиноватые. Известняки серые, темно-серые, зеленовато-серые мелко-тонкозернистые, иногда с комковато-сгустковой текстурой, прослоями коллоидно-зернистые, в значительной степени глинистые, доломитистые, пятнисто сульфатизированные, с пропластками глинисто-органического вещества, плотные. Мергели серые, темно-серые, зеленовато-серые, буровато-коричневые плитчатые, крепкие.

В скв. 35 обнаружены: археоциаты *Rhabdolyynthus conicus* Zhuravleva, *Dokidocyathus* sp., *Fallocyathus apehes* Sundukov, *F. accomodatus* Sundukov, *Erismacoscinus aculeatus* (Sundukov) и др.; эокриноидеи *Tanchacystis radiosus* Rozhnov et Fedorov, *Sibirecystis glabellus* Rozhnov et Fedorov; хиолительминты *Torelrella biconvexa* Meshkova, *Torelloides giganteum* Meshkova и др.; томмотииды, ханцеллорииды *Archiasterella pentactina* Sdzuy и др.; губки *Dodecaactinella furcata* (Mostler) и др. (инт. 2986–2997 м), позволяющие отнести вмещающие отложения к подошве атдабанского яруса нижнего кембрия. Археоциаты: *Fallocyathus apehes* Sundukov, *F. accomodatus* Sundukov, *Nocho-roicyathus* sp., *N. cf. osensis* (Zhuravleva), *Dictyocyathus* ex gr. *salairicus* Vologdin; томмотииды *Lapworthella lucida* Meshkova, *Esakovella grigorievae* Fedorov; эокриноидеи *Tanchacystis radiosus* Rozhnov et Fedorov, *Sibirecystis glabellus* Rozhnov et Fedorov; хиолительминты *Torelrella biconvexa* Missarzhevsky, *Hyolithellus* sp.; ханцеллорииды *Archiasterella pentactina* Sdzuy и др. (инт. 3030,4–3044,9 м). Хиолиты *Spinulitheca billingsi* (Sysoiev), *Ladatheca annae* (Sysoiev), *Loculitheca annulata* (Sysoiev), *Turcutheca crasseocochlia* (Sysoiev), *Laratheca nana* Missarzhevsky, *Mooritheca degeeri* (Holm), *Uniformitheca* sp., *Egdetheca aldanica* Missarzhevsky, *Exilitheca multa* Sysoiev, *Majatheca* sp., *Tetratheca clinisepta* (Sysoiev), *Burithes* sp. и др.; моллюски *Barskovia hemisymmetrica* Golubev, *Securicornus* sp., *Bemella parula* (Missarzhevsky), *Mastakhella incurva* Missarzhevsky, *Watsonella crosbyi* Grabau; брахиоподы, губки *Sulugurella sulugurica* Fedorov, *S. cf. composita* Fedorov, *Do-*

decaactinella furcata (Mostler), *D. oncera* Reid, *Sardospongia triradiata* Mostler, *Pseudosardospongia* sp. и др., хиолительминты *Hyolithellus tenuis* Missarzhevsky, *H. micans* Billings, *H. vladimirovae* Missarzhevsky, *H. grandis* Missarzhevsky, *H. isiticus* Missarzhevsky, *H. insolitus* Grigorieva, *Torellella curva* Missarzhevsky, *T. lentiformis* (Sysoiev), *Torelloides giganteum* Meshkova, *Pseudorthotheca rotundicincta* Cobbold; халкиерииды *Halkieria sacciformis* (Meshkova), *Sachithes proboscideus* Meshkova и др.; ханцеллорииды *Monospinites simplex* Sayut., *Allonnia tripodophora* Dore et Reid, *A. stelliforma* Vasiljeva, *Archiasterella pentactina* Szuy, *A. tetractina* Vasiljeva, *Chancelloria* sp.; конодонтоподобные *Rhombocorniculum* sp., *Fomitichella acinaciformis* Missarzhevsky; ангустиокреиды *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky, *C. plicativus* Valkov, *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky, *Conotheca mammilata* Missarzhevsky, *C. tenuis* Missarzhevsky, *Tiksitheca* sp., *Jacutiochrea* sp. и др.; томмотииды *Camenella plana* (Missarzhevsky), *?Lapworthella fasciculata* Conway Morris et Bengtson; прочие проблематики *Archaeopetatus excavatus* Conw. et Bengtson, *Cupittheca mira* (He), *Ocruranus* sp., *Coleolella billingsi* (Sysoiev), *Coleoloides trigeminatus* Missarzhevsky, *C. typicalis* Walcott, *Tommotitubulus savitzkii* Fedorov, *Mobergella radiolata* Bengtson, *Sunnaginia* sp., *Bucanotheca* sp. (инт. 3090,3–3110,2 м). Эти комплексы окаменелостей позволяют рассматривать вмещающие их отложения в составе атдабанского яруса нижнего кембрия. В скв. 38 собраны хиолительминты: *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. ex gr. vladimirovae* Miss.; хиолиты *Majatheca* sp.; томмотоиды *Camenella admiranda* (Miss.), *Lapworthella* sp.; ханцеллорииды *Archiasterella* sp.; проблематика *Modergella* sp. (инт. 2458–2470 м), позволяющие предположить для вмещающих отложений томмотский ярус нижнего кембрия [Стратиграфия ..., 2016].

На основании всех вышеприведенных комплексов окаменелостей возраст сыгдахской свиты принимается как томмотский – низы атдабанского ярусов нижнего кембрия.

Мощность сыгдахской свиты – 327 м (скв. 35), 210 м (скв. 40), 212 м (скв. 44), 212 м (скв. 45).

Эльгянская свита (Є_{el}) выделена А. К. Бобровым в 1959 г. в разрезах, обнажившихся по левому притоку Олёкмы – р. Эльгян, где расположен стратотип. Согласно залегают на сыгдахской и перекрывается толбачанской свитами [Граусман и др., 1983, 1986, 1989; Граусман, 1989].

На исследуемой территории Сюджеро-Ботуобинской СФЗ вскрыта скважинами: 35 (инт. 2856–2912 м), 38 (инт. 2111–2168 м), 40 (инт. 2258–2313 м), 44 (инт. 2365–2415 м), 45 (инт. 2296–2349 м). Сложена доломитами и известняками. Доломиты серые, светло-серые, коричневато-серые тонко-, микрозернистые слабоизвестковистые, битуминозные, местами глинистые, ангидритизированные, иногда кавернозные, с тонким налетом глинисто-органического вещества по плоскостям наслоения. Известняки серые, иногда буровато-серые тонко-мелкозернистые, плотные [Софьянникова, 1992].

Фаунистически свита в разрезах скважин не охарактеризована. По положению в разрезе, выше фаунистически охарактеризованной сыгдахской свиты, относится к атдабанскому ярусу нижнего кембрия.

Мощность свиты – 56 м (скв. 35), 57 м (скв. 40), 50 м (скв. 44), 53 м (скв. 45).

Толбачанская свита (\mathcal{C}_1tl) выделена А. К. Бобровым в 1945 г. в естественных обнажениях по р. Лена у устья р. Толбачан, где в 1959 г. составлен ее стратотипический разрез [Граусман и др., 1983, 1939; Граусман, 1989; Граусман и др., 1986]. На исследуемой территории выделяется в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ, где вскрыта скважинами: 35 (инт. 2494–2856 м), 38 (инт. 1794–2111 м), 40 (инт. 1933–2258 м), 44 (инт. 1917–2365 м), 45 (инт. 1831–2296 м). Согласно залегает на эльгянской свите и перекрывается олёмминской свитой.

В скв. 35 (инт. 2498–2856 м) свита сложена доломитами, глинистыми доломитами с прослоями аргиллитов, мергелей и известняков. Доломиты серые, светло- и темно-серые, иногда коричневато-серые тонко-микрозернистые, прослоями коллоиднозернистые, в значительной степени глинистые, известковистые, в отдельных участках битуминозные, ангидритизированные, плотные, местами кавернозные и вертикально трещиноватые. Известняки серые, темно-серые тонко-мелкозернистые, прослоями комковатые, онколитовые, иногда доломитовые, на отдельных участках с гнездами светло-серого ангидрита, плотные, местами кавернозные. Мергели и аргиллиты зеленовато- и буровато-серые толстоплитчатые, плотные. В инт. 2620–2676 м прорвана интрузией долеритов [Софьянникова, 1992].

В скв. 45 толбачанская свита разделена на подсвиты. Нижняя – в инт. 2144–2296 м сложена доломитами серыми, буровато-серыми плотными, иногда глинистыми. Известняками серыми, буровато-серыми тонко-мелкозернистыми, мощность – 152 м. Верхняя подсвита вскрыта в инт. 1831–2144 м, представлена переслаиванием доломитов, известняков, мергелей, аргиллитов. Доломиты серые, коричневатые микро-, тонкозернистые, нередко глинистые, ангидритистые, местами засоленные. Ангидрит игольчато-волоконистый. Известняки темно-серые, коричневые тонкозернистые комковатые, иногда трещиноватые. Мергели и аргиллиты серые часто с коричневатым и зеленоватым оттенком, участками тонкослоистые. В инт. 1868–2002 м толбачанская свита прорвана интрузией долеритов [Софьянникова, 1992].

Фаунистически свита в разрезе скважин не охарактеризована. В скв. 35 располагается непосредственно выше эльгянской свиты с органическими остатками низов атдабанского яруса. По положению в разрезе толбачанская свита относится к атдабанскому ярусу.

Мощность свиты вместе с долеритами в скважинах: 35 – 362 м, 38 – 317 м, 40 – 325 м, 44 – 448 м, 45 – 465 м.

Олёмминская свита (\mathcal{C}_1olk) выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нецаевой в 1942 г. Типовой разрез в естественных обнажениях по р. Олёмка, правом притоке р. Лена [Арсеньев и др., 1942; Граусман и др., 1983, 1989; Граусман и др., 1986]. На исследуемой территории выделяется в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ, где вскрыта скважинами: 35 (инт. 2393–2494 м), скв. 38 (инт. 1688–1794 м), скв. 40 (инт. 1827–1933 м), скв. 44 (инт. 1818–1917 м), скв. 45 (инт. 1746–1831 м). Согласно залегает на толбачанской свите. Сложена доломитами и известняками серыми, светло- и темно-серыми, иногда с коричневатым оттенком, тонко-мелкозернистыми, битуминозными, плотными. На отдельных участках доломиты известковистые, известняки доломитистые, иногда горизонтальнослоистые за счет тонких слоев глинистого материала, обогащенного темным органическим веществом.

В скв. 38 в олёмминской свите определены: трилобиты *Bathyriscellus convexus* Suvogova, *Protolenidae*; брахиоподы *Obolella* sp. (инт. 1693–1704 м); трилобиты *Bathyriscellus convexus* Suvogova и др. (1726 м), позволяющие отнести вмещающие их отложения к ботомскому ярусу нижнего кембрия.

Мощность олёмминской свиты: в скв. 35 – 101 м, скв. 38 – 106 м, скв. 40 – 106 м, скв. 44 – 99 м, скв. 45 – 85 м [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992; Фортунатова и др., 2010].

Чарская свита ($\text{C}_1\text{c}r$) выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в 1942 г. в естественных обнажениях по р. Чара, бассейна р. Олекма, где расположен стратотип [Арсеньев и др., 1942; Граусман и др., 1983; Граусман и др., 1989; Граусман, 1989; Граусман и др., 1986]. На исследуемой территории в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ вскрыта скважинами: 35 (инт. 1958–2393 м, прорвана интрузией долеритов в инт. 2048–2167 м); 38 (инт. 1277–1688 м, прорвана интрузией долеритов в инт. 1415–1488 м); 40 (инт. 1226–1827); 44 (инт. 1203–1818 м); 45 (1251–1746 м), прорвана интрузиями долеритов в интервалах 1350–1401 м и 1474–1515 м). Представлена доломитами, глинистыми доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов и ангидритов. Доломиты серые, темно-серые, со слабым коричневатым оттенком, микро-, тонкозернистые, слабоизвестковистые, глинистые, с темно-коричневым битумом по плоскостям наслонения и по трещинам, ангидритизированные плотные, иногда кавернозные за счет растворения каменной соли. Известняки серые, светло- и темно-серые, тонко-мелкозернистые, на отдельных участках глинистые, доломитизированные, ангидритизированные, иногда засоленные, с мельчайшими зернышками пирита, плотные, участками трещиноватые и кавернозные. Мергели серые, зеленовато-серые тонкоплитчатые, горизонтальнослоистые, плотные. Аргиллиты зеленовато-серые, темно-серые, иногда известковистые плотные. Ангидрит светло-серый, серый мелкозернистый, с редкими тонкими прослойками засоленной глинисто-карбонатной породы.

Залегает согласно на олёмминской, перекрывается ичерской свитами. За пределами площади охарактеризована немногочисленными органическими остатками, среди них трилобиты *Parapoliella obrutschevi* (Lerm), *Pseudo-eteraspis aldanensis* Chern. и др. Стратиграфически рассматривается в составе тойонского яруса нижнего кембрия.

Мощность чарской свиты в скважинах: 35 – 435 м (с долеритами), 38 – 411 м (с долеритами), 40 – 601 м, 44 – 615 м, 45 – 495 м (с долеритами) [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992; Фортунатова и др., 2010].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Согласно Легенде Анабаро-Виллойской серии листов ГК-1000/3 в пределах рифогенной системы, разделяющей Лено-Тунгусскую СФО и Юдомо-Оленёкскую СФО, под верхнекембрийскими отложениями вскрыт мощный и сложный комплекс органогенно-обломочных ниже-среднекембрийских образований барьерной рифовой зоны мощностью в несколько сот метров, сложенный светлыми неслоистыми известняками и доломитами. Широко распространены эпифитоновые разности, различные обломочные карбонатные образования, разнозернистые известняковые песчаники, гравелиты, об-

ломочно-детритовые и шламовые породы с многочисленной и разнообразной фауной, формировавшиеся в изменчивых фациальных обстановках. В соответствии с фациальной зональностью для района выделяются два типа разреза межрифовый в стратиграфическом объеме куонамской свиты ($\mathcal{C}_{1-2}kn$) и рифовый – в объеме удачининской свиты ($\mathcal{C}_{1-2}ud$).

Куонамская свита ($\mathcal{C}_{1-2}kn$) выделена К. К. Демочкиным в 1957 г. [Демочкин, 1956] в естественных обнажениях по притоку Анабара – р. Мал. Куонамка, на которой расположен стратотип свиты. В качестве лектостратотипа используется разрез на р. Мал. Куонамка, вблизи пос. Джелинда [Савицкий, 1959]. На исследуемой территории распространена в Мойеро-Оленёкской СФЗ (предположительно) и межрифовом разрезе Мархаро-Куондинской СФЗ, одного возраста с частью удачининской свиты, но имеет принципиально иное строение, состав и мощность. В межрифовом разрезе вскрыта скв. 10 (инт. 2023–2247 м), где согласно залегает на отложениях эмяксинской и перекрывается оленёкской свитами. Представлена тонкопереслаивающимися серыми, темно-серыми, почти черными мергелями, кремнистыми аргиллитами, битуминозными известняками, микрозернистыми известковистыми доломитами. Породы обогащены рассеянным органическим и кремнистым веществом.

Фаунистически свита в разрезе скважины не охарактеризована. За пределами площади в береговом обнажении в среднем течении р. Оленёк (18 км ниже по течению от пос. Оленёк. Лист R-49-XXXV) в разрезе куонамской свиты определены комплексы трилобитов пограничного интервала нижнего и среднего кембрия: зоны *Delgadella ultima* – *Bergeroniellus expansus*, *Lermontovia dzevanovskii* – *Neopagetina orbiculata* и слои с *Tomagnostus fissus-Paradoxides sacheri* [Гусев и др., 2017]. Возраст свиты рассматривается как нижний–средний кембрий (ботомский–амгинский ярусы).

Мощность куонамской свиты в скв. 10 составляет 224 м, в т. ч. 102 м мощность интрузии долеритов [Фортунатова и др., 2010].

Ичерская свита ($\mathcal{C}_{1-2}i\check{c}$) впервые выделена А. К. Бобровым в обнажении на левом берегу р. Лена, ниже устья р. Ичера в 1962 г. [Граусман и др., 1983, 1986, 1989; Граусман, 1989]. На исследуемой территории выделяется в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ, где вскрыта скважинами: скв. 35 инт. 1904–1958 м, скв. 38 – 1236–1277 м; скв. 40 – инт. 1180–1226 м; скв. 44 – инт. 1156–1203 м; скв. 45 – инт. 1212–1251 м. Сложена известняками и доломитами. Известняки серые, темно-серые мелкозернистые доломитистые, слабопиритизированные плотные. Доломиты серые, темно-серые тонко- мелкозернистые известковистые, битуминозные, неравномерно сульфитизированные, кавернозные за счет растворения каменной соли, трещиноватые. Трещины горизонтальные, извилистые, ветвящиеся, шириной 0,02 мм, заполненные глинисто-органическим материалом с примесью пирита. Залегает согласно на чарской свите и перекрывается метегерской.

Фаунистически свита в разрезе скважины не охарактеризована. За пределами площади в скв. Средне-Ыгыаттинская 2630 присутствуют трилобиты: *Bathynotus namanensis* Lermontova, *Namanoia* cf. *namanensis* Lermontova (инт. 1461–1469 м). Согласно актуализированной Легенде Анабаро-Виллюйской серии Госгеолкарты-1000/3 (Видик и др., 2019), возраст свиты нижний–средний кембрий (верхи тойонского – низы амгинского ярусов).

Мощность ичерской свиты в скв. 35 – 54 м, 38 – 41 м, 40 – 46 м, 45 – 39 м, 44 – 47 м [Стратиграфия ..., 2016: Софьянникова, 1992].

Удачининская свита (Є_{1-2ud}) впервые выделена Ю. А. Шабановым в 1983 г. [Шабанов и др., 1987]. Стратотип расположен на исследуемой территории на северо-восточном фланге месторождения тр. Удачная, в 700 м от Восточного рудного тела – скв. 316, инт. 904,6–1400 м; парастратотип здесь же – скв. 308, инт. 892–1500 м. Слагает рифовый тип разреза Мархаро-Куондинской СФЗ. Выделялась под названием «айхальская рифогенная толща». У восточной рамки листа, вдоль северо-восточной границы Далдыно-Мархинской карбонатной банки вскрыта скважинами: 1 (инт. 1120–1277 м), 2 (инт. 577–1290 м), 3 (инт. 549–1175 м), на юго-западной границе карбонатной банки – скважинами: 4 (инт. 1030–1642 м) и 5 (инт. 892–1691 м). Представлена светлыми неслоистыми известняками, иногда неясно-полосчатыми; разномерными известняковыми песчаниками, эпифитоновыми известняками, обломочно-детритовыми (иногда ракушняками) и шламовыми известняками. Доломитизация известняков слабая, неравномерная: рассеянная и полосчатая диагенетическая. На участках наиболее интенсивной перекристаллизации кальцита и доломитизации породы неравномерно пористые. Открытая пористость – 3–10 % по шлифам. На севере рифового обрамления Иркутско-Олёкминской карбонатной платформы мощность удачининской свиты значительно возрастает, здесь она вскрыта скв. 30 в инт. 1232–2505 м, представлена чередованием пачек (мощностью до 150 м) сероцветных массивных доломитов и известняков водорослевых, пачек переслаивания доломитов водорослевых, доломитов глинистых, доломитовых и известковых песчаников. Породы участками и послойно пористо-кавернозные. Согласно залегает на эмяксинской свите (скв. 30), перекрывается согласно хабардинской (скв. 30) и чукукской (скважины 1, 2, 3, 5) свитами.

В удачининской свите собраны многочисленные ископаемые организмы. В стратотипическом разрезе скв. 308 – трилобиты *Chondragraulos minussensis* Lermontova, *Granularaspis* sp. и др. (инт. 1487–1500 м); *Anabaraspis splendens* Lermontova, *Granularaspis* sp., *Dinesus granulosus* (Lermontova), *Chondragraulos* (*Antagmopleura*) *necopina* Egorova и др. (инт. 1442–1487 м); *Chondranomocare bidjensis irbinica* Repina, *Schistocephalus* sp., *Kootenia amgensis* Chernysheva, *Dinesus granulosus* (Lermontova) (инт. 1401–1442 м); *Kounamkites insuetus* Lazarenko, *K. levis* Lazarenko, *K. frequens* Chernysheva, *Chondranomocare bucculentum* Lazarenko, *Dolichometopus perfidelis* Egorova, *Pseudanomocarina plana* Chernysheva, *Gaphuraspis inflata* Chernysheva, *Dinesus granulosus* (Lermontova) и др. (инт. 1353–1401 м); *Pseudanomocarina aojiformis* Chernysheva, *Chondranomocare* sp. (инт. 1301–1358 м); *Solenopleura patula* Egorova, *Bolaspida alexandrae* Egorova, *Dilatilimbus gratus* (Egorova et Shabanov), *Poriagraulos frivolis* Egorova et Shabanov, *Pseudanomocarina plana* Chernysheva, *Kootenia amgensis* Chernysheva, *Amgaspis parva* Ogienko, *Corynexochus solitus* Egorova и др. (инт. 1125–1301 м); *Semicyclocephalus flexilis* Egorova, *Urjungaspis* sp. и др. (скв. 306, инт. 1100–1147 м), *Irinia* sp. и др. (инт. 1100–1125 м). В скв. 3 в инт. 761–767 и 850–860 м обнаружены брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lermontova, в инт. 860–868 м трилобиты *Binodaspis* sp., *Bathyriscellus viduus* Suvorova и др. В скв. 5 собраны трилобиты:

Pseudanomocarina cf. *plana* Chernysheva, *Chilometopus* sp., *Chondranomocare* sp. и др. (инт. 1461–1471 м); *Chondranomocare speciosum* M. Romanenko, *Pseudanomocarina* sp., *Gaphuraspis inflata* Chernysheva (инт. 1270–1278 м); *Pseudanomocarina?* sp. (инт. 1061–1071 м). В скв. 30 трилобиты *Olenellidae*, SSF *Lenargyrion knappologicum* Bengtson и др., губки *Sardospongia triradiata* Mostler, *Sulugurella composita* Fedorov и др. (инт. 2300–2309 м). Трилобиты *Bonnia* sp., SSF *Rhombocorniculum cancellatum* (Cobbold), *Protohertzina cultrata* Missarzhevsky и др., губки *Probetractina polymorpha* Reid и др. (инт. 2350–2369 м). Трилобиты *Delgadella lenaica* (Toll), *Triangulaspis annio* (Cobbold), SSF, губки *Dodecaactinella furcata* (Mostler) и др. (инт. 2369–2379 м), археоциаты *Nochorocyathus kokoulini* Korshunov, *N. heteroporatus* (Sundukov), *Rotundocyathus sublenaicus* (Korshunov et Rozanov), *Plicocyathus platiseptatus* (Zhuravleva), *Geocyathus botomaensis* (Zhuravleva), *Coscinocyathus isointervallum* Zhuravleva (инт. 2300–2309 м, 2369–2379 м). Иглокожие *Sibirerocrinus reticulatus* Rozhnov et Fedorov и др., губки *Tanchajella aculeata* Fedorov, *Heterostella eleganta* Fedorov и др., SSF *Archiasterella pentactina* Sdzuy (инт. 2408–2424 м). Трилобиты *Perrector* (Resserops) *delicatus* Repina, археоциаты *Nochorocyathus* sp., *Geocyathus* sp. (инт. 2240–2249 м).

На основании комплексов окаменелостей и согласно актуализированной серийной легенде (Видик и др., 2019) возраст удачининской свиты принимается в объеме нижний кембрий, ботомский ярус – средний кембрий, майский ярус.

Мощность удачининской свиты в стратотипе скв. 316 – 495 м, парастратотипе скв. 308 – 608 м; в скважинах: 1 – 157 м, 2 – 713 м, 3 – 626 м, 4 – 612 м, 5 – 799 м, 30 – 1273 м [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Метегерская свита (*Є₂mt*) впервые выделена А. К. Бобровым и С. А. Бобровой в обнажениях по левобережью р. Лена, ниже р. Солянка, названа по горе Метегер в 1957 г. [Граусман и др., 1983, 1986, 1989; Граусман, 1989]. На исследуемой территории выделяется в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ, где вскрыта скважинами: 35 (инт. 1698–1904 м), 38 (1066–1236 м), 40 (938–1180 м), 44 (922–1156 м), 45 (968–1212 м). Согласно залегает на ичерской, перекрывается хабардинской свитами (скважины 33, 38, 40, 44, 45). Сложена доломитами, известняками, мергелями, аргиллитами, иногда с прослоями ангидритов и каменной соли (по геофизическим данным выделяются два прослоя соли толщиной 3,6 и 0,8 м). Доломиты серые, светло- и темно-серые, буровато-серые тонко-мелкозернистые, прослоями коллоиднозернистые, иногда глинистые, нередко битуминозные, известковистые, слабосульфатизированные, с поверхности кавернозные, с прослоями и включениями глинисто-органического вещества. Каменная соль белая, светло-серая, розовато-бурая, кристаллическая. Известняки серые, светло-серые тонко-, мелко-, среднезернистые, участками доломитизированные, иногда глинистые, пиритизированные, плотные. Мергели буровато-коричневые, зеленовато-серые толстоплитчатые, плотные. Аргиллиты темно-зеленовато- и коричневатого-серые неясногоризонтальнослоистые плотные.

Палеонтологические остатки в разрезе скважины не обнаружены. По положению в разрезе метегерская свита относится к амгинскому ярусу [Граусман, 1989].

Мощность метегерской свиты в скв. 35 – 206 м, 38 – 170 м, 40 – 242 м, 45 – 244 м, 44 – 234 м [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992].

Оленёкская свита (Є_{2ol}) выделена Г. Г. Моором, Б. Н. Рожковым, Б. В. Ткаченко в 1934 г. [Моор и др., 1934]. Стратотип расположен на площади соседнего листа R-49-XXXV в верхнем течении р. Оленёк. На исследуемой территории в пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ выходит на современный эрозионный срез узкой полосой вдоль восточной части северной рамки листа Q-49. Представлена в нижней части серыми, в верхней – пестроцветными известняками, глинистыми и алевритистыми известняками с прослоями обломочных известняков. Мощность свиты здесь – 70–150 м. Показана на карте в составе объединенных оленёкской, джахтарской и силигирской свит. Южнее в Мархаро-Куондинской СФЗ вскрыта скв. 10 в инт. 1824–2023 м, мощность – 199 м. Сложена переслаивающимися зеленовато-серыми тонкоплитчатыми глинистыми известняками и красновато-бурыми мергелями. В мергелях встречаются отдельные прослои массивных известняков. Верхняя часть разреза представлена пестроокрашенными глинисто-карбонатными отложениями. Залегает согласно на подстилающих отложениях куонамской свиты, согласно перекрывается джахтарской и зеленоцветной свитами.

В скв. 10 в отложениях свиты найдены трилобиты *Centropleura* sp., *Megagnostus* sp. и др. (инт. 1936–1946 м), характерные для нижней половины майского яруса. Согласно актуализированной серийной легенде (Видик и др., 2019) возраст оленёкской свиты принимается в пределах верхов амгинского – низов майского ярусов среднего кембрия.

Джахтарская свита (Є_{2dg}). Стратотип выделен В. В. Петропавловским [Краснов и др., 1955] по притоку р. Оленёк – р. Джахтар. Стратотипической местностью является бассейн верхнего течения р. Оленёк. На соседнем с севера листе R-49 в составе свиты выделяются две толщи [Леонов, 1969]. В нижней мощностью 50–60 м наблюдается несколько пачек бордово-красных известняков и мергелей с подчиненными прослоями голубовато-серых слоев того же состава с многочисленными остатками трилобитов *Centropleura oriens* Lerm., *Solenopleura zwerevi* Lerm., *Megagnostus glandiformis* (Ang.), *Anomocarioides limbatum* (Ang.), *A. limbataeformis* Lerm., *Forchhammeria elegans* Lerm. и др. Верхняя толща мощностью 110–120 м отличается резким преобладанием зеленоцветных известняков и мергелей, красные, коричневые, бордовые присутствуют в виде отдельных прослоев в низах толщ. Характерна ритмичность в переслаивании известняков и мергелей и обилие фаунистических остатков *Anomocarina siberica* Holm et West., *A. obscura* N. Tchern., *A. splendens* Lerm., *Lejopyge laevigata* Dalm., *Forchhammeria elegans* Lerm., *Anomocarioides limbatum* (Ang.), *A. limbataeformis* Lerm., *Solenopleura zwerevi* Lerm. и др. [Гусев и др., 2017]. В районе исследований небольшой выход отложений джахтарской свиты на современном эрозионном срезе закартирован в пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ у северной рамки листа Q-49 в тальвеге долины р. Оленёк и устьях его притоков между правыми притоками Орё-Курунгнах и Тырыннах. На остальной территории листа в

пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ свита перекрыта более молодыми отложениями. Залегает согласно на подстилающих отложениях оленёкской свиты и перекрывается силигирской. Возраст джахтарской свиты – средняя часть майского яруса среднего кембрия.

Силигирская свита ($\text{Є}_2\text{sl}$) выделена В. В. Петропавловским в 1955 г. [Краснов и др., 1955]. Названа по р. Силигир, правому притоку р. Оленёк. Местонахождение типового разреза не указано. Согласно подстилается джахтарской свитой и со скользящим контактом перекрывается чукукской свитой. В районе исследований в Мойеро-Оленёкской СФЗ на современном эрозионном срезе в междуречье Оленёк–Силигир (северо-восточный угол листа Q-49) свита широко распространена, как и в юго-восточной части соседнего с севера листа R-49. Здесь при проведении геологосъемочных работ в составе свиты выделяли и картировали две подсвиты [Государственная ..., 1979].

Нижняя подсвита – известняки кристаллические, алевроитовые, глинистые и водорослевые с прослоями известняковых конгломерато-брекчий и мергелей. По всему разрезу собраны многочисленные остатки *Anomocarina siberica* (Holm. et West.), *A. polarica* Pokr., *A. evidens* N. Tchern., *Anomocarioides* ex gr. *speciosus* N. Tchern., *Aldanaspis punctatus* Lerm., *A. truncata* Lerm., *A. ex gr. truncata* Lerm., *Maiaspis mirabilis* N. Tchern., *Shoriella optata* N. Tchern., *Surahia formosa* Pokr., *Onchonotellus* sp. nov., *Paracoosia* sp., *Pseudanomocarina giganta* Pokr., *Calvinella* sp., *Lomsucaspis* sp., *Crepicephalina* sp. и др. Мощность – 20–300 м.

Верхняя подсвита выделяется пестрой окраской, обладает косой слоистостью, часто наблюдаются волноприбойные знаки, следы течения, трещины усыхания. Нижняя часть разреза представлена чередованием пачек серовато-зеленых, коричневато-желтых и розовато-серых массивных известняков с глинистыми известняками тонкоплитчатыми и с прослоями голубовато-серых мергелей, гнездами (до 5 мм) голубого целестина. В этой части разреза обнаружены *Schoriella optata* N. Tchern., *Coosia crassa* N. Tchern., *Aldanaspis* ex gr. *truncata* Lerm., *Anomocarides* sp. и др. В верхней части разреза менее характерны глинистые известняки и мергели. Появляются прослой алевроитовых известняков, наблюдаются редкие маломощные прослой доломитизированных и мелкообломочных известняков. Преобладающая окраска пород зеленоватосерая. Обнаружены многочисленные остатки *Anomocarina siberica* (H. et Wgard), *A. obscura* N. Tchern., *A. splendens* Lerm., *Schoriella optata* N. Tchern. и др. Завершает разрез верхней подсвиты пачка переслаивающихся известняков светло-серых тонко- и среднеплитчатых с остатками трилобитов *Anomocarina splendens* Lerm., *A. siberica* (H. et Wgard), брахиопод *Eoorthis* sp. и др. Мощность подсвиты – 120–350 м.

На основании приведенных комплексов окаменелостей возраст силигирской свиты принимается в пределах верхней части майского яруса среднего кембрия [Покровская, 1954; Чернышева, 1955; Стратиграфия ..., 2016].

Оленёкская, джахтарская и силигирская свиты объединенные ($\text{Є}_{2\text{ol-sl}}$). Мощности отложений этих трех свит, широко развитых в пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ на востоке и особенно на юго-востоке листа R-49 [Гусев и др., 2017] резко сокращаются (листы R-49-XXXI–XXXIII) и переходят на север листа Q-49 (листы Q-49-I–III). Здесь, в пределах юго-западного окончания Мойеро-Оленёкской СФЗ, площади выходов каждой из

свит незначительны и их отражение ограничено разрешающей способностью карты масштаба 1 : 1 000 000. По мере уменьшения мощностей отложений изменяются также их состав и литологические особенности. Известняки замещаются доломитистыми известняками, известковистыми доломитами и доломитами. Цвет пород становится серый, желтый и коричневый. Многочисленные знаки подводной ряби, струйчатости течений и трещины усыхания на поверхности пластов. Фаунистические остатки объединенных свит – трилобиты *Bonneterrina* ex gr. *sachaica* Ros., *Koldiniella* sp., *Koldinia minor* Kob., *Catuniella* sp. и др., а также граптолиты *Dithecodendrum sibiricum* Obut свидетельствуют об их принадлежности к майскому ярусу среднего отдела кембрийской системы. Объединенные свиты залегают согласно на отложениях куонамской свиты яруса нижнего–среднего кембрия и также согласно перекрываются чукукской свитой верхов среднего кембрия. Мощность объединенных свит – 120–380 м.

Зеленоцветная свита ($\text{C}_{2\text{zl}}$) впервые выделена М. Н. Злобиным в 1958 г. [Демокидов, 1958], стратотипическая местность – бассейн р. Оленёк. Названа по цвету слагающих пород. Чаще всего используется в качестве синонима объединенных джахтарской и силигирской свит майского яруса среднего кембрия в случаях, когда их разделение вызывает затруднение. В пределах картируемой территории Мархаро-Куондинской СФЗ отложения зеленоцветной свиты на современный эрозионный срез не выходят. Вскрыта скв. 10 в инт. 1542–1824 м, залегают согласно на оленёкской свите. Сложена светло-серыми и зеленовато-серыми известняками с прослоями водорослевых и глинистых известняков и мергелей. В нижней части разреза отмечаются прослой доломитов и аргиллитов.

В отложениях свиты в скв. 10 определены трилобиты *Megagnostus* sp., Anomocaridae (инт. 1729–1738 м), характерные для верхов майского яруса. Мощность зеленоцветной свиты – 282 м.

Хабардинская свита ($\text{C}_{2\text{hb}}$) выделена М. В. Михайловым и Ю. И. Тесаковым в 1972 г. [Михайлов и др., 1972] со стратотипом в скв. 30 (инт. 208–270 м), пробуренной в 2 км к юго-западу от кимберлитовой трубки Мир. Название дано по логу Хабардина. В пределах картируемой территории Сюгджеро-Ботубинской СФЗ вскрыта скважинами: 30 (инт. 1146–1232 м), 35 (инт. 1545–1698 м), 38 (инт. 838–1066 м). Входит в состав нерасчлененных образований малькайской и хабардинской свит, вскрытых скважинами: 40 (инт. 692–938 м), 45 (инт. 728–968 м). Сложена мергелями известняково-доломитовыми и доломитовыми с прослоями аргиллитов с единичными прослоями доломитов. Мергели красновато-бурые, буровато-коричневые, серые, серовато-зеленые толстоплитчатые, плотные, с линзами и включениями гипса и ангидрита. Аргиллиты темно-коричневые, зеленовато-серые тонкослоистые, плотные. Доломиты вишнево-бурые микро-тонкозернистые известковистые, ангидритизированные, крепкие. Залегают согласно на метегерской (скважины 35, 38, 40, 45) и удачинской (скв. 30) свитах, перекрывается малькайской свитой.

Палеонтологически свита не охарактеризована. По положению в разрезе относится к майскому ярусу среднего кембрия.

Мощность хабардинской свиты в скв. 30 – 86 м, скв. 35 – 153 м, скв. 38 – 232 м; нерасчлененных образований малькайской и хабардинской свит

в скв. 40 – 246 м, скв. 45 – 240 м [Стратиграфия ..., 2016; Софьянникова, 1992; Граусман, 1989].

Чукукская свита (Є₂цк) выделена В. В. Грициком в 1962 г. по р. Чукука, правому притоку р. Оленёк [Грицик, 1962]. Распространена в междуречье Виллой – и Оленёк в бассейне верхнего течения рек Тюннг, Муна, Силигир, Марха и др. Стратотипический разрез изучен в пределах картируемой территории в долинах рек Оленёк и Чукука-Юряге [Государственная ..., 1958; Лупейчук, 1979] (снизу вверх, м).

1. Известняки желтоватого цвета, грубообломочные массивные, с мелкими (0,3–1,0 см) кавернами, заполненными голубым целестином. Маломощные прослой водорослевых известняков с остатками трилобитов <i>Koldinia minor</i> Kob., <i>Letniites</i> sp	34
2. Известняки светло-серые и желтовато-серые скрытозернистые, плотные, тонко- и волнистослоистые. Содержат маломощные (до 10 см) линзовидные прослой оолитовых и органогенно-обломочных известняков с остатками трилобитов <i>Acidaspides borealis</i> N. Tchern., <i>Letniites jacuticus</i> Laz., <i>Pletlopes foides</i> Kob., <i>Koldinia minor</i> Kob.	10
3. Известняки серые и буровато-серые алевритистые, горизонтально- и косослоистые битуминозные, с прослоями доломитизированных известняков серого цвета	4
4. Известняки желтовато-серые тонкозернистые алевритистые, толстоплитчатые, битуминозные, с линзовидными прослоями известняковых конгломератов	1,5
5. Известняки желтовато-кремовые и пятнисто-коричневые мелкозернистые массивные, крепкие, битуминозные с невыдержанными прослоями псевдооолитовых и водорослевых известняков. Остатки трилобитов <i>Maiaspis inflata</i> N. Tchern., <i>Hemirhodon</i> sp., <i>Talbotina</i> sp	7
6. Известняки кремово-серые мелкозернистые доломитизированные толстоплитчатые	7
7. Известняки светло-серые мелкозернистые, мелкообломочные, с прослоями оолитово-обломочных среднеплитчатых известняков светло-желтого цвета	5
8. Известняки желтовато-бурые мелкозернистые массивные, крепкие, с прослоями известняков желтовато-серых доломитизированных, битуминозных	9
9. Известняки желтовато-серые алевритистые, тонко- и косослоистые тонкоплитчатые	0,5
10. Известняки желтовато-кремовые скрытозернистые, местами кальцитизированные массивные, со стиллолитовыми швами	2
11. Известняки желтовато-серые алевритистые средне- и толстоплитчатые, с прослоями обломочных и обломочно-оолитовых известняков серого цвета. При ударе известняки издают запах керосина	2
12. Известняки серые мелкозернистые, брекчиевидные массивные	5
13. Известняки желтовато-серые мелкозернистые, брекчиевидные массивные, постепенно сменяющиеся известняками серыми скрытозернистыми кальцитизированными, тонко- и среднеплитчатыми с прослоями желтовато-серых глинистых тонкослоистых, тонкоплитчатых известняков и линзами известняковых плоскогачелчных конгломератов зеленовато-серого цвета	20
14. Известняки светло-серые скрытозернистые кальцитизированные толстоплитчатые, с крупными кавернами, выполненными гидроокислами железа	5
15. Известняки серые мелкозернистые среднеплитчатые, переслаивающиеся с желтовато-серыми глинистыми толстоплитчатыми известняками, с остатками трилобитов <i>Tchuostachia</i> sp., <i>Pletlopes</i> sp., <i>Letniites</i> sp. и битуминозными известняками темно-серого и коричневатого-серого цветов, с трилобитами <i>Koldiniaminor</i> Kob.	15

Общая мощность свиты в стратотипической местности – 110 м.

Отложения чукукской свиты характеризуются богатым комплексом трилобитов. Наиболее распространены *Pletlopes foides* Kob., *P. latus* Pokr., *Acidaspides borealis* N. Tchern., *Buttsia* sp., *Bolaspidina* sp., *Tchuostachia grandis* Khram., *Kuraspis* sp., *Letniites jacuticus* Laz., *B.* sp., *Koldinia minor* Kob., *K. microphthalma* N. Tchern.

В рифовом типе разреза картируемой территории Мархаро-Куондинской СФЗ чукукская свита вскрыта скважинами: 1 (инт. 545–700 м), 2 (инт. 517–577 м), 3 (инт. 503–549 м), 4 (инт. 722–1030 м), 5 (инт. 535–892 м). Залегает с разрывом на удачининской рифогенной свите, согласно перекрывается отложениями мархинской свиты. В районе г. Удачный (скважины 4, 5) чукукская свита сложена доломитами с прослоями обломочно-оолитовых доломитов, карбонатных песчаников, гравелито-песчаников, конгломератов, реже водорослевых и битуминозных известняков, мергелей. Основную часть разреза слагают доломиты пористо-кавернозные, ноздреватые, пятнистые грубослоистые со струйчатым расположением пор и каверн, заполненных кальцитом, гипсом и жидким битумом. Обломочные доломитовые и известняковые породы песчаной, гравелитовой и конгломератовой размерности развиты преимущественно в верхней и средней частях разреза. В нижней части разреза присутствуют прослой и линзы (мощностью от 0,2 до 3 м) оолитовых и онколито-обломочных доломитов. Широко развиты вторичные солосодержащие породы, тяготеющие к верхней половине разреза свиты. Соленасыщенные прослой мощностью 1–3 м содержат до 80 % каменной соли в межзерновом и поровом пространстве, местами соль выполняет роль цемента в обломочных разностях. Породы повсеместно сульфатизированы. Гипс заполняет пустоты, а также образует стяжения неправильной формы, розетки и рассеянные пластинки.

В скважинах в районе г. Удачный в породах свиты обнаружены трилобиты *Rinella* sp. (скв. 310, инт. 943–945 м), *Ritella elgensis* (Chernysheva), *Pegelina maja* Egorova, *Lecanoaspis? punctata* Pegel (скв. 306, инт. 628–880 м) [Стратиграфия ..., 2016].

Мощность чукукской свиты с северо-запада на юго-восток постепенно сокращается от 155 м (скв. 1) до 60 м (скв. 2) и 46 м (скв. 3), а с северо-востока на юго-запад резко возрастает до 308 м (скв. 4) и 357 м (скв. 5) в пределах Далдыно-Мархинской карбонатной банки.

В межрифовом типе разреза чукукская свита вскрыта скв. 10 в инт. 1375–1542 м. Согласно перекрывает образования зеленоцветной свиты и в свою очередь согласно перекрывается отложениями малькайской свиты. Сложена известняками и доломитами. Известняки белые тонкозернистые, участками доломитистые, водорослевые плотные. Доломиты серые тонко-мелкозернистые, прослоями песчанистые, пористые, участками кавернозные горизонтально- и косослоистые, редко с прослоями мергелей буровато-коричневых доломитовых. Мощность – 167 м.

На основании приведенных определений трилобитов и согласно актуализированной СЛ (Видик и др, 2019) возраст чукукской свиты принимается в пределах верхов майского яруса – низов аюсокканского яруса среднего кембрия.

Малыкайская свита (\mathcal{C}_2ml) выделена В. А. Асташкиным и Б. Б. Шишкиным в 1989 г. [Асташкин и др., 1989]. Название дано по одноименной скв. 405, где вскрыт типовой разрез свиты в инт. 2352–2449 м. Распространена на огромной территории. В районе исследований на современный эрозионный срез не выходит. В пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ вскрыта скважинами 35 (инт. 1431–1545 м), 38 (инт. 731–834 м), 44 (инт. 676–922 м), в скважинах 40 (инт. 692–938 м) и 45 (инт. 728–968 м) малыкайская и хабардинская свиты представляют собой нерасчлененные образования (\mathcal{C}_2ml-hb). Сложена грубым переслаиванием мергелей, аргиллитов, доломитов и известняков. Мергели и аргиллиты в основном красноцветные, редко пятнами и прослоями зеленовато-серые, часто алевритистые толстоплитчатые. Доломиты серые, буровато-серые тонко-микрозернистые, на отдельных участках алевритовые, с единичными гнездами ангидрита, пирита, иногда с прослойками, обогащенными глинисто-органическим материалом. Известняки серые тонкозернистые, иногда комковатые, доломитистые плотные образования залегают согласно на хабардинской (скважины 35, 38, 40) или метегерской (скв. 44) свитах, перекрываются мархинской свитой (скважины 35, 38, 40, 44, 45). В скважинах 1 (инт. 470–545 м), 24 (инт. 980–1082 м), 30 (инт. 1038–1146 м) свита сложена переслаивающимися пачками красноцветных и пестроцветных, часто сульфатизированных доломитовых мергелей, глинисто-алевритистых доломитов, аргиллитов и известняков. В межрифовом разрезе вскрыта скв. 10 в инт. 1232–1375 м, представлена чередованием пачек красноцветных мергелей с доломитами и известняками. Залегает согласно на чукукской свите, перекрывается мархинской свитой (скважины 1, 10).

В отложениях малыкайской свиты обнаружены трилобиты: *Markhaspis* sp. (скв. 24, инт. 980–1082 м), характерные для среднего кембрия, верхов майского яруса [Стратиграфия ..., 2016].

Согласно актуализированной СЛ (Видик и др., 2019) возраст свиты принимается в интервале верхов майского – низов аюсокканского ярусов среднего кембрия.

Мощность малыкайской свиты в пределах Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ в скважинах 35 – 114 м, 38 – 103 м, 44 – 246 м; мощность нерасчлененных образований малыкайской и хабардинской свит в скважинах 40 – 246 м, 45 – 240 м. В пределах Мархаро-Куондинской СФЗ в скважинах: 1 – 75 м, 10 – 143 м, 24 – 102 м, 30 – 108 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Мархинская свита (\mathcal{C}_2-3mr) выделена Б. Н. Леоновым в 1952 г. [Савицкий, 1959] по р. Марха (приток р. Вилюй). Стратотип не указан. В пределах картируемой территории распространена в Мойеро-Оленёкской и Мархаро-Куондинской СФЗ. Легко распознается методами промысловой геофизики и без труда коррелируется на большой площади. Вскрыта многими скважинами: 1 (инт. 0–470 м), 2 (инт. 0–517 м), 3 (инт. 98–503 м), 4 (инт. 233–722 м), 5 (инт. 0–535 м), 6 (инт. 668–1200 м), 10 (инт. 467–1232 м), 30 (инт. 425–1038 м), 35 (инт. 892–1431 м), 38 (инт. 247–731 м), 40 (инт. 33–692 м),

44 (инт. 102–676 м), 45 (инт. 41–728 м, прорвана интрузией долеритов в инт. 152–253 м). Наиболее информативным является разрез в скв. 24, который предложен в качестве гипостратотипа мархинской свиты в инт. 260–980 м [Стратиграфия ..., 2016]. На эрозионной поверхности вскрывается вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы полосой северо-западного простирания, расширяющейся от западной к восточной рамкам северо-восточной части листа Q-49. Сложена переслаивающимися известняками, доломитами глинистыми, обломочно-оолитовыми, водорослевыми, мергелями, аргиллитами, силикатно-карбонатными алевролитами, карбонатными песчаниками и плоскогалечными конгломератами. Карбонатные породы с различной интенсивностью пропитаны битумом и нефтью. Характер пород свиты заметно меняется по латерале. В районе тр. Удачная (скважины 4, 5 и др.) слагающие свиту глинистые породы имеют зеленовато-серую окраску и слабую сульфидизацию. В юго-западном направлении (скважины 6, 10, 24, 30 и др.) глинистые породы становятся красноцветными, более сульфатизированными с большим количеством силикатного терригенного материала.

Свита с фаціальным переходом подстилается чукукской и, согласно, малыкайской свитами; согласно перекрывается онхой-гюряхской свитой. Охарактеризована трилобитами в скв. 24: *Markhaspis binodaeformis* Ogienco, *M. torosa* Ogienco, *M. formosa* Ogienco (инт. 843–950 м); *Kuraspis acricula* Rosova, *Markhaspis torosa* Ogienco, *Kuraspoides planus* Ogienco et Garina (инт. 757–821 м); *Letniites jakuticus* (Lazarenko), *Kuraspis obscura* Chernysheva, *Bolaspidina insignis* Lermontova (инт. 631–685 м); *Pesaiella* sp., *Kuraspis obscura* Chernysheva (инт. 634–668 м); *Kuraspis obscura* Chernysheva (инт. 618–624 м); *Koldinia (Parakoldinia) salairica* (Sivov) (инт. 417–420 м), *Kuraspis obscura* Chernysheva, *K. similis* Chernysheva (инт. 421–513 м). В скв. 30: *Kuraspis* sp. (инт. 806,0–820,7 м, 910–992 м). В скв. 6: *Ritella granulata* Ogienco, *Markhaspis binodaeformis* Ogienco, *Bolaspidina rotunda* Chernysheva, *Aiaiaspis recta* Ogienco (инт. 1294–1334 м); *Kuraspis obscura* Chernysheva, *Kuraspoides planus* Ogienco et Garina, *Munija ovalis* Ogienco et Garina, *Bolaspidina insignis* Lermontova, *Markhaspis torosa* Ogienco, *Alakitina dissecta* Ogienco, *Aikhaliella partita* Ogienco и др. (инт. 1197–1294 м); *Kuraspis obscura* Chernysheva, *K. similis* Chernysheva (инт. 1196–1200 м), *Kuraspis obscura* Chernysheva (инт. 1020–1185 м); *Kuraspis obscura* Chernysheva, *K. similis* Chernysheva, *Maduiya* sp., *Pesaiella* sp., *Letniites jakuticus* (Lazarenko), *Koldinia (Parakoldinia)* aff. *striata* Rosova (инт. 866–935 м); *Koldinia (Parakoldinia) striata* Rosova, *Quebecaspis callosa* Gogin, *Plethopeltoides* sp. (гл. 848,5 м), *Kuraspis obscura* Chernysheva, *K. similis* Chernysheva (инт. 907–1020 м); *Amorphella modesta* Rosova (гл. 715 м) [Стратиграфия ..., 2016].

На основании приведенных определений трилобитов и согласно актуализированной СЛ (Видик и др., 2019) возраст мархинской свиты принимается в пределах: верхи аюсокканского яруса среднего кембрия – сакский ярус верхнего кембрия.

Мощность мархинской свиты в скв. 1 – 470 м, 2 – 517 м, 3 – 405 м, 4 – 489 м, 5 – 535 м, 6 – 532 м, 10 – 765 м, 24 – 720 м, 35 – 539 м, 38 – 484 м, 40 – 659 м, 44 – 574 м, 45 – 687 м (с долеритами).

Онхой-юряхская свита (*Є₃ojr*) выделена Б. Б. Шишкиным в 1989 г. [Шишкин, 1989] из состава мархинской свиты на севере Сюгджерской седловины в пределах картируемой территории. Название дано по р. Онхой-Юрях, вблизи которой находятся стратотип (скв. 6, инт. 568–668 м) и парастратотип (скв. 10, инт. 363–467 м) онхой-юряхской свиты. Согласно залегает на мархинской свите и перекрывается олдондинской [Стратиграфия ..., 2016]. На эрозионной поверхности картируемой территории вскрывается полосой северо-западного простирания в северо-восточной части листа Q-49 от западной рамки к восточной вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Юго-восточнее перекрывается более молодыми отложениями. Вскрывается в наиболее пониженных участках в тальвеге долины р. Моркока и ее притоков. Обнаженность свиты и ее дешифрируемость слабые. Вскрыта в скважинах: 3 (инт. 20–98 м, выше срезана эрозией); далее на юго-запад – в скв. 4 (инт. 15–233 м), скв. 8 (инт. 524–693 м), скв. 10 (инт. 363–467 м); далее на юго-восток – скв. 30 (инт. 340–425 м), скв. 35 (инт. 800–892 м), скв. 38 (инт. 182–247 м). Сложена пестроцветными известняками и доломитами и их глинистыми, алевритистыми и песчанистыми разностями, мергелями и аргиллитами. В подчиненном количестве встречаются прослои оолитовых, псевдооолитовых, обломочных, строматолитовых и битуминозных доломитов и известняков, алевролитов, песчаников, линзы известняковых гравелитов и конгломератов.

В верхней части свиты определены трилобиты *Kujandaspis* sp.

По положению в разрезе и находкам трилобитов стратиграфический объем онхой-юряхской свиты принимается в пределах аксайского яруса верхнего кембрия [Стратиграфия ..., 2016].

Мощность онхой-юряхской свиты в скважинах: 2 – 154 м, 3 – 78 м, 4 – 218 м, 5 – 133 м, 6 – 100 м, 10 – 104 м, 24 – 165 м, 30 – 85 м, 35 – 92 м, 38 – 65 м.

Отложения, включенные в онхой-юряхскую свиту, рассматривались прежде в составе моркокинской свиты со стратотипом в той же скв. 6 (инт. 550–731 м) [Зуева и др., 1991]. Решением Бюро МСК от 16.04.2016 г. утверждена Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы, в которой принята онхой-юряхская свита в стратиграфическом и литологическом объеме, предложенная Б. Б. Шишкиным Четвертому межведомственному региональному стратиграфическому совещанию [Решения ..., 1989].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские – нижнеордовикские отложения представлены балыктахской и олдондинской свитами, относимыми прежде, согласно Анабаро-Вилуйской серийной легенде ..., 2009, к ныйскому горизонту в основании нижнего ордовика.

Согласно последним данным, граница кембрия и ордовика проводится по первому появлению конодонта *Iapetognathus fluctivagus*, чуть выше подошвы конодонтовой зоны *Cordylodus lindstroemi* и несколько ниже появления первых планктонных граптолитов [Постановления МСК. Вып. 41. 2012; Gradstein, 2004; Cooper, 2001].

На территории России находки *Iapetognathus fluctivagus* не известны, и нижняя граница ордовика принималась по появлению планктонных граптолитов рода *Rhabdinopora*, которое на Сибирской платформе приурочено к верхней части лопарского горизонта [Канныгин и др., 2007] или даже, возможно, к верхней части мансийского горизонта. Однако новые данные по распределению конодонтов в разрезах по р. Кулюмбэ [Tolmacheva, 2009] показали, что подошва первой ордовикской конодонтовой зоны *Cordylodus lindstroemi* находится несколько выше подошвы нийского горизонта объема 1983 г. И в межрегиональной схеме ордовикских отложений [Постановления МСК. Вып. 38. 2008] по подошве данной зоны проведена как нижняя граница ордовикской системы, так и нийского горизонта, а нижняя часть последнего в составе мансийского и лопарского горизонтов отнесена к верхнему кембрию батырбайского яруса. В связи с чем обусловлено изменение возрастной датировки балыктахской и олдондинской свит.

Балыктахская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{bl}$) выделена М. В. Михайловым и Ю. И. Тесаковым в 1966 г. [Михайлов и др., 1972]. Стратотип свиты расположен на правом берегу р. Улахан-Балыктах в 7 км от устья. Является стратиграфическим аналогом олдондинской свиты, замещая ее нижнюю часть в северо-восточном направлении. В пределах картируемой территории Лено-Тунгусской СФО залегает согласно на онхой-юряхской свите, перекрывается с фаціальным замещением олдондинской и, со стратиграфическим несогласием, станской свитами. Вскрыта скважинами: 35 – инт. 610–800 м, 38 – инт. 0,0–182 м (срезана эрозией); 40 – 0,0–33 м (срезана эрозией); 44 – 0,0–102 м (срезана эрозией), 45 – 0,0–41 м (срезана эрозией). В нижних 50–100 м свиты распространены серые, желтовато- и голубовато-серые доломиты с прослоями кварцевых песчаников, желтых и серых мергелей, глин, алевролитов, плоскогалечных конгломератов. Верхние 100 м свиты сложены светлыми массивными и толстоплитчатыми доломитами и серыми кварцевыми и известковистыми песчаниками с прослоями серых и зеленовато-серых известняков, алевролитов, мергелей и плоскогалечных конгломератов.

В отложениях балыктахской свиты собраны остатки трилобитов *Pseudoacrocepholites ilgaensis* Z. Max., *P. viluensis* Z. Max., *Plethopeltides magnus* Z. Max.; брахиопод *Syntrophopsis arkansasensis* Ullr. et Coop., *Finkelburgia bellatula* Ullr. et Coop., *Obolus* sp. в верхней части свиты выделены конодонты нийского горизонта ордовика *Acanthodus lineatus* (Furn.), *A. uncinatus* Furn., *Acodus oneotensis* Furn., *Acantiodus propinquus* Furn., *A. bilabiatus* Ab., *Cordylodus intermedius* Furn., *Oneotodus simplex* (Furn.), *Paltodus sukhovi* Ab., *Teridontus gracilis* Furn. [Каныгин и др., 2007].

Комплекс органических остатков, найденных в балыктахской свите, позволяет датировать возраст вмещающих отложений как верхний кембрий – нижний ордовик [Стратиграфия ..., 2016].

Мощность полностью вскрытой балыктахской свиты в скв. 35 – 190 м.

Олдондинская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{ol}$) выделена Б. Н. Леоновым со стратотипом по р. Олдондо в бассейне р. Оленёк [Арсеньев, 1961]. Согласно залегает на онхой-юряхской и, с размывом, мархинской свитах, без видимого несогласия перекрывается сохолохской свитой. На юго-западе снизу вверх замещается балыктахской свитой. На эрозионной поверхности картируемой

территории Юдомо-Оленёкской СФО вскрывается вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы широкой полосой северо-западного простира-ния с запада на восток в северо-восточной части листа Q-49, а также в юго-восточном углу листа в тальвегах долин р. Моркока и ее притоков. Обнажен-ность свиты и ее дешифрируемость слабые. Верхняя часть разреза и соотно-шения с подстилающими и перекрывающими образованиями изучались в кар-ьере тр. Айхал (12, инт. 117–407 м). Опорным для Айхальского района явля-ется разрез олдондинской свиты в скв. 6 (инт. 260–568 м), изучена свита так-же в скв. 10 (инт. 118–363 м). Подразделяется на три части [Шабанов и др., 1987; Каныгин и др., 2007]. Нижняя часть (35–50 м) представлена массивны-ми сульфатизированными доломитами с преобладанием светло-серых и се-рых разностей, обычно оолитовых, комковатых, с редкими прослоями крас-ноцветных доломитов и мергелей. Граптолиты – *Bruyograptus patens* Mat., *Callograptus staufferi* Rued. Средняя часть разреза (180–205 м) сложена нерав-номерно переслаивающимися загипсованными зеленовато-серыми мергелями и алевролитами с прослоями глинистых, алевритистых, оолитовых и водо-рослевых доломитов, плоскогалечных конгломератов и брекчий. Многочис-ленные граптолиты *Bruyograptus patens* Mat., *Callograptus staufferi* Rued., *Dendrograptus* aff. *communis* Kozl., выше по разрезу – *Dictyonema flabelliforme parabola* Bul., *D. norvegicus* Kyaruslf, *D. flabelliforme kulumbeense* Ob. Et Sob., *Airograptus furciferus* Rued., *Siryngotaenia bustrowi* Obut и единичные брахио-поды *Obolus* sp., *Thysanobolus* sp., *Lilgulella* sp., *Tetralobula* cf. *subquadrata* Yadr., трилобиты *Saukiella* sp., *Lopurella* sp. Верхняя часть свиты (53–64 м) более глинистая. Это горизонтально- и слабоволнистослоистые зеленовато-серые, реже пестроцветные мергели, глинистые алевролиты и доломиты с редкими прослоями плоскогалечных конгломератов, брекчий и сульфатов. В карьере Айхал из верхних слоев олдондинской свиты выделен ныйский комплекс конодонтов: *Acanthodus lineatus* (Furn.), *A. uncinatus* Furn., *Acodus oneotes* Furn., *Cordylodus intermedius* Furn., *Drepanodus subarcuatus* Furn., *Paltodus? bassleri* Furn., *P.? variabilis* Furn., *Paltodus distortus* Br. Et M., *Loxodus bransoni* Furn., *Acontiodus bilabiatus* Ab. и др. [Стратиграфия..., 2016].

Возраст олдондинской свиты определен как верхний кембрий, батырбай-ский ярус – низы ордовика, тремадокский ярус по находкам верхнекембрий-ских граптолитов и трилобитов (*Callograptus staufferi*, *Dolgeuloma dolganen-sis*) в нижней части свиты и ордовикских граптолитов *Syringothenia bystrowi* в верхней части. В последнем варианте МСК [Gradstein, 2004; Постановления МСК. Вып. 41, 2012] граница кембрия и ордовика проведена по первому по-явлению конодонта *Iapetognathus fluctivagus* чуть выше подошвы конодонто-вой зоны *Cordylodus lindstroemi* и несколько ниже появления первых планк-тонных граптолитов [Cooper, 2001]. На территории России находки *Iapetog- nathus fluctivagus* не известны и нижняя граница ордовика относительно до-стоверно устанавливалась по появлению планктонных граптолитов рода *Rhabdinopora*, которые на Сибирской платформе приурочены к верхней части лопарского горизонта [Канныгин и др., 2007] или даже, возможно, к верхней части мансийского горизонта. Однако новые данные по распределению коно-донтов в разрезах по р. Кулюмбэ [Tolmacheva, 2009] показали, что подошва первой ордовикской конодонтовой зоны *Cordylodus lindstroemi* находится

несколько выше подошвы нийского горизонта объема 1983 г. Уже в Межрегиональной схеме ордовикских отложений [Постановления МСК. Вып. 38, 2008] по подошве данной зоны проведена как нижняя граница ордовикской системы, так и нийского горизонта. Таким образом, нижняя часть прежнего нийского горизонта включена в лопарский горизонт; мансийский и лопарский горизонты переведены в верхний кембрий.

Мощность олдондинской свиты в карьере Айхал – 290 м, в скв. 6 – 308 м, в скв. 10 – 245 м. Общая мощность свиты принимается 245–479 м.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕНЛОКСКИЙ ОТДЕЛ

Ордовикско-раннесилурийские образования распространены на большей части территории листа Q-49, исключая ее северо-восточную часть, где они срезаны эрозией в пределах южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы. Согласно принятому районированию, раннеордовикские образования входят в состав Юдомо-Оленёкской СФО, ее двух структурно-формационных зон: Мойеро-Оленёкской (северо-западная часть листа Q-49) и Мархаро-Куондинской СФЗ (центральная часть листа), а также Лено-Тунгусской СФО и Сюгджеро-Ботуобинская СФЗ (юго-западная часть листа). Среднеордовикско-нижнесилурийские образования распространены в Виллойско-Котуйской СФО, ее двух структурно-формационных зонах: Мархинско-Моркокинской СФЗ (большая часть листа Q-49) и Виллойской СФЗ (юго-западный угол территории листа).

Картируемые части Мойеро-Оленёкской и Мархаро-Куондинской СФЗ территориально располагаются в водораздельной части бассейнов рек Моркока, Оленёк и в истоках р. Марха. Отложения нижнего ордовика здесь наблюдаются в виде узкой извилистой полосы в обрывистой части водораздела, вскрыты скважинами 6 и 12, представлены сохолохской свитой. В части Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ эти же отложения картируются отдельными бесформенными выходами в бассейне р. Моркока, юго-западнее они перекрыты более молодыми образованиями.

Картируемая часть Мархинско-Моркокинской СФЗ располагается в водораздельной части бассейнов этих же рек. Здесь отложения среднего–верхнего ордовика и силура наблюдаются в виде сплошных выходов на северо-западе водораздела, а к северо-востоку – в виде разрозненных выходов извилистых очертаний по обеим сторонам водораздела почти до восточной рамки листа, вскрыты скважинами 6, 12, 17. Здесь выделены сытыканская, кылахская, харьялахская и делингдинская свиты в составе среднего–верхнего ордовика, а байтахская, башенная, машковская, непперендинская и яралинская свиты – в составе нижнего силура.

Виллойская СФЗ территориально занимает юго-западный угол листа Q-49. Ордовикско-раннесилурийские отложения, перекрытые здесь более молодыми образованиями, вскрыты скв. 35. В составе среднего–верхнего ордовика здесь выделены станская, харьялахская и оюсутская свиты, а огугутская и атюряхская свиты – в составе нижнего силура.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сохсолохская свита (*O_{5h}*) выделена М. Н. Васильевой и Ф. Р. Ильиным в 1957 г. [Арсеньев, 1961]. Стратотип – в бассейне верхнего течения р. Алакит по р. Сохсолох в Далдыно-Алакитском районе в пределах картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ. Гипостратотип описан в карьере Айхал (скв. 12, инт. 40,2–117 м) [Виленский, 1967] (снизу вверх, м).

1. Доломиты серые песчанистые, известняковые массивные, пористо-кавернозные. Гастроподы: <i>Bellerophon</i> tacea	4,5
2. Мергели желтые тонкослоистые. Доломиты серые известковистые, массивные кавернозные чередуются с обломочно-оолитовыми. Линзы известняковых конгломератов, крупнооолитовых и строматолитовых доломитов	6,5
3. Доломиты светло-желтые, бежевые мелкозернистые, реже глинистые, оолитовые мелкопористые с крапленностью глауконита и жеодами кальцита. Гастроподы: <i>Pararaphistoma</i> sp., <i>Eotomaria supracingulata</i> Bill	9,3
4. Доломиты алевритистые, песчанистые, с прослоями глинистых, полосчатых, тонкозернистых и линзами песчанистых, обломочно-оолитовых и водорослевых доломитов, мощностью до 0,3 м и протяженностью до 3,0 м	5,6
5. Доломиты глинисто-алевритистые горизонтально-волнистослоистые толстоплитчатые с прослоями (0,04–0,08 м) известняковых конгломератов	2,8
6. Доломиты серые глинисто-алевритистые, тонкослоистые	2,2
7. Слой массивных известковистых доломитов (2,0 м), сменяющихся тонковолнистыми, полосчатыми известково-алевритистыми с глауконитом	4,5
8. Доломиты желтовато-серые, алевритисто-глинистые, толстоплитчатые с прослоем (0,7 м) в подошве известняков глинистых	3,5
9. Доломиты светлые мелкозернистые однородные толстоплитчатые (2,5 м), сменяющиеся песчанистыми, песчанисто-глинистыми доломитами	5,5
10. Известняки желтовато-серые доломитовые, песчанистые, тонкослоистые с тонкими (1–5 см) прослоями известковистых песчаников	6,5
11. Мергели светло-зеленые с ржаво-бурыми пятнами, комковатые, с прослоями глинистых доломитов и в кровле светлых песчаников	4,6
12. Песчаники известковые светло-серые тонко-косослоистые, с прослоями (0,5–1,5 см) светло-серых глинистых доломитов	3,5
13. Доломиты глинисто-алевритистые с горизонтальной, волнистой слоистостью. Брахиоподы <i>Angarella</i> sp., остракоды <i>Cherskiella</i> sp	3,8
14. Известняки светло-серые доломитистые, серые песчанистые массивные. Конодонты <i>Subcordylodus sinuatus</i> Stauff., <i>Dichognathus decipiens</i> Br. et Mehl, <i>Oistodus abundans</i> Br. et Mehl	14

Мощность свиты в разрезе – 76,8 м.

Свита также вскрыта скв. 6 в инт. 183–260 м.

Без видимого несогласия сохсолохская свита залегает на олдондинской свите. Граница между свитами проводится по смене зеленовато-серых мергелей и алевролитов желтовато-серыми доломитами. На эрозионной поверхности вскрывается узкой извилистой полосой северо-западного простирания вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы от западой к восточной рамке листа Q-49, а также на юго-востоке территории в средних частях склонов речных долин и на пониженных водораздельных участках р. Моркока и ее притоков (листы Q-49-XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXV). Обнаженность свиты плохая.

В породах сохсолохской свиты на площади определены гастроподы *Pararaphistoma qualteriatum* var. *aeqallaterum* (Кок.); конодонты *Acontiodus bilabiatu*s Ab., *Acodus oneotensis* Furn., *Drepanodus suberectus* Br. et Mehl, *Palatodus varicostatus* Mosk., *Scolopodus quadraplicatus* Br. et Mel, *Scandodus var-endensis* (Dr. et Yon.), *Subcordylodus sinuatus* Stauff. [Салихов, 2007].

Комплекс органических остатков, найденных в отложениях, позволяет принять стратиграфический объем сохсолохской свиты как нижний ордовик тремадокский и флоский ярусы [Видик и др., 2019; Каньгин, Ядренкина и др., 2017]. Мощность сохсолохской свиты – 48–80 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Сытыканская свита (O_2stk) впервые выделена Л. В. Огиенко, В. И. Бялым и Г. Р. Колосницыной в 1983 г. [Огиенко и др., 1983], стратотип находится в карьере тр. Айхал (скв. 12, инт. 34,2–40,2 м) [Виленский, 1967] (снизу вверх, м).

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Песчаники светло-серые известковистые толстослоистые. Каверны заполнены битумом. Трилобиты: <i>Cerauriella biformis</i> Z. Max., <i>Calliops</i> sp., <i>Homotelus lenensis</i> Z. Max., <i>Ermanella nicornis</i> Z. Max.; брахиоподы <i>Platymena amara</i> (Andr.) (= <i>Rafinesquina amara</i> Andr.); конодонты <i>Microcoelodus expansus</i> Br. et Mehl, <i>Phragmodus flexuosus</i> Mosk. | 3,5 |
| 2. Мергели светло-серые толстоплитчатые с примесью песчанистого материала, гравия, кремней. Брахиоподы <i>Rostricellula lenensis</i> (Nikif.). Известняки органогенно-обломочные, кавернозные, с крапленностью пирита | 2,3 |

Мощность свиты в карьере тр. Айхал – 6 м.

На дневной поверхности Мархинско-Моркокинская СФЗ вскрывается узкой полосой в средних частях склонов долин рек Марха, Моркока, Алаakit и их притоков. Залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на сохсолохской свите и отличается от нее более терригенным составом отложений. Сложена неравномерно переслаивающимися светло-серыми и зеленовато-серыми песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с прослоями мергелей и органогенно-детритовых известняков с примесью песка и гравия кремней, доломитов, мергелей и кварца.

На междуречье Алаakit–Тегюрюк (картировочная скважина) разрез свиты более карбонатный. Здесь, в подошве свиты залегает пачка (3,5 м) светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников с линзовидными прослоями (до 0,3 м) серых песчанистых доломитов и доломитовых гравелитов. В основании – слой гравелита мощностью 0,1–0,2 м. Обломочный материал представлен гравием доломитов, мергелей и кварца. Вышележащая часть свиты (15,5 м) сложена переслаивающимися глинистыми, известково-глинистыми и песчанистыми пятнистыми полосчатыми доломитами с маломощными (до 0,1 м) прослоями голубовато-серых аргиллитов, реже мергелей. В кровле свиты отмечаются прослои (0,1–0,2 м) светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Мощность свиты в скважине составляет 19 м.

В отложениях свиты дополнительно определены брахиоподы: *Hesperorthis* sp. ind., *Rostricellula transversa* Coop., *Evenkina lenaika* (Girar.), *Atelelasma pere-*

grinum Andr.; трилобиты *Calliops maximovae* Tschug., *Ermanella* sp.; остракоды *Egorovella defecta* V. Ivan.; конодонты *Coleodus mirabilis* Mosk., *Ptiloconus longidentatus* Mosk., *Drepanodistacodus victrix* (Mosk.), *Drepanodus suberectus* Br. et Mehl, *Bryantodina lenaika* Mosk. [Салихов, 2007]. Комплекс органических остатков, найденных в свите, позволяет принять стратиграфический объем вмещающих отложений как средний ордовик, дарривильский ярус, верхи муктэйского–волгинский–киренско-кудринский горизонты [Каныгин и др., 2017].

В целом по району мощность сытыканской свиты не превышает 20 м, но сокращается в северо-восточном направлении до 4 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кылахская свита (O_{3kl}) впервые выделена Л. В. Огиенко в 1983 г. Стратотип свиты находится в карьере тр. Айхал (скв. 12, инт. 15,0–34,2 м) [Огиенко и др., 1983] (снизу вверх, м).

1. Пестроцветные мергели, комковатые, пятнистые, толстослоистые, скорлуповатые	4,5
2. Доломиты зеленые глинистые слоистые, с прослоями (0,2–0,3 м) серых тонкозернистых известняков. Брахиоподы <i>Hesperorthis</i> sp., <i>Rostricellula</i> sp.	3
3. Мергели бурые, зеленоватые комковатые, пятнисто-полосчатые	8,2
4. Известняки зеленовато-серые глинистые, доломитовые, с линзами светлых обломочных известняков. Остракоды <i>Bedenia</i> sp., <i>Euprimitia</i> sp.	3,5

Мощность свиты в разрезе – 19,2 м.

С размывом и стратиграфическим несогласием кылахская свита залегаёт на сытыканской свите, а на отдельных участках – на верхней пачке сохсолохской свиты (листы Q-49-68-Г; Q-49-79-В,Г; Q-49-80-В,Г). Сложена пестроцветными мергелями, часто комковатыми, доломитами глинистыми, доломитизированными глинистыми известняками. От подстилающих образований отличается пестроцветной окраской пород, глинистостью разреза и видовым составом органических остатков.

На эрозионной поверхности картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ фрагменты отложений кылахской свиты на картах предшественников показаны узкой извилистой полосой северо-западного простирания в юго-западном борту долины р. Оленёк (листы Q-49-VII, VIII), на дневную поверхность выходят в долинах слияния рек Марха и Сохсолох (лист Q-49-XXII), а также на правобережье р. Моркока по долинам рек Мегелях, Киенг-Толон-Юрях, Терюттях, Унга-Самайын, Самайын, Иван-Кюелюн-Сиене и в верховьях долины р. Лахарчаана (листы Q-49-XXVII, XXVIII). Вскрыта скв. 6 в инт. 151,0–183,2 м.

В отложениях кылахской свиты обнаружены брахиоподы *Lingulella* sp.; остракоды *Costoprymites textilis* V. Ivan., *Yakutobolbina annae* Kolos., *Tumidella multa* Kolos.; трилобиты *Monoracos lopatini* Schm.; мшанки *Ensihora erecta* Nikif.; конодонты *Bryantodina lenaika* Mosk., *Drepanodistacodus victrix* (Mosk.), *Evencodus sibiricus* Mosk., *Acanthodus elegans* Mosk., позволяющие датировать возраст вмещающих отложений как верхний ордовик, сандбийский и катийский ярусы, верхи баксанского – долборский горизонты [Каныгин и др., 2017].

Мощность кылахской свиты сокращается от 42 м на юго-западе территории до 17 м на северо-востоке. В этом же направлении сокращается и мощность нижележащей сытыканской свиты – от 20 до 4 м. Обнажаются часто эти образования в бортах склонов траппового плато, с крутизной 5–10°. Суммарная видимая ширина выхода свиты, например, при максимальной мощности 20 м составляет при таких уклонах 110–220 м. Учитывая сложность подошвенных границ свит, картировать их в качестве самостоятельных подразделений невозможно [Салихов, 2007].

Харьялахская свита (O_3hr) выделена М. В. Михайловым и Ю. Н. Тесаковым в 1966 г. [Михайлов и др., 1972]. За стратотип принята серия обнажений, расположенных в приустьевой части р. Харьялах. Граница между кылахской и харьялахской свитами проводится условно по изменению окраски пород и появлению прослоев гипса. Сложена чрезвычайно однообразным чередованием зеленовато-серых плитчатых известковистых алевролитов, зеленых глин и плитчатых зеленовато-серых мергелей. По всему разрезу наблюдаются прослои розового и белого гипса. Кроме гипса в разрезе присутствуют прослои известняков и доломитов серого и зеленовато-серого цветов. Мощность – 40–100 м [Граусман и др., 1983].

В пределах картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ на Айхальской площади (в истоках р. Марха) свита вскрыта (25–30 м) поисково-картировочными скважинами, сложена зелеными тонколистоватыми алевроитистыми аргиллитами с редкими прослоями известняков, содержащих раковины брахиопод: *Evenkorhynchia dulkumensis* Rosm., *Maakina viluensis* Rosm., *Strophomena concordense* Foerste и двустворок *Paraphtonia khalfini* Krasil., характерных для нирундинского горизонта катийского яруса верхнего ордовика [Бергер и др., 2014].

Делингинская свита (O_3dl) выделена в 1975 г. Ю. И. Тесаковым и М. В. Михайловым [Стратиграфия ..., 1975]. Стратотипом свиты является обнажение (28) на левом берегу р. Моркока, в 2 км ниже устья р. Делингде [Ивлиева и др., 1980] (снизу вверх, м).

1. Переслаивание мергелей кирпично-красного и зеленого цветов	2,8
2. Пачка переслаивающихся мергелей и доломитов вишнево-бурых. В доломитах – остатки мшанок <i>Rhinidictya morkokiana</i> Nekh., <i>Phaenopora viluensis</i> Nekh., <i>Ensipora erecta</i> (Nikif.), <i>Leptotrypa crassa</i> Bass	7,6
3. Пачка переслаивающихся мергелей красно-бурого и зеленого цветов	11,5
4. Гипс белый, волокнистый и оранжевый, столбчато-волокнистый	1,5
5. Переслаивание (слои 0,4–2,1 м) зеленовато-серых тонкослоистых мергелей и доломитов микро- и тонкозернистых, тонкослоистых	14,7
6. Мергели зеленовато-серые тонкослоистые, тонкоплитчатые	5
7. Мергели тонкослоистые, переслаивающиеся с глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами. Мощности прослоев – 0,2–2,0 м. В нижней части выделяется слой пестроцветных аргиллитов (6,9 м) с тонкими прослоями известняков. Брахиоподы <i>Glyptorthis morkokiana</i> Nikif., <i>Rostricellula</i> aff. <i>Burensis</i> Roz., конодонты <i>Acanthocordylodus</i> sp., <i>Acanthodina nobilis</i> Mosk., <i>Acanthodus compositus</i> Mosk., <i>Aphelognathus grandis</i> Br., Mehl et Br., <i>Chirognathus</i> sp., <i>Icriodella</i> sp., <i>Panderodus</i> sp., <i>Trichonodella undulata</i> Br., Mehl et Br. <i>Zygnathus pyramidalis</i> Br., Mehl et Br.	13,3
8. Аргиллиты тонкослоистые с маломощными прослоями разнозернистых известняков, с обрывками колоний <i>Rhinidictya morkokiana</i> Nekh	3,6

Общая мощность отложений свиты – 60 м.

Свита имеет ограниченное распространение и приурочена к пониженным участкам досилурийского рельефа. Выходы ее отмечены лишь в стратотипической местности Мархинско-Моркокинской СФЗ в бассейне р. Моркока в районе приустьевой части р. Делингде. Согласно залегает на харьялахской свите и несогласно перекрывается различными горизонтами куондинской серии нижнего силура [Салихов, 2007; Ян-жин-шин и др., 2002]. В истоках р. Марха на Айхальской площади вскрыта (25–30 м) поисково-картировочными скважинами, представлена чередованием пачек зеленоцветных и красноцветных аргиллитов, содержащих прослой и пакеты серых комковатых глинистых и органогенно-детритовых известняков.

В составе фаунистического комплекса, собранного в стратотипической местности, преобладают табуляты *Paleofavosites alveolaris* Goldf., *Cyrtophyllum densum* Lindstr., *Calapoecia canadensis* Bill. ругозы *Pterophyllum simplex* Sok., *Cantrillia andreevae* Syt., мшанки *Rhinidictya morkokiana* Nekh., брахиоподы *Glyptorthis morkokiana* Nikif., *Bellimurina sibirica* Rosm., двустворки *Plicatomorpha plicata* Krasil., *Breviorthonota rugosa* Krasil. и конодонты *Acanthodina nobilis* Mosk., *Aphelognathus* cf. *grandis* Br. et Mehl., *Icriodella* sp., типичные для бурского горизонта хирнантского яруса верхнего отдела ордовика [Бергер и др., 2014].

Оюсутская свита (O₃0S) выделена М. В. Михайловым и Ю. Н. Тесковым в 1966 г. Стратотип расположен на правом берегу р. Виллой, в 1,5 км ниже пос. Верхний Меик [Михайлов и др., 1972]. Нижняя граница проводится по смене загипсованных доломитов харьялахской свиты серыми тонкоплитчатыми доломитами. Свита представлена пепельно-серыми доломитами, мергелями и, реже, известняками. Верхняя граница проходит в основании пачки кремневых комковатых известняков огугутской свиты силура, залегающей со стратиграфическим несогласием на оюсутской свите. Мощность – 0–40 м [Граусман и др., 1983]. В отложениях свиты обнаружены органические остатки: *Bellimurina* sp., *Acanthodina* sp, *Boreadorthis* sp., *Rostricellula* ex gr. *burensis* Rozn., характерные для катийского горизонта верхнего ордовика [Каныгин и др., 2017].

В пределах картируемой территории Виллойской СФЗ оюсутская свита не установлена, предполагается по положению в разрезе.

Харьялахская и делингинская свиты объединенные (O₃hr+dl). На картируемой территории известны выходы в тальвеге долины р. Моркока в приустьевой части р. Делингде (лист Q-49-XXI), истоках рек Лахарчаана и Самайын (листы Q-49-XXVII, XXVIII). Мощность объединенного стратона по району – 41–60 м. Выделен в связи с малыми размерами контуров распространения этих образований, их отражение ограничено разрешающей способностью карты масштаба 1 : 1 000 000. Состав пород отвечает указанному выше для харьялахской и делингдинской свит.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Сытыканская и кылахская свиты объединенные (O₂₋₃stk+kl) в пределах Мархинско-Моркокинской СФЗ показаны на карте в связи с малыми размерами контуров распространения этих образований, их отражение

ограничено разрешающей способностью карты масштаба 1 : 1 000 000. Состав пород отвечает указанному выше для сытыканской и кылахской свит. Мощность объединенного стратона по району – 22–96 м.

Станская свита (O_{2-3st}) выделена М. В. Михайловым и Ю. Н. Тесаковым в 1966 г. Стратотип расположен на правом берегу р. Вилючан, в 3 км выше устья р. Стан. Залегает со стратиграфическим несогласием на разных горизонтах балыктахской свиты. Мощность – от 80 до 150 м [Михайлов и др., 1972]. Вблизи северо-восточной границы картируемой территории Вилюйской СФЗ выходит на современный эрозионный срез в тальвегах долин рек Вилюй, Моркока и Могды. Вскрыта скв. 35 в инт. 40–131 м, ниже подошвы пермских песчаников. Кровля свиты срезана эрозией, вскрытая мощность свиты – 91 м. Залегает со стратиграфическим несогласием на балыктахской свите. Сложена доломитовыми мергелями и аргиллитами с прослоями доломитов, алевролитов. Мергели красновато-бурые, прослоями серовато-зеленые доломитовые, горизонтальнослоистые. Аргиллиты красновато-бурые, прослоями и пятнами зеленовато-серые, в основном гидрослюдистые, горизонтальнослоистые, плитчатые. Доломиты зеленовато-серые тонко-среднезернистые, неравномерно глинистые и сульфатизированные. Известняки зеленовато-серые тонкозернистые, участками крупно-среднезернистые, плотные. Алевролиты серые неравномернозернистые, плотные [Софьянникова, 1992].

В подошве свиты в обнажениях по р. Моркока, в 2 км ниже устья р. Керехтях обнаружены органические остатки: *Evenkinia lensica* (Girar.), *Hesperorthis brachiophorus* (Coop.), *Soanella maslovi* (V. Ivan.), *Sibititella zaga* (V. Ivan.), характерные для волгинского горизонта среднего ордовика. По положению в разрезе и находкам органических остатков в подошве, возраст станской свиты принимается в стратиграфическом объеме среднего–верхнего ордовика, верхняя часть дарривильского–сандбийский–нижняя часть катийского ярусов, верхи муктейского–волгинский–киренско-кудринский–чертовский–баксанский–долборский горизонты [Каньгин и др., 2017].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА, ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Куондинская серия. Отложения, включенные в куондинскую серию, впервые выделены Ю. И. Тесаковым и Б. Р. Шпунтом в 1967 г. [Тесаков и др., 1967] в ранге одноименной свиты, получившей название по р. Ниж. Бол. Куонда, где расположен стратотип серии. В 1985 г. сотрудниками ВСЕГЕИ (Н. Н. Предтеченский и др.) на основании комплексного литолого-фациального, биостратиграфического, палеоэкологического и геохимического изучения опорных разрезов свита была переведена в ранг серии и расчленена на четыре стратиграфических подразделения – байтахскую, башенную, машковскую и неппердинскую свиты.

В соответствии с серийной легендой, на картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ листа Q-49 выделяются объединенные *байтахская* и *башенная* (S_{bt+bs}); *машковская* и *неппердинская* ($S_{m\check{s}+np}$) свиты. Объединения определяются относительно малыми мощностями стратонов, что

затрудняет их картирование в масштабе 1 : 1 000 000. Описание входящих в их состав свит дается раздельно [Салихов, 2007].

Байтахская свита (S_{bt}) выделена Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [Тесаков и др., 2000]. Названа по оз. Байтах. В качестве стратотипа принято обнажение (32) на правом берегу р. Моркока, в 2 км выше устья р. Керехтях (лист Q-49-XXVIII), гипостратотип в карьере тр. Айхал (скв. 12, инт. 0,0–15 м). Вскрыта также в поисково-картировочной скв. 17 (инт. 153,2–196,7 м). Картируется в пределах Мархинско-Моркокинской СФЗ в виде узкой полосы в верхних частях склонов речных долин. Обнаженность свиты плохая. Залегает со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах кылаховской свиты. Граница ее с подстилающими образованиями отчетливо фиксируется по изменению состава пород, их окраске и комплексу органических остатков. Представлена зеленовато-серыми тонкослоистыми мергелями с тонкими (от 0,02 до 0,2 м) прослоями светло-серых и серых глинистых известняков. В районе верхнего течения р. Алакит и тр. Айхал в подошве свиты залегают прослой мощностью от 0,1 до 3,3 м известняковых конгломератов. Гальки и редкие валуны из известняков, глинистых и органогенно-обломочных отложений [Салихов, 2007].

В отложениях свиты определены трилобиты *Eophacops quadrilineatus* (Ang.), брахиоподы *Alispira gracilis* Nik., *Isorthis neocrassa* Nik. и конодонты *Acanthodina* sp., *Acanthodina nobilis* Mosk., *Aphelognathus* cf. *pyramidalis* (Br., M. et Br.), *Phragmodus?* (*Spinodus?*) cf. *tungusscaensis* Mosk., позволяющие определить возраст байтахской свиты в пределах мойероканского горизонта, рудданского яруса, лландоверийского отдела нижнего силура [Бергер и др., 2014].

Мощность свиты непостоянна – от полного выклинивания до 44 м.

Башенная свита (S_{бш}) выделена впервые Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским в 1988 г. [Мащак и др., 2002]. Названа по г. Башня, где у останца с отметкой 911 м, напоминающего башню на р. Ниж. Бол. Куонда, в 47–48 км по прямой от устья, находится стратотип. Широко развита на большей части картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ. В бассейне р. Алакит отложения свиты образуют крутые незалесенные склоны (так называемые «белые горы»), хорошо дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Согласно залегают на подстилающих образованиях байтахской свиты. Обнаженность свиты слабая. Разрез изучен по отдельным небольшим коренным выходам и керну поисково-картировочных скважин. Свита сложена монотонной толщей светло-серых и кремовых тонкоплитчатых криптозернистых известняков с прослоями серых глинистых комковатых известняков с мелкобугристыми поверхностями наслонения. Типовой разрез приводится по скв. 17 (инт. 153,2–196,7 м) (снизу вверх, м).

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Известняки пепельно-серые со слабым запахом битума, с прослоем известняков зеленовато-серых комковатых, волнистослоистых | 8,5 |
| 2. Известняки тонкозернистые кавернозные с мелкими кристаллами пирита. Брахиоподы <i>Septatrypa letnyensis</i> Lopush., <i>Alispira gracilis</i> Nikif., <i>Stegerhynchus decemplexatus duplex</i> Nikif., <i>Zygospiraella duboisi</i> (Vern.), остракоды <i>Sibiritia eurina</i> Abush., трилобиты <i>Eremiproetus</i> sp. | 26 |
| 3. Известняки неровнослоистые, комковатые. По трещинам – кальцит | 9 |

Мощность по разрезу – 43,5 м, по району колеблется от 40 до 60 м, увеличиваясь в западном направлении.

В нижней и верхней частях разреза свиты отмечаются редкие прослои желтовато-серых органогенно-обломочных известняков с многочисленными остатками брахиопод, гастропод, пелеципод, табулят, ругоз, мшанок и криноидей. Большинство форм имеют широкий возрастной диапазон и лишь остракоды *Aechmina armata* Abush., *Sibiritia conoidea* Abush., собранные на площади листов Q-49-XXI, XXII, позволяют определить возраст башенной свиты в пределах мойероканского горизонта, рудданского и аэронского ярусов, лландоверийского отдела силура [Салихов, 2007].

Байтахская и башенная свиты объединенные (S_{bt+bs}) в пределах Мархинско-Моркокинской СФЗ показаны на карте в связи с недостаточной биостратиграфической изученностью и малыми размерами контуров распространения этих образований. Состав пород отвечает указанному выше для сытыканской и кылахской свит. Мощность объединенного стратона по району – 30–80 м.

Огугутская свита (S_{og}) названа по р. Огугут. Стратотип расположен на р. Виллой, непосредственно выше устья р. Холомолох-Юрях. Сложена серыми бугристонаслоенными и плитчатыми известняками, доломитистыми мергелями с линзами известняков и доломитов. В отложениях свиты определены брахиоподы *Isorthis neocrassa* Nik., *Strophomena pectenoides* Fndr., *Coolinia* sp., *Alispira gracilis* Nik., *Zygospiraella duboisi* (Vern.), позволяющие определить возраст огугутской свиты в пределах мойероканского горизонта, рудданского и аэронского ярусов, лландоверийского отдела силура [Ян-жин-шин и др., 2002].

В пределах картируемой территории Виллойской СФЗ небольшие выходы огугутской свиты закартированы в тальвеге долины нижнего течения р. Вавуакан и долины р. Виллой ниже слияния этих рек. Сложена серыми бугристонаслоенными и плитчатыми известняками, доломитистыми мергелями с линзами известняков и доломитов. Мощность – 43–60 м.

Ат-юряхская свита (S_{atj}) название получила по руч. Ат-Юрях. Стратотип расположен на р. Виллой, непосредственно выше устья р. Холомолох-Юрях. Сложена серыми и пестроцветными доломитовыми мергелями с линзами серых доломитов со строматолитами. Встречены табуляты *Favosites gothlandicus gothlandicus* Lam., ругозы *Entellophyllum articulatum* (Wahl.), *Streptelasma whittaridi* Smith., брахиоподы *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Strophomena pectenoides* Andr., *Stegerhynchus decemplexus duplex* Nikif. et T. Modz., *Lenatoechia elegans* (Nikif.), криноидеи *Bystrowicrinus bilobatus* Yelt. Фаунистический комплекс позволяет определить возраст ат-юряхской свиты в пределах хаастырского горизонта, аэронского яруса, лландоверийского отдела силура. Мощность свиты в стратотипе – 107,7 м [Ян-жин-шин и др., 2002].

В пределах картируемой территории Виллойской СФЗ два выхода ат-юряхской свиты известны в левом борту долины р. Улахан-Вава в водораздельной части склона. Сложена серыми и пестроцветными доломитовыми мергелями с линзами серых доломитов со строматолитами. Мощность – 17–80 м.

Машковская свита ($S_{1m}^{\dot{c}}$) выделена Т. В. Зуевой и К. А. Ивлиевым в 1991 г. в объеме ранее выделявшейся среднекуондинской подсвиты. Названа в честь палеонтолога Т. В. Машковой. Стратотип расположен в верхнем течении р. Ниж. Бол. Куонда в районе постоянной наледи. Согласно залегает на башенной и перекрывается непперендинскими свитами [Зуева и др., 1991]. На дневной поверхности Мархинско-Моркокинской СФЗ картируется в бассейнах верхних течений рек Алакит, Сохсолох, Тегюрюк и Марха. Разрез свиты изучен по отдельным разрозненным коренным выходам и керну поисково-картировочных скважин. Сложена органогенными и органогенно-обломочными известняками, отмечаются редкие прослои алевритистых и битуминозных известняков. Типовой разрез приводится по скв. 17 (инт. 19,7–153,2 м) (снизу вверх, м).

1. Известняки скрытозернистые, комковатые, чередуются с криптозернистыми. Остракоды <i>Sibiritia conoidea</i> Abush., <i>Cystomatochilina</i> sp.	26,7
2. Известняки тонкозернистые с прослоями скрытозернистых, плотных, комковатых, крупнокристаллических и органогенных известняков с <i>Septatrypa antiquata</i> Nikif., <i>Alispira gracilis</i> Nikif., <i>Lenatoechia elegans</i> Nikif.	13,1
3. Известняки зеленовато-серые комковатые, бугристослоистые с прослоем в нижней части глинистых горизонтальнослоистых известняков	11,2
4. Чередование известняков зеленовато-серых глинистых, тонко-среднеслоистых комковатых и светло-серых органогенных массивных с остракодами <i>Hogmochilina maaki</i> (F. Schmidt), <i>Binderia jacutica</i> Step. sp. n., <i>Tollitia alakitica</i> Step. sp. n., <i>Leiocyamus magnus</i> Step. sp. n., <i>Cytherellina inornata</i> Abush., <i>Costaegera hastata</i> Abush.	10,5
5. Известняки тонко-скрытозернистые, с прослоем в центральной части слоя комковатых глинистых и органогенных известняков	4,1
6. Известняки светло-серые тонкозернистые, комковатые с бугристыми поверхностями наслоения	11
7. Известняки тонко-скрытозернистые, с бугристыми поверхностями наслоения, часто органогенные с маломощными прослоями мергелей	13,8

Мощность свиты в разрезе – 90 м, по району – до 80–120 м.

Большинство перечисленных органических остатков имеют широкий возрастной диапазон. Из определенных форм, собранных на площади, только остракоды *Costaegera cribrosa* Abush., табуляты *Catenipora escharoides* Larm., ругозы *Crassilasma simplex* Ivnsk., криноидеи *Myelodactylus flexibilis* Stuk., брахиоподы *Borealis borealis schmidti* (Leb.), *Hesperorthis rubeli* Lop. характеризуют возраст машковской свиты в пределах хаастырского горизонта, аэронского яруса, лландоверийского отдела силура [Салихов, 2007].

Непперендинская свита (S_{1np}) выделена Ю. И. Тесаковым в 1988 г. Название присвоено по р. Непперендэ. Стратотип находится в приустьевой части ручья, впадающего в р. Ниж. Бол. Куонда у отметки 484 м по правому борту, в 0,5 км от устья, где выходят серые плитчатые волнистослоистые и комковатые известняки с единичными прослоями серых мергелей и светло-серые толстоплитчатые известняки и доломиты с кораллово-строматопоровыми биостромами и биогермами [Бергер и др., 1988]. В пределах картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ выходы свиты на дневной поверхности наблюдаются в бассейнах верхних течений рек Алакит и Тегюрюк. Обнаженность свиты плохая, разрез изучен по отдельным разрозненным

коренным выходам и керну поисково-картировочных скважин. Вскрыта скв. 17 в инт. 0,0–19,7 м (кровля свиты срезана эрозией). Сложена комковатыми известняками, переслаивающимися с глинистыми и алевритистыми известняками. Присутствуют прослои (0,1–0,5 м) органогенно-обломочных известняков, редко глинистых доломитов и зеленовато-серых мергелей. В верхней части разреза отмечаются редкие линзовидные прослои (до 0,4 м) строматолитовых известняков. Комковатые известняки мелко- и скрытозернистые тонко-среднеплитчатые, с бугристыми поверхностями наслоения. Глинистые известняки и доломиты тонкослоистые, тонко- и толстоплитчатые. Окраска пород светло-серая, серая, зеленовато- и коричневатая-серая. В строении свиты просматривается определенная цикличность. В основании циклитов залегают комковатые известняки (мощностью 3–7 м) с прослоями органогенно-обломочных известняков, в средней части – тонкоплитчатые известняки, в кровле – мергели, глинистые известняки и доломиты. На подстилающих образованиях залегают согласно. Нижняя граница свиты проводится по подошве слоя глинистых известняков с прослоями мергелей, который является геофизическим репером и хорошо выделяется на каротажных диаграммах. Перекрывается также согласно яральинской свитой.

В скв. 17 и по площади в породах свиты встречены остракоды: *Leiocyamus magnus* Step. sp. n., *Gibberella maydeli* F. Schmidt., *Hogmochilina maaki* (F. Schmidt), *Tollitia alakitica* Step. sp. n., брахиоподы: *Lenatoechia elegans* (Nikif.), *Zygospiraella duboisi* (Vern.). Фаунистический комплекс характеризует возраст непперендинской свиты в пределах агидыйского горизонта, теличского яруса, лландоверийского отдела нижнего силура.

Мощность свиты по району – 19–40 м [Салихов, 2007].

Машковская и непперендинская свиты объединенные ($S_{m\dot{s}+np}$). На картируемой территории известны выходы в бассейнах верхних течений рек Алаakit, Сохолох, Тегюрюк и Марха. Мощность объединенного стратона по району – 60–160 м. Выделен в связи с недостаточной биостратиграфической изученностью и малым размером контуров распространения этих образований. Состав пород отвечает указанному выше для машковской и непперендинской свит.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕНЛОКСКИЙ ОТДЕЛ

Яральинская свита (S_{jr}) впервые выделена Ю. И. Тесаковым и Б. Р. Шпунтом в 1967 г. [Тесаков и др., 1967]. Стратотип находится в междуречье Ниж. Яральина и Ниж. Бол. Куонды. Залегают согласно на отложениях непперендинской свиты. В пределах картируемой территории Мархинско-Моркокинской СФЗ выходы свиты на дневной поверхности наблюдаются в бассейне рек Уэся-Ого-Юряге и Моркока (ниже ее устья), развита также в бассейнах рек Могды и Ниж. Томба. Представлена массивными грубоплитчатыми светло- и желтовато-серыми известковистыми доломитами, с прослоями глинистых и алевритистых, водорослевых и органогенных доломитов. Реже встречаются прослои (0,3 м) плоскогалечных конгломератов, песчаных и обломочных доломитов с темно-серыми стяжениями кремней и линзы известковистых псевдооолитовых доломитов. В верхней части разреза присутствуют

колонии (более 1 м в диаметре) табулят, ругоз. Нижняя граница проводится по подошве горизонта (8–12 м) коралловых известняков, слабобитуминозных коричневато-серых, с конкрециями кремней.

В подошве свиты встречена фауна строматопороидей и табулят: *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes, *Syringipora scabra* Sok. *Parastriatopora tebenjkovi* Tchern., брахиопод: *Pentlandina subcostatula* (Lop.), *Huattidina acutisummitatus* Nikif. et Modz. Фаунистический комплекс позволяет отнести яральинскую свиту к хакомскому горизонту венлокского отдела нижнего силура.

Мощность свиты по району – 50–70 м [Салихов, 2007].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМА – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования структурного яруса позднего силура – раннего карбона известны на ограниченных площадях у западной рамки листа Q-49 в бассейне р. Могды. На остальной территории срезаны эрозией или перекрыты более молодыми отложениями. Согласно районированию, принятому в Анабаро-Виллойской серийной легенде, образования позднего силура – раннего карбона входят в состав Вилюкано-Мархинской СФЗ Тунгусско-Ленской СФО.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ЛУДЛОВСКИЙ– ПРЖИДОЛЬСКИЙ ОТДЕЛЫ

Томбинская свита (S_{2tm}) на картируемой территории Вилюкано-Мархинской СФЗ имеет ограниченное распространение. Слагает верхние части склонов в истоках рек Моркока, Ниж. Томба и Могды, где залегает с размывом на отложениях венлокского отдела. Нижняя часть разреза свиты (12 м) представлена доломитами глинистыми светло-серыми тонкоплитчатыми до листоватых, с единичными прожилками (до 3 см) волокнистого гипса-селенита и мергелями пестроцветными с оскольчатой отдельностью и раковинным изломом. Выше залегает пачка гипсоносных слоев и глинистых доломитов (20 м). Гипсоносные слои представлены сочетанием гнездообразных и линзовидных скоплений гипса, разобщенных тонкими прослойками доломитов. Вся толща пронизана прожилками гипса-селенита мощностью до 0,05 м. В средней и верхней частях разреза свиты залегают прослои мощностью до 0,5 м, мергелей светло-серых до серо-бордовых среднеплитчатых. Выше пачка (35 м) представляет собой неритмичное переслаивание гипсоносных слоев и глинистых доломитов с прослоями известняков и водорослевых доломитов. Разрез свиты завершается пачкой (40 м) доломитов глинистых светло-серых до серо-бордовых, доломитов водорослевых светло-серых, с отдельными прослоями строматолитовых известняков.

Палеонтологически свита не охарактеризована. По положению в разрезе относится к верхней подсистеме силура, лудловскому–пржидольскому отделам. Суммарная мощность пород томбинской свиты в районе достигает 110 м [Машталярчук, 1995].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Континентальный режим, установившийся в позднем девоне – раннем карбоне, способствовал корообразовательным процессам. В результате на карбонатных породах субстрата и кимберлитах образовались продукты коры выветривания, впоследствии в процессе денудации в основном размытые и поэтому на карте не отражены.

Каолинит-гидросланцистая остаточная кора развита на карбонатных породах нижнего палеозоя. Установлена скважинами на локальных участках территории под терригенными отложениями верхнего палеозоя, в меньшей мере под трапами. По генетическому типу относится к незрелым остаточным корам сиалитного типа. Сохранились лишь нижние зоны коры, различающиеся на разных участках по своему составу в зависимости от субстрата. На участках карстообразования кора имеет повышенную мощность и двухчленное строение. Нижний горизонт сложен дезинтегрированными каолинизированными известняками, часто кавернозными и железненными. Кремниевый модуль 0,2. Мощность горизонта – от 0,2 до 7,5 м. Верхний горизонт представлен каолинит-гидросланцистыми глинами, зачастую железненными, с обломками и щебнем карбонатных пород (кремниевый модуль 0,3). В верхней части горизонта отмечается незначительная примесь песчаного материала, гравия и галек кварца. Мощность верхнего горизонта – 0,1–0,5 м, на локальных участках – до 10 м.

Монтмориллонитовая остаточная кора развита на кимберлитах. Она относится к корам с начальной гидратацией и выщелачиванием. Низы разреза представлены интенсивно выветрелыми желтовато-серыми кимберлитами с трещинами, выполненными ожелезненной глиной. Верхняя часть коры сложена монтмориллонитовыми и монтмориллонит-гидросланцистыми глинами со значительным количеством мелких выделений гётита, гидрогётита, зерен ильменита и пирропа. Мощность коры колеблется от 0,4 до 2,4 м.

Возраст коры выветривания принимается как позднедевонский–раннекарбонный на том основании, что ксенолиты осадочных пород из тр. Айхал содержат средне-позднедевонские (позднеживетские–раннефранские) кораллы, что указывает на морской режим осадконакопления и отсутствие в это время в регионе условий для корообразования. В то время как в подошве тегюрюкской толщи, залегающей с разрывом коры выветривания на кимберлитах тр. Краснопресненская, обнаружены остатки континентальных растений и определены миоспоры, характерные для визейского–серпуховского ярусов раннего карбона [Брахфогель, 1984].

Тегюрюкская толща (С₁) впервые выделена в 1985 г. С. В. Сомовым и Е. М. Ващенко [Ващенко и др., 1989]. Установлена в пределах картируемой территории Виллокано-Мархинской СФЗ на единственном участке (стратотипе) – над тр. Краснопресненская, где толща выполняет мульдообразную депрессию, залегая с разрывом непосредственно на кимберлитах. Перекрыта также с разрывом породами конекской и ботубинской свит. Разрез толщи вскрыт двумя десятками скважин. По литологическому составу толща делится на две пачки: нижнюю и верхнюю.

Нижняя пачка более карбонатная, представлена переслаиванием доломитистых, реже алевролитистых, аргиллитов с известковистыми доломитами, известняками, мергелями, алевролитами. Породы массивные, реже слоистые, серого и зеленовато-серого цветов. В основании пачки залегают разномасштабные песчаники с примесью пеплового материала, мелкого щебня и обломков туфоаргиллитов. Мощность пачки колеблется от 10 до 27 м.

Верхняя пачка преимущественно терригенная, с отчетливо выраженной слоистой текстурой пород. Примесь карбонатного материала отсутствует. Сложена в основном мелко-, среднезернистыми массивными полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями и линзами слоистых алевролитов и аргиллитов. Окраска пород серая и зеленовато-серая. Мощность пачки – 24 м.

В отложениях нижней пачки обнаружены остатки растений рода *Asterocalamites* и определены миоспоры *Punctatisporites*, *Calamospora minutissima* (Naum.) Lub., *Leiotriletes inermis* (Waltz) Naum., *Retusotriletes communis* Naum., *Verruciretusispora microthelis* (Naum.) Oshurk., *Grandispora* cf. *famenensis* (Naum.) Strel, *Diaphanospora submirabilis* (Kedo) Byvsch., *Grandispora* cf. *famenensis* (Naum.) Strel, *Reticulatisporites* cf. (Naum. et Kedo) Byvsch., *Schulzospora*, *Trachytriletes*, характерные для визейского–серпуховского ярусов раннего карбона [Салихов, 1996].

Максимальная мощность тегюрюкской толщи – 50 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования структурного яруса среднего карбона – нижнего триаса распространены в юго-западной половине территории листа Q-49, в его северо-восточной половине они срезаны эрозией в пределах южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы. Согласно районированию, принятому в Анабаро-Виллойской серийной легенде, образования среднего карбона – триаса входят в состав Анабаро-Тунгусской СФО, ее трех структурно-формационных зон: Мойеро-Оленёкской, Алакит-Моркокинской и Верхневиллойской.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Образования башкирского–московского ярусов карбона закартированы в средней части полосы Алакит-Моркокинской СФЗ от верхний бассейна р. Моркока до бассейна р. Тангхай в виде редких мелких разрозненных выходов в средних частях склонов речных долин. Вскрыты скважинами в Далдыно-Алакитском районе. Представлены конекской свитой. В Верхневиллойской СФЗ в составе чинокской свиты предполагаются под перекрывающими их более молодыми отложениями.

Конекская свита (*C₂kn*) впервые выделена в 1979 г. Е. М. Ващенко и Ю. Д. Урумовым [Ващенко и др., 1982]. Стратотип находится на левобережной части р. Сохолох, уч. Конек (скв. 14, междуречье Сохолох–

Быстрый, лист Q-49-79-А,В), где на коре выветривания по известнякам ба-
шенной свиты залегают [Фолисевиц, 1996] (снизу вверх, м).

1. Гравелиты серые слабо сцементированные, с мелкими, хорошоокатанными гальками и гравием кварца, кварцитов, кремней. Гранулометрический состав: гальки – 5%, гравий – 65%, песчано-глинистый материал – 30%	2,7
2. Песчаники кварцевые серые средне- и мелкозернистые с линзочками углей и редким обугленным растительным детритом	1,1
3. Песчаники полевошпатово-кварцевые алевритистые, участками сильно глинистые, темно-серые с редкими маломощными прослоями углей	9,4
4. Алевролиты углисто-глинистые темно-серые до черных, горизонтально-слоистые с маломощными прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников и углей	2,8
5. Песчаники полевошпатово-кварцевые глинистые мелко- и тонкозернистые массивные темно-серые	0,8
6. Алевролиты углисто-глинистые темно-серые горизонтально-слоистые, с редкими маломощными прослоями углей	1,8
7. Песчаники кварцево-полевошпатовые мелко- и тонкозернистые массивные темно-серые	0,7
8. Алевролиты темно-серые (в кровле песчанистые ожелезненные) с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной скоплениями обугленного растительного детрита по напластованию	1,5
9. Песчаники кварцево-полевошпатовые серые с сиреневым оттенком (прослоями желтовато-серые и бурые) мелкозернистые с горизонтальной, реже волнистой и линзовидной слоистостью	3,9
10. Конгломераты слабосцементированные с хорошоокатанными мелкими гальками и гравием кремнистых пород	0,2
11. Песчаники кварцево-полевошпатовые серые с лиловым оттенком и желтовато-серые мелкозернистые массивные, участками со слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, с маломощными прослойками алевролитов, обогащенных обугленным растительным детритом	4,1
12. Алевролиты комковатые коричнево-лиловые с прослоями ржаво-бурых мелкозернистых песчаников	2

Мощность приведенного разреза – 31 м.

С размывом и стратиграфическим несогласием залегает на различных горизонтах карбонатного цоколя. В подошве обычно отмечают базальные конгломераты и гравелиты в виде линз и прослоев мощностью от 10 см до 1,5 м, редко до 7 м. В составе галечного материала преобладают кремни, кварц, кварциты, окремненные карбонатные породы. По данным литологического анализа, в составе тяжелой фракции присутствуют ильменит и магнетит (12–30), лейкоксен (10–48) часто отмечают гранат (10–25), циркон (5–30), апатит (4–23), сфен (2–23) и хромит (4–13), пирит (до 44) и лимонит (до 72); в легкой фракции кварц (26–62), плагиоклаз (16–53), калиевый полевой шпат (7–25). В базальных горизонтах отмечают МСА (пироп, пикроильменит, хромшпинелид) различной степени сохранности, а также отдельные находки алмазов. Минералы-спутники распределены неравномерно как по вертикали, так и по латерали, но в основном сконцентрированы в приподошвенном горизонте мощностью 3–5 м.

Кровля свиты сложена сероцветными, разнозернистыми (преимущественно средне- и тонкозернистыми), слоистыми полимиктовыми песчаниками и

алевролитами, в том числе углистыми, с линзами углей, гравелитов и конгломератов мощностью до 1 м. Основными минералами тяжелой фракции здесь являются ильменит и магнетит (2–31 %), лейкоксен (7–22 %), апатит (7–19 %), сфен (1–18 %), гранат (9–16 %), циркон (1–7 %) и, иногда, пирит (до 96,5 %). Из минералов легкой фракции преобладают кварц (14–71 %), плагиоклаз (18–40 %), калиевый полевой шпат (7–21 %) [Сивчиков и др., 2011].

В юго-восточном простирании Алакит-Моркокинской СФЗ на склонах правобережья р. Терюттях и правобережье р. Мегелях на ограниченной полосе зафиксированы небольшие выходы, а также вскрыты в скважинах в бассейнах рек Туора, Мегелях и Терюттях, разрезы конекской свиты. Это сохранившиеся в эрозионных отрицательных формах палеорельефа остаточные маломощные отложения ближнего сноса (делювиально-пролювиальные, аллювий небольших водотоков, озерные отложения и т. п.), в них присутствует материал кор выветривания. Во всех разрезах скважин в подошве отложений свиты ясно видны следы перерыва и несогласного залегания с песчаной примесью, щебнем, дресвой подстилающих карбонатных пород нижнего палеозоя. Весьма часто подстилающими отложениями свиты являются коры выветривания на породах нижнего палеозоя. Грубообломочная часть отложений свиты представлена как неокатанным и плохоокатанным материалом местных терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, так и «экзотическим» материалом: средне-, редко хорошоокатанными гальками, гравием, иногда валунами кварцитов, кварца, роговиков, кремней. Отложения свиты на этой территории являются самыми информативными в поисковом отношении: в них отмечено максимальное содержание минералов-спутников алмаза (пирропов, хромошпинелидов) и три кристалла алмаза. Алмазы идентичны изученным в россыпи Дюккунах на соседней с юга площади. Мощность отложений конекской свиты – 0–8 м [Гиниятуллин и др., 1986].

В отложениях конекской свиты в стратотипе и по площади отмечается обилие органических остатков, приуроченных обычно к прослоям алевролитов и аргиллитов. Среди них определены пеллециподы: *Abacaniella elongata* Bet., *Curvirimula* cf. *trapesiforma* (Daws.), отпечатки ископаемых растений: *Angarodendron obrutschewii* Zal., *Angaridium finale* Neub., *Ruflorea theodorii* (Tchir. et Zal.) S. Meyen, *Cardiocarpus krivlyakiensis* Such., *Samaropsis angarica* Rassk., *Koretrophyllites mungaticus* Radcz., *Cordaites indeterminatus* Gluch. Палинокомплекс представлен спорами: *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub. – 40–60 %, *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Harr. – 4–23 %. Присутствуют *Verrucosisporites tuberculatus* Waltz. Pot. et Kr., *Granulatisporites* sp. На основании этих данных возраст конекской свиты принимается как среднекаменноугольный.

Мощность свиты в стратотипической местности изменяется от полного выклинивания до 37 м, на северо-западе территории в западинах палеорельефа – до 65–70 м. На север и северо-восток мощность свиты сокращается, иногда она бывает представлена здесь только верхней частью своего разреза, в которой алевролитов и аргиллитов больше, чем песчаников [Салихов, 2007.; Фолисевиц, 1996].

В Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения среднего–верхнего карбона закартированы в виде разрозненных мелких выходов в истоках рек и ручьев, сте-

кающих с водоразделов рельефа. Вскрыты многочисленными скважинами. Представлены они чинокской свитой.

Чинокская свита (С₂₋₃чп) выделена Н. Г. Вербицкой, Ю. С. Глуховым и Н. П. Ильяхиной в 1976 г. [Вербицкая и др., 1979] со стратотипом по рекам Чиноко и Ниж. Чунка в бассейне р. Чуна. В районе исследований залегает на размытой поверхности известняков нижнего силура и постепенно либо с перерывом перекрывается терригенными отложениями нижней перми. Прослеживается в виде разрозненных линейных выходов в средних и нижних частях склонов долин рек и ручьев, где обычно окаймляет неширокой полосой подножия трапных уступов, выше которых, как правило, имеют распространение уже осадки пермского возраста. В отличие от пермских, отложения чинокской свиты характеризуются резко выраженным обедненным минеральным составом, что использовано при расчленении указанных отложений. Шлихоминералогический метод расчленения этих осадков на основании резкого различия минералогических ассоциаций указанных разновозрастных отложений позволяет весьма точно произвести их корреляцию.

Типовой для района разрез чинокской свиты вскрыт скв. 9 в истоках руч. Каменный, в 2,6 км от южного берега оз. Кыллах по аз. 229° [Волотовский и др., 1967] (снизу вверх, м).

1. Тонкое переслаивание углисто-глинистых аргиллитов, обогащенных углистым веществом. Мощность слоек 5–6 см. На плоскостях наслоения отпечатки растительного детрита	7,1
2. Тонкое переслаивание черных аргиллитов, обогащенных углистым веществом и тонкозернистых песчаников светло-серого цвета. В песчаниках косая слоистость	8,5
3. Песчаник полимиктовый, светло-серого цвета, мелкозернистый, на слабом глинистом цементе – плохо выраженная косая слоистость, на плоскостях наслоения – углефицированный растительный детрит	0,4
4. Песчаник полимиктовый, светло-серого цвета, тонкозернистый, с прослойками углефицированной глины черного цвета мощностью 0,1–0,8 см	1,6
5. Песчаник светло-серый тонкозернистый глинистый, в переслаивании с тонкими (1–6 мм) линзами углефицированных глин черного цвета и редкими тонкими (8 см) линзами бурого угля	5
6. Углисто-глинистые алевролиты черного цвета с редкими, тонкими (до 5 мм) линзами бурого угля черного цвета, местами рыхлого, сажистого	1,4
7. Аргиллиты черного цвета, тонкослоистые с частыми тонкими слоями алевролитов темно-серого цвета. Встречаются тонкие (до 5 мм) слойки бурого угля	1,8
8. Песчаник полимиктовый, светло-серого цвета, тонкозернистый, плотный, на глинистом цементе	0,7
9. Тонкое (до 3 мм) переслаивание углефицированных глин черного цвета с бурым углем черного цвета. Уголь плотный, крепкий, с сильным блеском, излом раковистый. В глинах обилие растительного детрита	0,2
10. Углефицированная глина черного цвета в переслаивании с тонкими (1–2 мм) слойками тонкозернистого песчаника светло-серого цвета	0,5
11. Алевролиты светло-серого цвета в переслаивании с тонкими слойками аргиллитов черного цвета. Местами в алевролитах косая слоистость	1,8
12. Аргиллит алевритистый тонко-среднеслоистый, серого цвета с тонкими (0,5 см) прослойками алевролитов, реже тонкозернистых песчаников светло-серого цвета. Встречаются участки, обогащенные тонкой вкрапленностью сульфидов	3,4
13. Углефицированная глина черного цвета с обилием детрита флоры и многочисленными, тонкими (до 0,5 см) слойками бурого угля, плотного, блестящего	0,3

14. Аргиллиты серого цвета, тонкослоистые	2,2
15. Тонкое переслаивание полимиктовых тонкозернистых песчаников серого цвета с углистыми аргиллитами темно-серого цвета. Песчаники косослоистые	0,5
16. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые, на глинистом цементе, косослоистые, с тонкими (до 1 см) слоями аргиллитов	4

Общая мощность чинокской свиты в разрезе – 39,4 м.

Выше по разрезу 21,1 м вскрыта пластовая интрузия мелкозернистых долеритов.

Возрастное положение свиты определено по палинологическим данным и уточнено устойчивой шлихо-минералогической ассоциацией. В подошве свиты, в слое 1 приведенного разреза обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, в котором встречены виды, имеющие узкое стратиграфическое распространение: *Tuberculispora larvata* (Lub.) Oshurk., *Lophotrilletes resistens* (Lub.) Medv., *Verrucosisporites rubiginosus* Lub., *V. ermakovianus* Kov. *Campotrilletesphaleratus* (Lub.) Oshurk., *Foveolatisporites perforates* Lub., *Lycospora subtriquetra* (Lub.) Pot. et Kr., *L. breviapiculata* (Lub.) Pot. et Kr. По заключению В. С. Тереховой (1967 г.), виды являются характерными для среднего и верхнего карбона, а отложения могут быть датированы как средний–верхний карбон [Волотовский и др., 1967].

Мощность чинокской свиты непостоянна и колеблется от 10–20 до 50–60 м.

Отложения верхнего карбона закартированы преимущественно в средней части полосы Алакит-Моркокинской СФЗ от верховий бассейна р. Моркока до бассейна р. Тангхай в виде разрозненных линейных выходов в верхних частях склонов речных долин. На территории Верхневилуйской СФЗ они перекрыты более молодыми образованиями и имеют на эрозионной поверхности крайне ограниченное распространение. Вскрыты многочисленными скважинами. Представлены ботуобинской свитой.

Ботуобинская свита (*C_{3bt}*) впервые выделена Ю. А. Дукардтом в 1986 г. Стратотип составлен по скважинам, пробуренным на правом берегу р. Вилуй, в районе ручьев Курунг-Юрях и Сылага на сопредельном листе Р-49-ХП [Дукардт, 2002; Мащак и др., 2002]. Залегает с перерывом и стратиграфическим несогласием на различных горизонтах нижнего палеозоя и тегюрюкской толще; согласно залегает (на некоторых участках с местным перерывом) на отложениях конекской свиты. На дневной поверхности в пределах картируемой территории обычно прослеживается узкой полосой в верхних частях склонов речных долин, а также в «окнах» и «коридорах» среди базальтов и долеритов. Обнаженность ее и дешифрируемость крайне плохие – в большинстве случаев отложения перекрыты мощным делювиальным слоем. Разрез свиты изучен по керну многочисленных поисковых и структурно-картировочных скважин. Сложен он преимущественно песчаниками и алевrolитами с прослоями аргиллитов, углисто-глинистых сланцев, линзами углей и конгломератов. Для свиты характерно полициклическое строение с двумя крупными трансгрессивными макроциклами. Внутри макроциклов выделяются более мелкие трансгрессивные и реже регрессивные циклы. Типовой для района разрез ботуобинской свиты приводится по скв. 11 (междуречье Сохсолох–Быстрый, лист Q-49-78-А,В), в котором отчетливо проявляется полициклическое строение [Волотовский, 1967] (снизу вверх, м).

1. Песчаники олигомиктовые разнозернистые массивные, реже слоистые. В кровельной части – прослой углистых алевролитов с остатками флоры	9,2
2. Чередование пластов алевролитов (0,7–3,0 м) и песчаников (1,1–3,4 м). Песчаники светло-серые тонкозернистые, в верхней части тонкослоистые. Алевролиты темно-серые тонкослоистые, постепенно переходящие в массивные	18,9
3. Алевролиты голубовато-серые, серые массивные и с тонкой горизонтальной слоистостью, тонкозернистые.	4,4
4. Песчаники кварцево-полевошпатовые слюдястые мелко- и среднезернистые пепельно-серые косослоистые с примесью гравия и мелких (3–4 см) обломков серых аргиллитов в подошвенной части.	11,8
5. Алевролиты серые с горизонтальной тонкой слоистостью и маломощными (3–5 мм) прослоями углистых алевролитов	20,1
6. Чередование пластов песчаников (2,8–7,5 м) и алевролитов (5,6–9,7 м). Песчаники кварцево-полевошпатовые, слюдястые мелкозернистые серые. Алевролиты слюдястые темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью	25,6

Мощность свиты в данном разрезе – 90 м.

В подошве нижнего трансгрессивного цикла обычно залегает монотонная пачка мощностью до 10–15 м среднезернистых песчаников желтовато-серого цвета с зеленоватым оттенком. Нередко здесь встречаются линзы конгломератов мощностью до 2 м с прослоями средне- и крупнозернистых песчаников. Конгломераты средне- и мелкогалечные с редкими валунами, слабосцементированные, серые и буровато-серые. Грубообломочный материал плохо сортирован, окатанность его разнообразная – от неокатанных до хорошоокатанных. Преобладающий размер галек – 1–3 см, валунов – 10–20 см. Гальки и валуны представлены кварцитами, кварцем, кремнистыми породами, кремнями, кислыми эффузивами, гранитоидами. В составе тяжелой фракции преобладают ильменит (33,2–73,2%) и альмандин (2,3–33,3%). В повышенном количестве присутствуют пирит (2,2–27,9%), лимонит (2,2–25,0%), ромбический пироксен (1,7–10,0%), магнетит (4,4–9,1%). От единичных знаков до 1% встречаются циркон, сфен, турмалин, рутил, эпидот, хромит. Часты МСА – пироп, пикроильменит и хромит. Содержание их колеблется в широких пределах от нескольких до сотен и тысяч знаков. Верхняя часть цикла сложена алевролитами, преимущественно углистыми, углисто-глинистыми сланцами, песчаниками тонко- и мелкозернистыми.

В частных разрезах по площади листа и его обрамлению в отложениях свиты обнаружены морские и пресноводные пеллециподы: *Pseudostheria* sp., *Mrassiella* cf. *plana* Bet., *Abakaniella* sp. и остатки листовой флоры: *Angaridium finale* Neub., *A. mongolicum* Zal., *Angaropteridium* sp., *A. cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Paragondwanidium sibiricum* (Petunn.) S. Meyen, *Ruffloria subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Samaropsis pauxilla* Zal., *S. cf. auriculata* Neub., *Angarocarpus ungensis* (Zal.) Radcz., *Cordaicarpus kovbassinae* Such. и др. В палинокомплексе доминируют *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Harr. Часто встречаются *Psilohymena mirabilis* (Lub.) Hart et Harr., *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., *Leiotriletes pyramidalis* (Lub.) Medv., *Retusotriletes nigritelus* (Lub.) Fost. Присутствуют *Verrucosiporites rubiginosus* Lub., *Acanthotriletes rectispinus* (Lub.) Isch. На основании этих данных отложения датируются поздним карбоном.

Максимальная мощность ботуобинской свиты установлена на междуречье Марха–Алакит и достигает 100 м, минимальные мощности отмечаются в разных частях площади, иногда до полного выклинивания.

Конекская и ботуобинская свиты нерасчлененные (C₂₋₃kn-bt) выделяются в разных частях территории картирования Алакит-Моркокинской и Верхневиллойской СФЗ. Вблизи западной рамки листа Q-49 в бассейне рек Вилуй, Могды и Вавукан в результате работ 1963 г. установлено, что на размытой поверхности среднего ордовика и силура с угловым и стратиграфическим несогласием залегают средне-, позднекаменноугольные отложения, представленные взаимно-переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песками и песчаниками с маломощными прослоями и линзами угля и сидерита. Распространение их крайне ограничено. Мощность стратона – от 0 до 100 м. Выделен в связи с недостаточной биостратиграфической изученностью, сходством разрезов свит, малыми мощностями и размерами контуров распространения этих образований, их отражение ограничено разрешающей способностью карты масштаба 1 : 1 000 000. Состав пород отвечает указанному для конекской и ботуобинской свит.

В нерасчлененных отложениях конекской и ботуобинской свит на разных уровнях собрана флора хорошей сохранности. Из собранных форм наиболее узкий вертикальный стратиграфический интервал имеют *Angarodendron obrutschevii* Zal., *Noeggerathiopsis tomiensis* Radcz., *N. pseudoaequalis* Radcz., *Samaropsis(?) angarica* Rassk., *Koretrophyllites mungatica* Rad., встречающиеся в мазуровской и алыкаевской толщах Кузбасса. На основании этого был сделан вывод о средне-позднекаменноугольном возрасте вмещающих флору отложений [Побережский и др., 1964].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко развиты на территории листа. Они слагают верхние приводораздельные части склонов и окаймляют подножия уступов, часто бывают пронизаны интрузиями долеритов, оставаясь среди них в виде отдельных разрозненных полос и пятен. Нередко пластовые интрузии долеритов внедряются по контактам перми и карбона, в меньшей степени наблюдаются внутри разрезов.

Пермские образования представлены песками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с маломощными линзами бурых углей, с конгломератами в базальном слое.

Еробинская свита (P_{1er}) выделена Г. П. Радченко и Н. А. Шведовым (1940 г.). Стратотип описан В. И. Будниковым (1976 г.) в среднем течении р. Чуня [Будников, 1976]. Парастратотип описан Н. Г. Вербицкой и Ю. С. Глуховым в 1982 г. в скв. К-18 в бассейне р. Ероба [Глухов, 1974]. В пределах картируемой территории Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения свиты слагают приводораздельные части склонов, часто окаймляя подножия трапповых уступов. Повсеместно залегают на слаборазмытой поверхности чинокской свиты карбона или связаны с ними постепенными переходами. Иногда ложатся непосредственно на размытую поверхность лландоверских пород, что объясняется значительной расчлененностью допермского рельефа.

Отложения свиты обладают значительной фациальной изменчивостью. Представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими линзами углей. Линзы конгломератов редки и приурочены к базальному слою. От нижележащих отложений каменноугольного возраста отложения еробинской свиты отличаются сменой минералогической ассоциации терригенных отложений, прежде всего составом тяжелой фракции шлихов.

Полный разрез еробинской свиты вскрыт скв. 9 колонкового бурения в истоках руч. Каменный на водоразделе рек Марха и Алакит (лист Q-49-78). Здесь на отложениях чинокской свиты карбона, отделенной от нижней перми пластовой интрузией трапфов мощностью 21,1 м, залегают образования [Волотовский, 1967] (снизу вверх, м).

1. Песчаники буровато-желтые мелкозернистые полимиктовые, с тонкими (до 1 см) прослойками аргиллитов	2,9
2. Песчаники буровато-желтые тонкозернистые трещиноватые, часть трещин до 1 мм выполнена кальцитом белого цвета	0,6
3. Песчаники бурые мелкозернистые полимиктовые на плотном глинистом цементе. На отдельных участках мелкие (до 0,5 см) линзы и катыши алевролитов	0,5
4. Тонкое переслаивание аргиллитов и песчаников мелкозернистых светло-серых. Плоскости напластования неровные, волнистые. В нижней части пачки преобладают песчаники, в верхней – аргиллиты	2,0
5. Тонкое переслаивание аргиллитов темно-серых и песчаников светло-серых тонкозернистых полимиктовых	0,7
6. Песчаники серые мелкозернистые полимиктовые, слабощементированные, цемент глинистый	0,1
7. Аргиллиты темно-серые с тонкими прослойками песчаников светло-серых тонкозернистых полимиктовых	0,1
8. Песчаники темно-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые на плотном глинистом цементе. Многочисленные прослойки глин углефицированных черного цвета, мощностью от 0,5 до 10 см и тонкие (до 1–2 мм) слойки бурых углей и обугленные растительные остатки	3,2
9. Песчаники темно-серые тонкозернистые полимиктовые на плотном глинистом цементе. Тонкие (до 1–2 мм) слойки бурых углей	6,9
10. Аргиллиты алевитистые темно-серые с многочисленными тонкими (1–2 мм) слойками углистых черных аргиллитов. Порода тонко-среднеслоистая с ровными, гладкими плоскостями напластования	10
11. Аргиллит черный с линзой (5 см) песчаника желтовато-серого мелкозернистого полимиктового в подошве слоя	0,3
12. Песчаник желтовато-коричневый (пропитан гидроокислами железа) полимиктовый мелкозернистый на глинистом цементе. Линзочки угля – до 2 см	0,15
13. Алевролит темно-серый с редкими маломощными (1–2 мм) слойками углефицированных аргиллитов черного цвета	0,3

Общая мощность свиты в разрезе – 28,0 м.

Выше по разрезу залегают базальные гравелиты верхней перми.

Возраст еробинской свиты обоснован палинологическими определениями в приведенном разрезе скв. 9. При этом учтена резкая смена количественных соотношений минерального состава отложений свиты по сравнению с осадками чинокской свиты карбона. Палинологический спектр из осадков еробинской свиты по скв. 9, наряду с наличием форм, характерных для чинокской свиты, отличается появлением в значительных количествах (до 22 %)

более молодых нижнепермских кордаитов и спор с мелкошиповатой скульптурой. Указанный спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий, по мнению В. С. Тереховой (1967 г.), раннепермский возраст осадков, представлен следующими формами: *Cordaitozonales crispus* Lub., *C. uralensis* Lub., *C. sp.*, *Cordaitales*, *Ginkgocycadophytus glaber*. (Lub.), *Noeggerathiopsidozonoletes rotatus* Lub., *Acantotriletes spinosus* Naum., *A. multisetus* Lub., *A. parvispinus* Lub., *A. restispinus* (Lub.), *A. obtusosetosus* (Lub.), *A. tenuispinosus* (Waltz.), *Zophotriletes cornutus* Andr. Присутствие же значительного количества карбоновой пыльцы объясняется интенсивным перемывом карбоновых образований в раннепермское время.

Опираясь на приведенный спорово-пыльцевой спектр и учитывая положение свиты в разрезе выше отложений чинокской свиты среднего–позднего карбона, согласно актуализированной СЛ (Видик и др., 2019), возраст еробинской свиты принимается в стратиграфическом объеме ассельского, сакмарского, кунгурского ярусов приуральского отдела перми [Легенда ..., 2009]. Мощность отложений в районе непостоянна и меняется от 10 до 35 м.

Ахтарандинская свита (*P_{1ah}*). Стратотип выделен в 1968 г. А. И. Аверченко и А. Н. Толстых по р. Ахтаранда (приток р. Виллой) [Машак и др., 2002]. Развита в виде отдельных бесформенных пятен в разных частях территории в пределах Алакит-Моркокинской СФЗ и Верхневиллойской СФЗ на склонах возвышенностей и водораздельных пространствах, бронированных траппами. Часто породы свиты вскрываются в «окнах» и «коридорах» среди траппов. Обнаженность свиты плохая, коренные выходы отсутствуют. Разрез ее изучен по керну многочисленных поисковых и структурно-картировочных скважин. Залегает с размывом на различных горизонтах ботуобинской свиты. Сложена в основном разномерными слабосцементированными кварцево-полевошпатовыми (реже полимиктовыми) песчаниками. Отмечаются редкие прослои углистых алевролитов, углисто-глинистых сланцев, углей. В основании свиты нередко отмечаются маломощные линзы гравелитов и конгломератов.

Наиболее полный разрез ахтарандинской свиты в Алакит-Моркокинской СФЗ вскрыт в верховьях р. Прав. Тегюрюк скв. 18 [Бухмиллер, 1974] (снизу вверх, м).

1. Песчаники кварцево-полевошпатовые мелкозернистые слабосцементированные неслоистые. Цемент глинистый	7,4
2. Песчаники светло-серые кварцево-полевошпатовые, глинистые среднезернистые, слабосцементированные. Отмечаются редкие гальки и гравий	6,2
3. Песчаники кварцево-полевошпатовые мелкозернистые слабосцементированные, неслоистые. Цемент глинистый. Линзы углей	22,7
4. Алевролиты серые глинистые, иногда углефицированные, горизонтально-слоистые. В прикровельной части преобладают песчанистые алевролиты	24,7
5. Песчаники светло-серые кварцево-полевошпатовые, тонко-, средне- и мелкозернистые. Отмечается галечный материал	15,6
6. Песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком кварцево-полевошпатовые мелкозернистые. Цемент глинистый	11,5
7. Алевролиты углефицированные, неслоистые	2,6
8. Песчаники кварцево-полевошпатовые тонкозернистые слабосцементированные. Цемент глинистый	2,9

9. Песчаники кварцево-полевошпатовые мелко- и тонкозернистые слабосцементированные с брекчиевидной текстурой	6,1
10. Алевролиты серые слабоглинистые тонкослоистые	4,1
11. Песчаники светло-серые кварцево-полевошпатовые мелкозернистые слабосцементированные. Цемент глинистый. Прослой алевролитов.	6,0

Мощность свиты в разрезе – 110 м, является максимальной. По району она обычно колеблется от нескольких до 75 м.

В частных разрезах нескольких скважин в отложениях свиты обнаружены остатки пресноводных пеллеципод *Mrassiellina(?)* cf. *magniforma* Rag., *M.(?)* cf. *magniforma* f. *recta* Bet., *M.(?)* cf. *plana* Bet., *Mrassiellina elegantula* Bet. и растений *Paracalamites brevis* Gor., *Nephropsis rhomboidea* Neub. В палинокомплексах преобладают споры *Cordaitina rotata* (Lub.), *Luberisaccites stipticus* (Lub.), *Raistrickia obtusosaetosa* (Lub.), в меньших количествах присутствуют *Apiculatisporites hispidus* (Andr.) Drjag., *Ginkgocycadophytus retroflexus* (Lub.), *Verrucosisporites scurrus* (Lub.), встречаются *Granulatisporites gibbosus* (Ibr.). В пыльцевой части комплекса преобладают кордаитовые (до 45 %). На основании этих данных возраст ахтарандинской свиты принимается как раннепермский [Фолисевич, 1996].

В пределах Верхневилуйской СФЗ отложения ахтарандинской свиты развиты широко. Характерной особенностью этих отложений являются постепенные переходы песков в песчаники, большая роль песков и слабосцементированных песчаников, косая слоистость отложений, наличие прослоев и линз угля; развитие шаровых конкреций (диаметром до 0,4 м) в песчаниках. Залегают на размытой поверхности алевролитово-аргиллитовой толщи среднего–позднего карбона. Нижняя часть разреза свиты представлена конгломератами мелкогалечниковыми, песками разнозернистыми с углистыми прослойками, аргиллитами и алевролитами. Верхи разреза – песчаниками однородными, мелкозернистыми, слабосцементированными, песками с редкими прослойками аргиллитов, алевролитов и углей.

В 1958 г. в долине р. Улахан-Вава, в 5,0 км ниже устья р. Коконгнэкээн, в шаровидных конкрециях песчаников ахтарандинской свиты А. Н. Толстых была собрана фауна пеллеципод: *Kolymia* cf. *irregularis* Lich. и *Kolymia* sp., близких к группе *Kolymia pterineaeformis* и характерных для нижней перми. В долине р. Лахарчаана собраны: *Noeggerathiopsis derzavinii* Neub., *N. digitifotmis*, характерные, по мнению А. Н. Толстых, для всей ранней перми Ангарского континента. В 10,2 км выше устья р. Хахсык определены *Paracalamites pseudovicinalis* и *Noeggerathiopsis latifolia* которые, по мнению той же А. Н. Толстых, встречаются обычно в нижнепермских отложениях Северной Азии, причем по находкам *P. pseudovicinalis* разграничивают нижне- и верхнепермские отложения. В долине р. Вилуи среди охарактеризованного выше комплекса растительных остатков присутствие таких форм, как *Nephropsis integerrima* и вида, близкого к *Rhipidion turgnicum*, которые в Кузбассе известны из промежуточно-ягуновских горизонтов, а также наличие остатков, отнесенных к роду *Grassinetvia*, говорит, по мнению А. Н. Толстых, о раннепермском возрасте вмещающих их отложений. Обнаруженные же в этом комплексе *Noeggerathiopsis* cf. *digitifozm is*, *Angarocarpus ungensis*, а также остатки, очень близкие к *Ginhogophyllum vsevolodi*, могут указывать на более

узкий возрастной интервал формирования вмещающих отложений – самое начало ранней перми [Побережский и др., 1964].

На основании анализа приведенных комплексов органических остатков, возраст ахтарандинской свиты принимается в стратиграфическом объеме приуральского отдела перми, исключая уфимский ярус [Легенда ..., 2009].

Общая мощность отложений ахтарандинской свиты в районе исследования меняется от 30 до 110 м.

Борулойская свита (P_{1-2br}) названа по оз. Боруллоу-Кюэль, стратотипический разрез составлен А. И. Аверченко и А. Н. Толстых в 1968 г. по обнажениям на р. Ахтаранда [Мацак и др., 2002]. В районе Алаakit-Моркокинской СФЗ, Верхневилуйской СФЗ и в пограничной полосе Мойеро-Оленёкской СФЗ свита распространена в бассейне рек Марха, Моркока и Лахарчаана, прослеживается широким полем до р. Вилуи и далее до западной и южной границ листа Q-49. Естественные обнажения свиты отсутствуют, свита изучена по керну многочисленных мелких скважин и линиям шурфов. Литологические и дешифровочные особенности свиты весьма сходны с таковыми для ботубинской и ахтарандинской свит, что в значительной мере затрудняет их разделение и картирование без применения горнобуровых работ. С размывом контактирует с осадками ахтарандинской свиты, а при отсутствии последних – с различными горизонтами каменноугольных отложений или же с породами нижнего палеозоя. В некоторых случаях перекрывает кору выветривания по кимберлитам. Контакты с нижележащими отложениями резкие, неровные, с размывом. Зачастую в приконтактной части отложений отмечаются обломки и гальки подстилающих пород (углистых аргиллитов, алевролитов глинистых, карбонатных пород) различных размеров, а также линзы, гнезда карбонатной глины. Разрез свиты в целом представлен переслаиванием песчаников различной зернистости от тонко- до грубозернистых, с редкими маломощными прослоями алевролитов. В основании свиты залегают средне- и грубозернистые песчаники с маломощными линзами и прослоями гравелитов, примесью галек размером 1,5–3,0 см экзотических и местных пород, редко валунов алевролитов, обломков углей и обуглившихся растительных остатков. Анализ вещественного состава, гранулометрия отложений, строение разрезов, текстурные особенности и т. д. позволяют отнести отложения свиты к фациям руслового и пойменного аллювия, подводной дельты и мелководного бассейна. На значительных площадях эти отложения бронируются сверху пластообразными интрузиями долеритов, на малых участках (бассейн руч. Бай-Юрях и водораздел Оросу-Мегелях) перекрываются с угловым и стратиграфическим несогласием породами чичиканской свиты. Отложения борулойской свиты часто интродуцированы траппами. На контактах с интрузиями породы выбелены, кальцитизированы, часто оже-лезнены [Гиниятуллин и др., 1986].

Типовой разрез борулойской свиты составлен в пределах картируемой территории Алаakit-Моркокинской СФЗ по линиям шурфов в истоках р. Делинге (27) [Ивлиев и др., 1980] (снизу вверх, м).

1. Песчаники светло-серые глинистые средне-мелкозернистые массивные, в основании – редкая дресва черных аргиллитов

7,3

2. Переслаивание (0,01–0,05) песчаников, алевролитов и аргиллитов	2
3. Песчаники серые глинистые мелкозернистые слабосцементированные, с редким детритом, с тонкими прослойками темно-серых алевролитов	16
4. Чередование (0,8–1,6 м) пластов аргиллитов и пачек переслаивания (0,01–0,05 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов	6
5. Песчаники светло-серые, желтовато-серые крупнозернистые до средне-мелкозернистых, кварцево-полевошпатовые, слюдистые слабосцементированные массивные, с линзами (до 2,0 см) углистого детрита и углей	38
6. Аргиллиты темно-серые тонкогоризонтальнослоистые, тонкоплитчатые с плохо сохранившимися отпечатками флоры	6
7. Песчаники светло-, желтовато- и буровато-серые от крупно- до мелкозернистых кварцево-полевошпатовые, слюдистые, с углистым детритом	20
8. Аргиллиты темно-серые, черные тонкогоризонтальнослоистые	3,6

Мощность свиты в разрезе – 99 м. По площади она изменяется от полного выклинивания на севере и северо-востоке территории (за счет эрозии) до 100 м.

В отложениях свиты (по шурфам) В. А. Мишариной и Л. И. Богдашовой выделены пыльца кордаитовых *Cordaitina minor* (Medv.) Lub, *Crucisaccites ornatus* (Samoil.) Dibn., *Luberisaccites subrotatus* (Lub.) Dibn. и гингкообразных *Marsupipollenites* sp., *Entylissa glaber* Lub., миоспоры *Fovealatisporites perforatusus* (Lub.), *Verrucosisporites ermacovianus* (Lub.), *Camptotriletes orbicularis* Naum., *Raistrickia exacuta* (Andr.) Drjag., *Neoraistrickia tirnaensa* (Drjag.), споры бугорчатых *Lophotriletes gibbosus* (Drjag.), споры *Circulisporites parvus* de Jersey, *Spinosisporites parvispinus* (Lub.) Lub., *Turrisporites pyramidalis* f. *minor* Lub., *Nigrisporites marginatus* (Lub.) Osch., которые, по их заключению, характерны для пеляткинского горизонта казанского яруса перми.

На основании анализа приведенных спорово-пыльцевых комплексов, возраст борулойской свиты принимается в стратиграфическом объеме уфимского яруса приуральского отдела – казанского яруса биарминского отдела перми [Легенда ..., 2009].

Мощность отложений борулойской свиты изменяется от полного выклинивания благодаря эрозии на севере и северо-востоке территории до 100 м на юге.

Дегалинская свита (P_{2-3dg}) выделена в 1940 г. Г. П. Радченко, Н. А. Шведовым по р. Дегали, притоку р. Ниж. Тунгуска [Радченко и др., 1940]. В пределах картируемой территории Алакит-Моркокинской СФЗ и Верхне-Виллохой СФЗ отложения свиты играют существенную роль в геологическом строении района. Выходы терригенных образований свиты на дневную поверхность отмечены широко. На отдельных участках они протягиваются сплошной полосой шириной от нескольких сот метров до 2 км и занимают нижние части склонов. На других участках представляют собой разрозненные, вытянутые вдоль склонов участки, ограниченные полями интрузивных трапповых тел. Залегает с местными размывами на поверхности терригенных отложений борулойской свиты и выветрелых карбонатных породах лландоверийского яруса. В свою очередь перекрывается туфогенными породами вышележащей чичиканской свиты. На местности граница между терригенной и туфогенной толщами в большинстве случаев подчеркнута небольшим уступом. Изучены разрезы свиты с помощью буровых скважин и горных выработок.

Наиболее характерным и полным является разрез дегалинской свиты, вскрытый в водораздельной части рек Моркока–Тегюрюк (лист Q-49-78). Здесь терригенные отложения свиты залегают на размытой поверхности карбонатных отложений лландоверийского яруса (22) [Бухмиллер и др., 1974] (снизу вверх, м).

1. Песчаники серые и светло-серые мелкозернистые кварцево-полевошпатовые, в подошве катыши глинистых алевролитов от 0,5 до 3,0 см	13,8
2. Углистые алевролиты темно-серого до черного цвета, по плоскостям напластования примесь тонкого песчаного материала. Прослой угля – 0,3 м. В нижней части интервала плохо сохранившиеся отпечатки флоры	3,3
3. Долериты темно-серые тонкозернистые, трещиноватые (силл)	2,4
4. Алевролиты серые тонко-, микрослоистые плотные. Прослой песчаников мелкозернистых мощностью до 1 см	2,5
5. Песчаники светло-серые мелкозернистые кварцево-полевошпатовые слабоцементированные. Катыши глинистых алевролитов и аргиллитов (2,0 × 3,0 см)	3
6. Алевролиты светло-серые тонко-, микрослоистые глинистые. Слоистость обусловлена примесью углистого материала, которая в середине интервала увеличивается, цвет породы становится темно-серым. В конце интервала появляются прослой (до 1 см) песчаников тонкозернистых	36,6
7. Песчаники светло-серые среднезернистые слабоцементированные. В верхней части интервала тонкие (1–3 см) линзы угля и грубого песка	7,6
8. Песчаники коричнево-серые кварцево-полевошпатовые мелкозернистые. Вниз по разрезу размер зерен увеличивается до среднезернистых	3,1
9. Песчаники желтовато-светло-серые кварцево-полевошпатовые мелкозернистые. В подошве прослой из уплощенных внутрiformационных катышей аргиллитов и глинистых алевролитов	18,1
10. Песчаники желто-серые кварцево-полевошпатовые мелко-, среднезернистые слабоцементированные. Повсеместно отмечаются крупнозернистые разности песчаников, содержащих иногда гравийные зерна. В целом размер зерен увеличивается вниз по разрезу. Крупнообломочный материал до первых сантиметров в поперечнике представлен гальками кварца, кремней и аргиллитов. Содержание галек не превышает 1–2%	15,6
11. Песчаники желто-серые кварцево-полевошпатовые мелкозернистые слабоцементированные. В подошве – линза гравелитов	6,7
12. Песчаники светло-серые мелкозернистые кварцево-полевошпатовые, слабоцементированные. Линзы гравелитов до 5–7 см	28,8
13. Алевролиты желтовато-серые плотные, трещиноватые. По трещинам ожелезнение. Прослой (до 1,5–2 см) аргиллитов и песчаников	3,5

Общая мощность терригенных отложений в скважине – 145 м. Выше скважиной вскрыто тело долеритов.

Возраст свиты определен на основании палинологического анализа – спорово-пыльцевые спектры выделены в разных частях терригенного разреза дегалинской свиты, вскрытой скважинами. Наряду с компонентами широкого стратиграфического распространения, а также с формами, являющимися характерными для карбонового возраста последние, по мнению Т. Е. Михайловой и А. В. Киселевой, являются переотложенными. Во всех выделенных спектрах присутствуют индикаторы верхней перми. К ним относятся крупношиповые формы: *Acanthotriletes cornutus* (Andr.), *A. abruptus* (Andr.), *A. Heteromorphus* (Andr.), *A. multicolorius* (Andr.), *A. exacutus* (Andr.). Среди

бугорчатых спор отмечены *Zophotriletes maryinatus* Porln., *Z. polypyrenus* (Ibr.) Naum. Встречены также единичные руководящие формы *Zonomonoletes gracilus* и *Platysaccus disulcatus* [Бухмиллер и др., 1974].

Опираясь на анализ спорово-пыльцевых спектров, возраст дегалинской свиты принимается в стратиграфическом объеме уржумского яруса биарминского–северодвинского яруса татарского отдела перми [Легенда ..., 2009].

Мощность отложений дегалинской свиты изменяется от полного выклинивания (благодаря эрозии) до 145 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Южночунская свита (Г.іĉ). Стратотип располагается в ур. Железная Гора на р. Юж. Чуня (в 10 км от слияния с р. Сев. Чуня) [Решения ..., Новосибирск, 1981]. На изученной территории [Легенда ..., 2009] в состав свиты включены все вулканогенно-осадочные отложения трапповой формации, слагающие верхние части положительных форм рельефа (исключая интрузии долеритов) в центре и юго-восточном углу площади листа в пределах Алакит-Моркокинской СФЗ, а также небольшие эрозионные останцы в пригранничной зоне Мойеро-Оленёкской СФЗ. Обнаженность свиты очень плохая, коренные обнажения туфогенных пород можно наблюдать лишь в некоторых карьерах отработанных кимберлитовых трубок. Разрез свиты изучен по керну многочисленных поисковых скважин и в стенках карьеров трубок Айхал, Заря и Юбилейная. Повсеместно туфогенные отложения свиты интродуцированы долеритами, имеющими сложную конфигурацию на дневной поверхности.

Налегают туфы на терригенные отложения дегалинской свиты, при формировании свиты в водной среде согласно, а на суше – несогласно, на разные горизонты ахтарандинской, ботуобинской и конекской свит, а также на карбонатные породы раннего палеозоя. В свою очередь свита несогласно перекрывается четвертичными образованиями.

Факт появления в составе терригенных отложений поздней перми пирокластических вулканогенных образований базитового вулканизма на фоне непрекращающегося терригенного осадконакопления отмечен в разрезе по скв. 19, расположенной в верхнем течении р. Алакит (уч. Усун-Юрях) [Серов, 1988] (снизу вверх, м).

1. Алевролиты плотные, крепкие, неяснослоистые и массивные	6
2. Алевропесчаники неяснослоистые, плотные с линзовидно-пятнистой текстурой. В подошве глинистые катыши (0,4 м)	3
3. Туфопесчаники серые, темно-серые, с зеленоватым оттенком от мелко- до среднезернистых, обратно-градационнослоистые по зернистости.	18,1
4. Туфы базальтов литокластические мелко-среднеобломочные. Литокласты базальтов часто угловатые (0,1–0,5 см) слагают до 60 % объема породы. Связующая масса темно-серого цвета, алевритовой размерности	0,6
5. Бурый уголь ржаво-бурого цвета, пористый с матовым блеском	1,8
6. Песчаники светло-серые мелко-, среднезернистые массивные	4,9
7. Алевролиты серые, темно-серые массивные	2,9
8. Туфоалевролиты серые, темно- и зеленовато-серые, массивные	15,1

9. Туфопесчаники темно-серые от мелко- до среднезернистых, обратно-градиционнослоистые по зернистости. Вниз по разрезу зернистость уменьшается и туфопесчаники постепенно переходят в туфоалевролиты	21,9
10. Туфы основного состава, литокластические, мелкообломочные. Литокласты базальтов (0,2–0,3 см) составляют до 60 % объема породы. Связующая масса алевритовой размерности	13

Мощность свиты в разрезе – 87 м.

Наиболее полный разрез отложений свиты зафиксирован на площади от верховьев р. Прав. Тегюрюк до левобережья руч. Ёраас и составлен по скв. колонкового бурения 21 [Бухмиллер и др., 1974] (сверху вниз, м).

1. Почвенно-растительный слой мощностью 5–7 см. Суглинок коричневого, грязно-коричневого цвета с обломками выветрелых туфов. Небольшие линзы льда	2,5
2. Туфы базальтов коричнево-серые псаммито-алевритовые, псефитовые, количество обломочного материала – более 50 %. Основная масса сложена пепловыми частицами вулканического стекла. Обломки представлены витробазальтами, реже микродолеритами. Размер обломков от 2–5 мм до 3–5 см в поперечнике. Терригенная примесь составляет 5–10 %, представлена кварцем и полевыми шпатами псаммитовой размерности. Структура туфов под микроскопом лито-витрокластическая	2,1
3. Туфы голубовато-серые псефитовые, брекчиевидной текстуры, плотные. Обломки размером от 5–7 мм до 5–6 см, выделяются на выветрелой поверхности более светлым тоном	0,4
4. Туфы светло-коричневые, брекчиевидной текстуры, трещиноватые, аналогичны туфам в слое 2, но с большим количеством обломков	2
5. Туфы светло-коричневые псефитовые, брекчиевидной текстуры, трещиноватые. Основная масса сложена пепловыми частицами бурого вулканического стекла. Терригенная примесь псаммитовой размерности составляет 4–5 % объема породы. Структура породы лито-витрокластическая. Литокласты витробазальтов и микродолеритов размером до 1 см	2,5
6. Туфы коричневые, псаммитовые, с брекчиевидной текстурой, трещиноватые. Структура лито-витрокластическая. Основная масса сложена пепловыми частицами бурого вулканического стекла. Обломки размером до 2 мм в поперечнике представлены витробазальтами и микродолеритами. Терригенная примесь псаммитовой размерности составляет 3–4 % объема породы	4,2
7. Туфы грязно-коричневого цвета, псефитовые, реже псаммитовые с брекчиевидной текстурой, трещиноватые. Структура лито-витрокластическая. Литокласты витробазальтов и микродолеритов размером до 3–4 см составляют 30–40 %, терригенная примесь псаммитовой размерности – 7–8 % объема породы	0,8
8. Туфы грязно-коричневого цвета, псефитовые, в средней части псаммитовые, с брекчиевидной текстурой, трещиноватые. Терригенная примесь псаммитовой размерности составляет 5–10 % объема породы, литокластов 30–35 %. Структура породы под микроскопом лито-витрокластическая. Основная масса сложена пепловыми частицами бурого вулканического стекла, превращенного в хлорит-цоизит-эпидотовый агрегат. Размер обломков – до 1 см в поперечнике	21
9. Туфы коричневого цвета, псаммитовые с брекчиевидной текстурой, трещиноватые, структура лито-витрокластическая. Основная масса сложена пепловыми частицами бурого вулканического стекла. Содержание обломочного материала 50–60 %. Обломки представлены витробазальтами и микродолеритами. Размер обломков не превышает 1 см. Терригенная примесь незначительна	4
10. Туфы темно-коричневого цвета, псаммитовые с брекчиевидной текстурой, трещиноватые. Терригенная примесь псаммитовой размерности составляет 5–6 % объема породы, литокластов – 25–30 %. Структура породы литовитрокластическая.	

Литокласты часто изометричной формы, представлены витробазальтами, реже микродолеритами. Размер обломков до 0,3–0,4 см в поперечнике. Отмечается полосчатость, обусловленная изменениями размерности обломков	1,5
11. Туфы темно-коричневого цвета, псаммитовые с брекчиевидной текстурой, трещиноватые. Терригенная примесь 5–6% объема породы, литокластов 40–45%. Структура породы под микроскопом лито-витрокластическая. Литокласты изометричной формы представлены витробазальтами и микродолеритами. Основная масса сложена пепловыми частицами хлоритизированного вулканического стекла. Отмечается полосчатость, обусловленная разностью размерности обломков	10
12. Туфы желтовато-коричневые псаммитовые трещиноватые. Терригенная примесь 5%, литокластов 10–20% объема породы. Структура породы лито-витрокластическая. Основная масса туфов – пепловые частицы бурого вулканического стекла. В литокластах витробазальты и микрокварциты. Размер обломков не превышает 2 мм	4,5
13. Туфы коричневатого-серого цвета, псаммитовые и псефитовые трещиноватые. Терригенная примесь – 5%. Структура лито-витрокластическая. Литокласты представлены витробазальтами и глинистыми алевролитами. Размер обломков – от долей мм до 1–1,5 см	21
14. Туфы коричневатого-серого цвета, псефитовые массивные трещиноватые. Терригенная примесь 5–8%, литокластов – 10–15% объема породы. Структура под микроскопом лито-витрокластическая. Основная масса – бурое стекло, цеолитизированное. Литокласты изометричной формы, представлены витробазальтами, микрокварцитами и аргиллитами. Размер обломков – от долей мм до 1–1,5 см	9
15. Туфы коричневого цвета псефитовые массивные, трещиноватые. Терригенная примесь 8–10%, литокластов – 30–40% объема породы. Структура лито-витрокластическая. Основная масса состоит из бурых пепловых частиц цеолитизированного вулканического стекла. Литокласты представлены витробазальтами. Размер обломков до 2–3 мм	19,5
16. Туфы серого цвета с голубоватым оттенком, псаммитовые трещиноватые. Терригенная примесь 3–5%, литокластов 15–20% объема породы. Структура лито-витрокластическая. Литокласты изометричной формы представлены витробазальтами. Размер обломков до 3–4 мм в поперечнике	16,8
17. Базальты тонкозернистые темно-серые плотные, массивного облика, трещиноватые. Структура порфировая, пойкилоофитовая с толеитовой основной массой. Текстура флюктуационная, миндалекаменная. Основная масса (мезостази́с) – 70% объема породы, миндалины 10–15%, обломки долеритов и кристаллы клинопироксена 15–20%. Миндалины выполнены бурым палагонитом, агрегатом цеолита и карбоната	5

Мощность туфогенных отложений свиты вместе с базальтами в разрезе – 126,8 м.

Разрез свиты в юго-восточном углу территории листа вскрыт скв. 41. Здесь над долеритами катангского комплекса залегают [Кулаев и др., 1981] (снизу вверх, м).

1. Туфоалевролиты серые до темно-серых тонко-горизонтальнослоистые, с редкими прослоями и линзами (до 10–15 см) туфов	12
2. Туфы лито-, кристаллокластические зеленовато-серой окраски средне-, крупнообломочные	70,5
3. Базальты темно-серые мелкозернистые	47,5
4. Базальты темно-серые афанитовые	7,5
5. Туфы кристаллокластические зеленовато-серые	11,5

Общая вскрытая мощность свиты – 149,0 м.

Как видно из приведенных разрезов, свита представлена туфами и ксенотуфами основного состава с резко подчиненной ролью туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Редко в составе свиты встречаются миндалекаменные базальты. Благодаря линзовидному переслаиванию образования свиты характеризуются фациально изменчивым строением, как по вертикали, так и по laterали.

В туфопесчаниках и углях скв. 19 (слои 3 и 5) В. Л. Пенигиной получены богатые палинокомплексы. В целом для них характерно присутствие спор: *Nigrisporites nigrifellus* Lub. – 10%, *N. marginatus* Portn. – 8,4%, *Lophotriletes* sp., – 7%, единично – *Cyclogranisporites* sp., *Trachytriletes* sp., *Raistrickia* sp., *Neoraistrickia* sp., *Turrisporites sibiricus* (Medv.) Krug. Пыльца кордаитов составляет 23%, характерно появление пыльцы кейтониевых – 10%. В слое 7, наряду с вышеописанными миоспорами, присутствуют споры, характерные для триаса: *Osmundacidites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Chomotriletes* sp., *Cyathidites* sp., *Punctatisporites limpidus* (Naum.). Среди пыльцы доминируют кейтониевые до 56,7% – *Vitreisporites gracilis*, единично отмечена пыльца *Entylissa caperata* Lub., *Bennettites* sp. и др. Для комплекса характерен смешанный состав палеозойских и мезозойских миоспор, что свидетельствует о постепенном переходе от верхней перми к нижнему триасу. По заключению В. Л. Пенигиной, палинологическая характеристика свиты, вскрытой в скв. 19, свидетельствует о позднепермском возрасте, переходящем в ранний триас [Серов, 1988].

Из туфогенных отложений скв. 21 выделены спорово-пыльцевые спектры, в которых присутствуют руководящие верхнепермские споры: *Acanthotriletes cornutus* (Andr.) Naum., *A. multicolorarius* (Andr.) Naum., *A. hiteromorphis* (Andr.) Naum с грубыми шипами. Кроме того, к руководящим формам относятся споры (однолучевые): *Zonomonoletes gracilis* Peters и формы *Circulisporites parvus* de Jerscy. По заключению Т. Е. Михайловой и А. В. Киселевой (1974 г.), палинологическая характеристика отложений, вскрытых в скв. 21, свидетельствует об их позднепермском возрасте.

В туфоалевролитах скв. 41 обнаружены палинологические спектры, характеризующиеся набором спор и пыльцы позднепалеозойского и мезозойского возраста: *Guthorhlisporites varians* (Sadk.) Luber., *G. verus* (Sadk.) Luber., *Entylissa caperata* (Lub.) Luber., *Marsupipollonites retroflexus* (Lub.) Luber., *Caytonanthus harrisi* Medv., *Nigrisporites marginatus* Portn., *Raistrickia multicolorinis* (Andr.) Siver., *Azonotriletes extensus* Lub., *Az. obtusosetosus* Lub., *Az. facerus* Andr. По заключению Р. Г. Аввакумовой, здесь присутствуют представители верхнепалеозойских и мезозойских спектров, что позволяет сопоставить вмещающие отложения с нижней частью туфогенно-осадочной толщи нижнего триаса в Кузнецком и Тунгусском каменноугольных бассейнах [Кулаев и др., 1981].

В верховьях рек Моркока, Марха и Алакит, на уч. Крест, в отложениях туфогенно-осадочной толщи А. Н. Толстых обнаружила богатый комплекс ископаемых растений *Marchajella kaschirzevii* Tolst., *Juccites jakutensis* Tolst., *Cordaites oblongifolius* (Radcz.) S. Meyen, «*Noeggerathiopsis*» *pseudominutifolia* Tolst., *Grassinervia acuminata* Tolst. и др., что позволило ей отнести эту толщу к поздней перми – началу триаса [Лелюх и др., 1981].

Опираясь на приведенный анализ спорово-пыльцевых спектров и флоры, возраст южночунской свиты принимается согласно А-В серийной легенде [Легенда ..., 2009] в стратиграфическом объеме тутончанского горизонта индского яруса нижнего отдела триаса.

Мощность отложений южночунской свиты изменяется от полного выклинивания (благодаря эрозии) до 150 м.

Чичиканская свита (T₃cc). Стратотип располагается в нижнем течении р. Чичикан (правый приток р. Сев. Чуня) [Решения ..., Новосибирск, 1981]. На изученной территории в состав свиты включены вулканогенно-осадочные образования трапповой формации, широко развитые в пределах картируемой территории Алакит-Моркокинской СФЗ и Верхневилуйской СФЗ. Для площади развития свиты с преобладанием в ее составе туфов, характерны слабовсхолмленные водоразделы с пологими, слабовыпуклыми склонами. Пониженные участки заболочены, с бессточными западинами и многочисленными медальонами. Коренные выходы туфогенных пород отмечались в эрозионных бортах долин рек Вилюй, Улахан-Вава, Потенакты, Кюрюнгнэкээн, Амбардаах, Лахарчаана и др. На остальной территории они очень редки и картируются по отдельным небольшим элювиально-делювиальным высыпкам мелкого щебня (обломки 1–2 см в поперечнике) и темно-зеленому суглинистому материалу.

Залегают туфогенные породы свиты обычно на размытой, неровной поверхности континентально-лагунных отложений верхнего палеозоя, а на отдельных участках (бассейн р. Вавуакан, руч. Було-Дьекит, правобережье р. Сээн) – на карбонатных породах нижнего палеозоя, несогласно перекрываются четвертичными образованиями [Побережский и др., 1964].

В верховьях р. Амбардаах составлен разрез нижней туфогенной части свиты (43) [Попов и др., 1974] (снизу вверх, м).

1. Туффиты псаммитовые и псефитовые, равномерно переслаивающиеся. Мощность прослоев 10–15 см. Цвет пород темно-серый, желтоватый	5
2. Туффиты алевритовые тонкослоистые темно-серого цвета с тонкими (до 5 мм) линзовидными прослоями пелитовых туффитов	2,5
3. Переслаивающиеся гравийные, псаммитовые и алевритовые туффиты серого, зеленовато- и желтовато-серого цветов. Мощность прослоев и линз от 5 мм до 10 см. В нижней части слоя преобладают прослои тонкослоистых псаммитовых и алевритовых туффитов, в верхней – гравийных и псаммитовых	7
4. Туфоалевролиты желтовато-серые тонкоплитчатые, неяснотонкослоистые с прослоями и линзами (мощностью до 0,5 м) туфопесчаников мелкозернистых неяснослоистых с мелким углефицированным детритом	2,6
5. Туффиты темно-серые псаммитовые тонкослоистые, переслаивающиеся. Прослой мощностью до 10 см, часто чередуются и выклиниваются	2,5
6. Туфы темно-серые мелко-, среднеобломочные витро-литокластические с редкими пизолитами размером до 1 см	0,7
7. Туфы серого цвета, крупнообломочные витро-, литокластические, резко сменяющиеся по разрезу и по простиранию мелко-, среднеобломочными лито-, витро-кластическими туфами темно-серого цвета. Породы неяснослоистые	3,2
8. Туффиты темно-серые алевритовые тонкослоистые, с пизолитами размером от 2 до 10 мм. По простиранию туффиты часто выклиниваются	0,15
9. Туффиты темно-серого до черного цвета, гравийные, слоистые. Среди зерен преобладает вулканическое стекло размером до 1 см	0,15

Мощность туфогенных отложений свиты в разрезе – 23,8 м.

Разрез свиты с участием лавовых потоков вскрыт канавой на левобережье р. Лахарчаана (39) [Попов и др., 1974] (снизу вверх, м).

1. Туфопесчаники зеленовато-серые мелкозернистые, неяснослоистые, плотные	0,6
2. Туфопесчаники зеленовато-серые мелкозернистые, массивные, с тонкими примазками углефицированных растительных остатков. Породы слабо изменены и уплотнены	0,4
3. Базальты темно-серые витрофировые массивные, слаботрещиноватые. В 0,4 м от подошвы появляются мелкие поры и миндалины кальцита и вулканического стекла. Размер их постепенно увеличивается и достигает 1,5 см. Контакт с подстилающими породами четкий, неровный, волнистый. Азимут падения 330°, угол 8°	0,8
4. Мандельштейны темно-серого цвета с буроватым оттенком, пористые. Основная масса сложена тонкозернистым базальтом. Количество миндалин и пор достигает 60 %. Размер миндалин редко превышает 1 см, форма изометричная с неровными очертаниями, миндалены выполнены кальцитом и вулканическим стеклом. Единичные миндалины выполнены халцедоном и опалом. Переход от нижележащих витрофировых базальтов к мандельштейнам постепенный	0,6
5. Туфоалевролиты зеленовато-серые неяснослоистые плотные. На контакте с вышележащими базальтами слабо уплотнены. Азимут падения 320°, угол 4–5°	0,2
6. Базальты витрофировые темно-серого цвета с редкими, мелкими (до 0,5 см) миндалинами вулканического стекла и кальцита	0,7
7. Витрофировые базальты вверх по разрезу постепенно переходят в мандельштейны темно-серого цвета с буроватым оттенком, пористые. Основная масса сложена тонкозернистым микропористым базальтом. Количество миндалин кверху увеличивается от 35–40 до 70 %. Размер их достигает 2 см. Миндалины выполнены вулканическим стеклом и кальцитом. Вблизи кровли появляются миндалины халцедона и опала. Здесь же наблюдаются тонкие (1–2 мм) прожилки (протяженностью до 30 см) желтого кальцита и цеолита. Азимут падения верхнего контакта 260°, угол 15°. Контакт неровный, четкий	2,5
8. Базальты витрофировые темно-серого цвета, пузырчатые. Поры размером до 1 см вытянутой формы в полосах шириной до 10 см и длиной до 30 см	0,6
9. Витрофировые базальты вверх по разрезу постепенно переходят в мандельштейны буровато-темно-серого цвета, пористые. Количество миндалин достигает 10 %, размер их не превышает 2 см, выполнены преимущественно кальцитом и его прозрачной разновидностью – исландским шпатом. Все миндалины имеют тонкую оторочку из хлоритизированного вулканического стекла буровато-темно-зеленого цвета. В кровле (0,2 м) мандельштейны слабожелезнены и имеют буроватую окраску. Контакт с вышележащими базальтами четкий, волнистый. Азимут падения 250°, угол – 24°	1,4
10. Базальты витрофировые темно-серого цвета	1,8
11. Витрофировые базальты постепенно переходят в миндалекаменные, пористые тонкозернистые. Размер миндалин 5–7 мм, выполнены они кальцитом, халцедоном и вулканическим стеклом. Количество миндалин не превышает 10 %	1,5

На описанных покровах базальтов лежат еще три покрова того же строения и состава общей мощностью около 8 м.

Мощность свиты в разрезе – 19,1 м.

Базальты в составе чичиканской свиты витрофировые и гиалиновые, часто миндалекаменные, темно-серого и зеленовато-серого цветов. Структура интерсертальная, пойкилоофитовая, толеитовая, реже офитовая. Текстура обычно массивная, редко трахитоидная. Состоят из основных плагиоклазов

(№ 57–80) – 30–55 %, моноклинного пироксена – 15–35 %, оливина – 5–7 %, рудного минерала – 1–5 % и мезостазиса – 5–20 %. Из вторичных минералов присутствуют боулингит, иддингсит, хлорит, кальцит, анальцим, уралитовая роговая обманка. Афанитовые базальты отличаются микропорфировой структурой и массивной, нередко атакситовой и миндалекаменной текстурами. Миндалины размером 2–5 мм выполнены кварцем, кальцитом, цеолитами и хлоритом. Микропорфировые вкрапленники (2–5 %) представлены основным плагиоклазом, моноклинным пироксеном и оливином.

Пирокластические породы, среди которых установлены туфы базальтов и туффиты, пользуются значительным распространением. Туфы с примесью чуждого по составу материала – кристаллокласты кварца, полевых шпатов; литокласты известняков, доломитов, гранита, кристаллических сланцев, микрокварцитов, терригенных пород и угля – отнесены к ксенотуфам, согласно данным [Малеев, 1980]. Макроскопически ксенотуфы – это обломочные породы серого, темно-серого, коричневатого и зеленоватого-серого цветов пятнистой (такситовой) массивной и слоистой текстуры. Под микроскопом обнаруживают кристалло-литокластическую псаммитовую, псефо-псаммитовую, псаммо-псефитовую структуры.

Туфы базальтов обычно состоят (объем, %): литокласты 50–80, кристаллокласты 10–25, цементирующая масса (мезостазис) 10–50. Мезостазис состоит из мелких обломков разложенного вулканического стекла и единичных кристаллокластов кварца и плагиоклаза. Среди обломочного материала преобладают литокласты базальтов (50–80 %), в том числе гиалобазальты, миндалекаменные разности, иногда – шлаки, реже встречаются обломки долеритов (5–10 %), еще реже – микрокварцитов (0–2 %), гранитов (0–5 %), роговиков (0–5 %), кристаллических сланцев (0–2 %). Кристаллокласты представлены обломками плагиоклаза, микроклина, клинопироксена и кварца, наиболее часто встречаются кварц и плагиоклаз. Постоянно в туфах присутствуют обломки углефицированного детрита (1–5 %) и единичные чешуйки хлорита, мусковита и флогопита, кристаллокласты граната, сфена и циркона.

В количественном отношении преобладают литокласты базальтов, их форма различная – угловатая, изометричная, округлая или удлиненная, полигональная, преобладающий размер – 1–4 мм, но нередко встречаются и более крупные – 10,0–15,0 мм по удлинению. Литокласты базальтов обладают порфировой структурой, стекловатой и офитовой основной массой, состоящей из лейст плагиоклаза, единичных кристаллов клинопироксена и псевдоморфоз бурого иддингсита по оливину, а также вулканическому стеклу, выполняющему интерстиции лейст плагиоклаза. Многие литокласты базальта имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины выполнены цеолитами и анальцимом.

Шлаки имеют неправильную форму с заливообразными очертаниями и состоят из бурого разложенного вулканического стекла, замещенного иддингсит-хлоритовым агрегатом, и удлинённых пор, иногда выполненных анальцимом или агрегатом цеолитов. Содержание пор и миндалин в шлаках достигает 55–60 %. Литокласты долеритов представлены единичными обломками тонко-мелкозернистых оливин-плагиоклазовых, реже оливин-клинопироксен-плагиоклазовых разностей, обладают порфировой структурой с офитовой основной массой.

**Содержания петрогенных (в массовых долях %) и редкоземельных (в г/т) элементов
в базальтах и туфах чичиканской свиты**

Номер пробы	112	1143	1160	40	48	45	153*	217*	1141*
Порода	1	2	1	3	4	5	6	6	6
Широта	65°0'55,0"	64°9'31,0"	64°5'21,7"	65°10'15,7"	65°8'38,1"	65°8'38,8"	64°34'56,3"	64°11'32,2"	64°9'39"
Долгота	109°33'32,0"	109°21'16,4"	109°19'58,0"	108°35'27,3"	108°39'30,8"	108°39'15,7"	109°34'44,1"	109°19'29"	109°20'50,3"
SiO ₂	50,13	51,23	49,76	49,9	48,78	55,9	52,00	53,14	52,88
TiO ₂	1,06	1,23	1,25	1,3	1,1	0,7	1,14	1,09	1,16
Al ₂ O ₃	15,31	15,28	14,84	15,18	15,05	12,95	14,93	15,13	14,78
Fe ₂ O ₃ общ	11,22	11,12	11,93	11,75	10,62	6,67	12,00	11,50	11,53
MnO	0,17	0,17	0,19	0,183	0,285	0,107	0,17	0,17	0,16
MgO	7,84	7,13	7,16	7,0	6,6	4,8	6,41	6,19	6,67
CaO	11,00	10,87	11,16	11,02	11,34	4,49	10,12	9,73	9,98
Na ₂ O	2,19	1,65	1,53	1,6	2,2	1,3	2,24	2,32	1,68
K ₂ O	0,46	0,61	0,39	0,5	0,6	1,6	0,61	0,75	0,78
P ₂ O ₅	0,10	0,005	0,005	0,01	0,12	0,01	0,12	0,12	<0,01
ппп	0,04	0,10	0,21	1,8	2,6	11,7	-0,26	-0,1	-0,17
Сумма	99,54	99,41	98,42	100,3	99,3	100,3	99,74	100,13	99,60
FeO	9,36	9,24	9,05	8,53	6,13	2,05	9,73	8,83	8,86
Fe ₂ O ₃	1,86	1,88	2,43	2,27	3,81	4,40	1,19	1,69	1,68
La	8,43	10,4	9,08	8,99	18,6	22,8	10,6	11,9	11,9
Ce	18,9	22,1	19,6	19,2	38	46,0	22,3	25	25
Pr	2,56	3,01	2,74	2,71	4,81	5,28	2,94	3,2	3,27
Nd	11,4	12,3	11,2	12	19,9	20,7	13	14,2	13,4
Sm	3,01	3,43	2,98	3,66	4,19	3,95	3,49	3,64	3,39
Eu	0,98	1,22	1,09	1,07	1,08	0,94	1,04	1,15	1,18
Gd	4,17	4,36	3,77	3,92	4,66	4,07	3,9	4,25	3,99
Tb	0,66	0,68	0,59	0,68	0,77	0,6	0,59	0,72	0,67

Номер пробы	112	1143	1160	40	48	45	153*	217*	1141*
Порода	1	2	1	3	4	5	6	6	6
Широта	65°0'55,0"	64°9'31,0"	64°5'21,7"	65°10'15,7"	65°8'38,1"	65°8'38,8"	64°34'56,3"	64°11'32,2"	64°9'39"
Долгота	109°33'32,0"	109°21'16,4"	109°19'58,0"	108°35'27,3"	108°39'30,8"	108°39'15,7"	109°34'44,1"	109°19'29"	109°20'50,3"
Dy	4,0	4,75	4,4	4,11	4,8	3,74	4,28	4,53	4,43
Ho	0,95	0,99	0,98	1,03	0,96	0,82	0,87	1,1	1,04
Er	2,6	2,76	2,46	2,67	2,77	2,29	2,48	2,74	2,74
Tm	0,4	0,42	0,39	0,42	0,44	0,36	0,37	0,44	0,4
Yb	2,31	2,53	2,55	2,43	2,48	2,11	2,3	2,57	2,53
Lu	0,38	0,37	0,34	0,36	0,43	0,32	0,37	0,38	0,37
V	300	315	287	278	265	132	268	294	290
Cr	289	260	234	195	104	62	220	242	232
Ni	114,0	83,70	77,3	83,6	27,3	27,6	93,9	82,6	75,3
Rb	13,8	14,20	10,30	11,8	9,9	42,90	17,1	19,1	20,9
Sr	184	201	188	178	272	1760	193	209	200
Y	24,3	26,5	23,8	24,2	26,2	20,6	23,4	25,7	25,1
Zr	81,2	96,5	83,8	82,1	122	148,0	90,4	104	98,8
Nb	4,05	5,15	4,53	4,35	8,86	8,13	4,88	5,41	5,66
Ba	143,0	178	155	235	277	424,0	186	223	206
Hf	2,12	2,51	2,30	2,47	3,33	4,11	2,31	2,74	2,58
Ta	0,28	0,35	0,33	0,34	0,58	0,67	0,33	0,37	0,37
Pb	2,37	2,28	2,48	3,57	4,73	7,85	3,41	3,65	3,51
Th	1,54	1,76	1,52	1,59	3,45	6,23	1,97	2,16	2,32
U	0,57	0,67	0,54	0,55	1,05	1,82	0,66	0,78	0,78

Примечание. 1. Базальт оливин-клинопироксеновый. 2. Базальт оливин-клинопироксеновый слабо ороговикованный. 3. Шаровая лава базальта миндалекаменная. 4. Шаровая бомба базальта в агломератовом туфе. 5. Туф базальта кристалло-литокластический мелкопсефитовый с «пепловыми шарами». 6. Пироксеновый роговик по туфу базальта.

* пробы, для которых имеются радиологические определения возраста пород: проба 153 (на карте пункт 39), 217 (40), 1141 (41).

Среди литокластов встречены единичные мелкие (<1,0 мм) обломки кристаллических сланцев, состоящих из микрогранобластового агрегата кварца и субпараллельно ориентированных чешуек хлорита и мусковита. Обломки гранитов встречаются редко, имеют неправильную форму, размер – 1,0–2,0 мм. Микрокварциты представлены мелкими (размер 0,2–0,5 мм в поперечнике) полигональными обломками, состоящими из микрогранобластового агрегата кварца с размером зерен 0,01–0,02 мм.

Содержания петрогенных и редкоземельных элементов в базальтах и туфах приведены в табл. 1.

В долине р. Виллой, в районе устья р. Вавуакан и в карьерах трубок Айхал и Заря в туфах установлены обломки размером от 0,1–0,5 до 1,0–1,5 мм коричневато-серых в проходящем свете карбонатных пород, напоминающие карбонатиты(?). Обломки неправильно-полигональной, изометричной или удлиненной, иногда каплевидной формы. Состоят из микрогранобластового агрегата карбоната либо монокристаллов карбоната, среди которых, помимо коричневатых зерен, встречаются бесцветные прозрачные разности кальцита. Помимо микрогранобластового агрегата с размером зерен 0,005–0,01 мм, карбонат в обломках карбонатитов(?) иногда наблюдается в виде кристаллов призматической формы размером 0,01–0,02 × 0,04–0,05 мм, не характерных для карбоната. Установлено, что карбонатные породы с призматическими кристаллами карбоната характерны для магматических карбонатитов данного региона [Ковальский и др., 1969].

Таблица 2

**Изотопный состав С и О в карбонатах туфов,
туфопесчаников и органогенных мраморизованных известняков**

№ п/п	Порода	Номер пробы	ОВ $\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW
1	Туфопесчаник с обломками карбонатитов(?)	114-2	-23,2	-0,9	+16,6
2	Туф базальта карбонатизированный с обломками карбонатитов(?)	45	-24,5	-16,7	+18,3
3	Туф базальта карбонатизированный с обломками карбонатитов(?)	46	-24,9	-17,1	+15,4
4	Известняк мраморизованный оолитовый органогенный	1023	-26,0	0,4	+23,6
5	Известняк мраморизованный органогенный	1028-1	-27,9	-1,1	+23,5

Примечание. 1. Результаты изотопного анализа приведены *по углероду* – к Международному стандарту PDB, который представляет собой карбонат, слагающий раковину белемнита позднемелового возраста из формации Пи-Ди (Южная Каролина) и представленный кальцитом; *по кислороду* – к Международному стандарту SMOW, который отвечает составу пробы воды из Тихого океана. 2. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ определялся по методике МВИ № 01.09.20 «Методика измерений смещения изотопного состава углерода и кислорода в пробах горных пород, природных и искусственных минералов методом масс-спектрометрии», разработанной и аттестованной Химическим факультетом СПбГУ, которая зарегистрирована под номером ФР.1.31.2010.071.30.3. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ ОВ определялся по методике МВИ № 01.19.21 «Методика измерений смещения изотопного состава углерода в пробах нефти и ее компонентах, продовольственном сырье, пищевых продуктах, объектах животного и растительного происхождения методом масс-спектрометрии», разработанной и аттестованной Химическим факультетом СПбГУ под номером ФР.1.31.2010.07131.

С целью выявления природы литокластов карбонатных пород в туфах и сопоставления их с мраморизованными известняками нижележащих отложений кембрия–силура были выполнены изотопные исследования углерода органического вещества (ОВ), углерода (С) и кислорода (О) карбонатов из туфов и мраморизованных органогенных известняков. Исследования проводились в Лаборатории изотопных методов Томского филиала АО «СНИИГГиМС» под руководством Н. Л. Падалка. Результаты исследований приведены в табл. 2.

В карбонатизированных туфах (проба 45), по данным рентгенофлуоресцентного анализа, концентрация элементов-примесей составляет (г/т): Ga – 14,5; Rb – 42,9; Sr – 1760; Zr – 148; Nb – 8,13; Cs – 1,38; Ba – 424; La – 22,8; Ce – 46; Pr – 5,28; Nd – 20,7; Hf – 4,11; Th – 6,23; U – 1,82; As – 3,85; Li – 23,1; Sb – 0,27; Pb – 7,85. При этом содержание Sr – 1760 г/т, примерно на порядок превышает концентрацию этого элемента в долеритах, равную 185–255 г/т.

Предполагается, что сходство изотопного состава углерода карбонатов карбонатизированных туфов и мраморизованных органогенных известняков обусловлено воздействием на туфы и известняки глубинных (интрателлурических) флюидов. По изотопному составу кислорода карбонаты карбонатизированных туфов близки к карбонатам карбонатитов и карбонатизированных кимберлитов и отличаются от карбонатов мраморизованных известняков.

Углефицированный детрит (уголь) постоянно присутствует в туфах в виде черных, коричневатых в тонких срезах, непрозрачных обломков удлиненно-пластинчатой, иногда изометрично-комковатой формы размером от долей мм до 3,0–5,0 мм по удлинению. Иногда удлиненные скопления углефицированного детрита по форме напоминают обрывки растений.

Пепловые шары встречаются в крупнообломочных туфах в виде многочисленных образований размером от долей мм до 10 мм. Они имеют округлую, слабо удлиненную, иногда эллипсоидную форму и обладают концентрически-зональным строением. Контур «шарика» состоит из продуктов разложения вулканического стекла (коричневая окраска), внутренняя часть выполнена мелкими обломками разложенного стекла и скоплениями карбоната и цеолитов. В центре шара чаще всего наблюдается обломок базальта, затем следует зона алевро-псаммитового туфа с обломками базальтов, кварца, плагиоклаза. К периферии шара размер обломков постепенно уменьшается и завершается зонкой мощностью 0,1–0,3 мм с пелитовой структурой. Периферическая зонка сложена пепловым материалом, обладающим субпараллельной структурой, обусловленной ориентировкой слабоудлиненных обломочков вулканического стекла. Считается [Петрографический ..., 2008], что округлая и овальная формы пепловых шаров и лапиллей объясняются деформациями, связанными с галтовкой (обработкой газово-твердой взвесью) обломков в жерле вулкана в процессе образования породы. Формирование пепловых шаров объясняется вихревыми движениями кипящего ила, а образование вулканических лапиллей, бомб и пепловых шаров происходит при вулканических извержениях в самом канале путем завихрения и закатывания лавовых обломков или просто пирокластики [Карпов, 2011].

Крупнообломочные туфы с пепловыми шарами и ксенотуфы с многочисленными, часто достаточно крупными обломками подстилающих пород, обычны для состава отложений свиты. Их присутствие вместе с агломерато-

выми туфами с бомбами, мелкими покровами лав базальтов, часто в разрозненных выходах на значительном удалении друг от друга указывает, что в разных частях картируемой территории существовали мелкие эруптивные центры базитового магматизма.

Туффиты отличаются от туфов текстурно-структурными особенностями (микрослоистость, полосчатость, алевритовые, алевро-псаммитовые структуры) и более высоким (менее 50 %), содержанием примесей осадочного материала [Малеев, 1980]. Это темно-серые и коричневато-серые алевритовые, реже псаммитовые и пелитовые с массивной, иногда слоистой текстурой породы. Кластический материал в них (50–70 %) представлен гиалобазальтом, кварцем, реже микрокварцитами, кремнями, обломками зерен полевых шпатов, моноклинных пироксенов и вулканического стекла. Цемент базальтовый, сложен хлоритизированной и карбонатизированной стекловатой массой с рассеянными алевритовыми зёрнами кварца, рудного минерала и лейстами биотита.

Из туффитов и туфоалевролитов при составлении приведенных разрезов на р. Амбардаах (43) и на левобережье р. Лахарчаана (39) были отобраны [Попов и др., 1974]. на палинологические определения 17 проб, из которых в 11 пробах выделены спорово-пыльцевые спектры. Определения спор и пыльцы произведены Т. Е. Михайловой (ЦАЛ ЯТГУ). Во всех спектрах широко представлены: *Acanthotriletes cornulus* (Andr.); *Ac. obtusosetotus* (Lub) Naum., *Ac. incurvispinus* (Andr.), *Ac. multangulus* (Andr.), *Ac. grandispinosus* (Andr.), *Ac. Multicolorius* (Andr.), *Ac. Spp.* крупношиповатый, *Lophotriletes marginatus* Portn. Кроме того, в спектрах присутствуют также однолучевые споры *Zonotrioletes graculis* Peter. и формы *Curculisporites pręvusgejersey*. В пыльцевой части спектров отмечены кордаитовые гинкгосаговообразные и кейтонитовые. Все вышеперечисленные споры и пыльца, по мнению Т. Е. Михайловой, являются руководящими для верхней перми, что позволило Т. Е. Михайловой вмещающие их образования датировать как позднепермские. Эти определения были известны, но не приняты при составлении Анабаро-Виллюйской серийной легенды [Легенда ..., 2009].

Дополнительно получены результаты U-Pb датирования на SHRIMP II (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ») циркона из трех проб, отобранных нами при выполнении полевых работ в 2015 г. в скальных обнажениях 39, 40 и 41 на правом и левом берегах р. Виллюй из роговиков по псефитовым туфам базальтов.

В пробе 153 из обнажения 39 (20 точек) наиболее молодые значения возраста (269 ± 2 – 263 ± 3 млн лет) получены по двум зёрнам короткостолбчатой формы с тонкой зональностью с содержаниями: U,Th – 241–244 и 220–259 ppm, соответственно (n = 3). Морфология, содержания и соотношения U и Th свидетельствуют о магматической природе молодых зерен циркона, но низкие содержания и соотношения U и Th не типичны для цирконов, кристаллизующихся в базитовой магме. Возраст породы – не древнее 269 ± 2 – 263 ± 3 млн лет.

В пробе из обнажения 40 (20 точек) наиболее молодые значения возраста получены по двум фрагментам призматических зерен циркона с параллельной зональностью с содержаниями U и Th – 39–306 и 354–391 ppm соответственно. Конкордантный возраст составляет 256 ± 3 млн лет (n = 2). Поскольку в связи с низкими концентрациями и соотношениями U и Th уверенности

в принадлежности цирконов к траппам нет, можно только утверждать, что возраст породы не древнее 256 ± 3 млн лет.

В пробе 217 из обнажения 41 (20 точек) наиболее молодые значения возраста получены по одному короткопризматическому кристаллу с тонкой концентрической зональностью с содержаниями U и Th – 221–908 и 166–381 ppm соответственно. Конкордантный возраст составляет $261,6 \pm 6,9$ млн лет ($n = 2$). Низкие содержания и соотношения U и Th не типичны для цирконов, кристаллизующихся в базитовой магме. Возраст породы принимается не древнее $261,6 \pm 6,9$ млн лет.

Возраст чичиканской свиты принимается согласно Анабаро-Виллюйской серийной легенде [Легенда ..., 2009] в стратиграфическом объеме двурогинского горизонта верхов индского яруса нижнего отдела триаса. Органические остатки триасового возраста в вулканогенно-осадочных отложениях свиты в пределах изученной территории не установлены. Полученные датирования цирконов из туфов в обнажениях 39, 40 и 41 хотя и соответствуют поздней перми, но не противоречат принятому Арабаро-Виллюйской серийной легенде [Легенда ..., 2009] раннетриасовому возрасту отложений чичиканской свиты.

Мощность чичиканской свиты при прослеживании с востока на запад нарастает от 20 до 200 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Территория листа относится к Среднесибирской структурно-фациальной области (СФцО) и входящих в ее состав Виллюйско-Оленёкской (I) внеледниковой структурно-фациальной зоне (СФцЗ), состоящей из Виллюйского (I-1) и Среднеоленёкского (I-2) стратиграфических районов (СР) и Анабаро-Оленёкской ледниковой СФцЗ (II), включающей Верхнеоленёкский (II-1) СР.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения квартера распространены практически повсеместно, отличаясь в генетическом отношении, а также в полноте стратиграфических разрезов и их литолого-палеонтологических характеристиках. В возрастном отношении подразделяются на плейстоценовые (эоплейстоценовые и неоплейстоценовые) и голоценовые.

Мощность четвертичных накоплений меняется в широких пределах, на водоразделах составляет 2–10 м, в понижениях дочетвертичного рельефа достигает 50 м.

В стратиграфии квартера принята стратиграфическая шкала четвертичной системы, рассмотренная и утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 2009 г. [Решения ..., 2009]. Расчленение образований квартера произведено с использованием Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [Унифицированная ..., 2010] и в соответствии с Легендой Анабаро-Виллюйской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2009 г. Нижняя граница квартера принята на уровне 2,6 млн лет [Постановления ..., 2012].

При составлении карты четвертичных образований основой служили Государственная геологическая карта СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000, лист Q-49 (Айхал), 1985 г. [Бобкова, 1985], Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, листы Q-49-XXI, XXII [Салихов, 2007], Государственные геологические карты СССР масштаба 1 : 200 000, листы Q-49-I-XXXVI.

Проанализированы также Государственные геологические карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), лист R-48 – Хатанга [Липенков и др., 2016], лист R-49-Оленёк [Гусев и др., 2017], Государственные геологические карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, лист P-50-I,II, 1996 г. [Государственная ..., 1996], лист Q-50-XXXI, XXXII [Государственная ..., 2001], литература по различным проблемам геологического строения территории.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Включают осадки верхнего звена эоплейстоцена и слои нижнего звена нео-плейстоцена. Распространены ограниченно в Среднеоленёкском (I-2) СР Виллойско-Оленёкской СФцЗ, где слагают куполовидные холмы на водоразделе Сытыкан–Далдын.

А л л ю в и й (aEII-l). Отложения представлены песками, гравийниками, галечниками мощностью до 12 м. На сопредельном с севера листе R-49 мощность накоплений увеличивается до 32 м [Геологическая ..., 1983].

Пески – кварцево-полевошпатовые. Состав галек полностью отражает состав близрасположенных коренных пород. Степень окатанности галек и гравия в целом невысокая, но довольно часто встречаются идеально окатанные гальки кварцитов. На многих гальках наблюдаются железистые корочки химического выветривания, свидетельствующие о более теплом и влажном климате эпохи формирования этих отложений по сравнению с современным.

Эоплейстоцен-раннеплейстоценовый возраст этих осадков установлен по составу спорово-пыльцевых спектров. В нижней части разреза преобладает комплекс растительности лесного типа с пыльцой сосны, ели, кедр и примесью широколиственных, характерный для верхнего эоплейстоцена [Геологическая ..., 1983]. В СПК из верхней части толщи хвойные практически отсутствуют, увеличивается количество пыльцевых зерен ольхи и березы, появляются их кустарниковые виды. Этот комплекс позволяет отнести отложения верхней части толщи к нижнему неоплейстоцену [Гусев и др., 2017].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен нижним, средним и верхним звеньями. Генетически это аллювиальные накопления и образования ледниковых комплексов.

Нижнее звено

Осадки нижнего звена распространены в основном на территории Анабаро-Оленёкской СФцЗ. Единичные разрезы отмечаются в пределах Виллойско-Оленёкской СФцЗ. На площади листа выделены талагайкинский горизонт (первая–пятая ступени) и лебедский горизонт (шестая–восьмая ступени).

Талагайкинский горизонт. Отложения закартированы в Верхнеоленёкском СР (II-1) Анабаро-Оленёкской СФЦЗ и представлены аллювием.

Аллювиальные отложения талагайкинского горизонта (altl) установлены в обнажениях вдоль рек бассейна р. Оленёк. В составе конгломераты, галечники, валунники. Мощность – до 6 м.

В долине р. Оленек (51*) на уровне 80–90 м относительно уреза воды аллювий представлен (снизу вверх, м).

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|
| 1. Песчано-галечные желтовато-серые осадки | 1 |
| 2. Алеврит глинистый буровато-серый вязкий, с валунами (до 5%) долеритов, среднеокатанными, размером не более 15 см, и хорошоокатанными гальками (до 5–6 см в диаметре), состоящими из известняков, кремнистых пород, битуминозных сланцев и долеритов. Последние составляют 5–10% всей массы галек | 2 |

Мощность аллювия в разрезе не превышает 3 м.

Состав тяжелой фракции (%): лимонит – 43, пироксен – 39, ильменит – 18. В редких знаках присутствуют рутил, дистен, роговая обманка, циркон, гроссуляр. В легкой фракции – кальцит, кварц, полевые шпаты [Лупейчук, 1979].

На сопредельной с северо-запада территории (лист R-48) к этому возрасту отнесена устькотуйская толща мощностью до 22 м, установленная на правобережной пойме р. Котуй (скв. К-3), где на меловых породах залегают пески светло-серые крупнозернистые (7,8 м) с включениями угольной крошки, сменяющиеся вверх по разрезу глинами зеленовато-серыми комковатыми, иногда песчанистыми (14,2 м), содержащими единичные гальки яшмовидных пород, базальтов и тонкие (1–3 мм) слойки мелкозернистого песка.

В глинах был обнаружен комплекс фораминифер, содержащий до 60% бореально-арктических форм и до 40% аркто-бореальных видов. Доминирующими являются *Elphidium subclavatum* Gud., *E. obesum* Gud., *Criboelphidium goesi* (Stschedr.), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gud., присутствуют также *Islandiella islandica* (Norv.), *Cassidulina subacuta* Gud., *Planocassidulina norcrossi* (Cush.), *Elphidium subclavatum* Gud., *E. obesum* Gud., *Criboelphidium goesi* (Stschedr.) и др. Этот комплекс, характерный, по мнению В. И. Гудиной, для верхней сублиторали с пониженной соленостью вод и отрицательными придонными температурами, позволяет предположить формирование устькотуйской толщи на начальных этапах межледниковой трансгрессии раннего неоплейстоцена вскоре после деградации предшествующего оледенения [Липенков и др., 2016].

Опираясь на приведенные данные, возраст описываемых образований, по аналогии с устькотуйской толщей, принимается как раннеоплейстоценовый, в пределах талагайкинского горизонта.

Лебедский горизонт. Ледниковые отложения нижнего звена неоплейстоцена (glIb) установлены в Верхнеоленёкском (II-1) СР. Это валунные алевриты глинистые и песчаные, галечники. Мощность – до 30 м.

В долинах рек Верх. Монди (48), Дяха и др., на высоком водораздельном плато (абс. отм. 600–900 м) в районе оз. Быйытаах и др. встречены красновато-коричневые глины и валунные суглинки следующего гранулометрического состава (%): валуны – 15, гальки – 10, гравий – 5, глины – 70. Обломочный

*В скобках – номер опорного обнажения по списку.

материал распределен в глине беспорядочно, без всякой сортировки обломков по крупности. Окатанность обломков плохая, на поверхности валунов часто наблюдаются борозды и вмятины, а коэффициент окатанности галек и гравия не превышает 0,3. Красновато-коричневая глина имеет преимущественно карбонатный состав и характеризуется большой вязкостью и крайне незначительной льдистостью.

Петрографический состав обломочного материала морены в разных частях исследованного района различен. В отложениях красноцветной морены, закартированной в верховьях р. Кыллаах, были встречены валуны и крупные гальки долеритов (50 %), известняков (28 %), доломитов (10 %), кварца (5 %), кремней (5 %), кварцитов (2 %). В долине р. Верх. Монди состав обломочного материала красноцветной морены более однообразен, и здесь встречены лишь верхнекембрийские и нижнеордовикские карбонатные породы (94 %) и долериты (6 %). Среди красноцветных валунных глин в долине р. Верх. Монди встречен также линзовидный прослой глинистых алевритов мощностью около 2 м, с заметной косой и перекрестной слоистостью, обусловленной чередованием зеленовато-серых глинисто-алевритовых и коричневатых-серых гумусово-алевритовых слоев мощностью 0,5–1 мм.

Отложения красноцветной морены вскрывались на глубину около 15 м, хотя полная их мощность достигает, по-видимому, 30 м [Шпунт, 1971].

На сопредельной с северо-запада территории (лист R-48) к этому возрасту отнесена таймурийская толща мощностью 7,5 м, вскрытая скважинами в Аганылийской впадине, представленная мелкокомковатыми литифицированными глинами, алевритистыми глинами, гравийными песками с валунами, щебнем, гальками.

Возраст таймурийской толщи определяется ее принадлежностью к ледниковым образованиям, залеганием под глинами с межледниковыми диатомовыми водорослями и под мореной средненеоплейстоценового максимального оледенения [Липенков и др., 2016].

Исходя из этого, а также опираясь на данные предыдущих исследований [Баранова и др., 1955], возраст описываемых образований принимается как ранненеоплейстоценовый, в объеме лебедского горизонта.

Среднее звено

Средненеоплейстоценовые отложения в Верхнеоленёкском (II-1) СР Анабаро-Оленёкской ледниковой СФцЗ представлены аллювием тобольского горизонта гляциальными и гляциофлювиальными образованиями (аргасалинская толща) самаровского горизонта, аллювием ширтинского горизонта, гляциальными, гляциофлювиальными и гляциолимническими накоплениями (муруктинская морена) тазовского горизонта.

Тобольский горизонт. Аллювиальные отложения (alltb) слагают аккумулятивную часть аллювиальных цокольных террас. В составе аллювия конгломераты, галечники, гравелиты ожелезненные с песком в заполнителе. Мощность – до 15,0 м.

В бассейне р. Оленёк данные образования установлены на уровне 65–75 м относительно уреза воды. В правом борту р. Ниж. Бол. Куонда в обнажении (54) вскрыты (снизу вверх, м).

1. Галечники (60–70% объема породы) с включением валунов, в заполнителе буровато-серый песчано-глинистый материал. Гальки размером до 7 см представлены: яшмовидным халцедоном – 50–60%, кварцитами – 20%, известняками – 15%, долеритами – 5% 4
2. Алевриты глинистые льдистые темно-бурые с прослойками ила и галечников, составляющих до 20% объема породы, с хорошо и среднеокатанными гальками (размер до 3 см). Петрографический состав галек (%): известняки (60–70), кремни (15), кварциты (10), долериты (5) 2,5

Мощность аллювия в разрезе – 6,5 м.

Гранулометрический состав песчано-глинистого материала следующий: фракция от >8 мм до +4 мм – 2%, +4 мм до +2 мм – 3%, от +2 мм до +1 мм – 4%, <1 мм – 86%. В тяжелой фракции шлихов (%): ильменит – 59,8, пироксен – 20,5, магнетит – 19,2, гроссуляр – 2,5, рутил – 0,1. В редких знаках присутствуют лимонит, сфен, турмалин, хлоритоид, апатит, лейкоксен, пирит, циркон. Легкая фракция состоит из кварца, кальцита, полевых шпатов. Зерна перечисленных минералов размером не более 1 мм угловатые [Лупейчук, 1979; Осипов, 1971].

Галечный материал обладает средней окатанностью, за исключением галек долеритов, которые хорошо окатаны и имеют отполированную поверхность, покрытую тонкой лимонитизированной коркой. Валун (размером до 0,2 м), занимающие до 10% объема породы, окатаны хорошо. Описанные отложения характеризуются слабо выраженной слоистостью [Гильманов, 1964].

В долине р. Моркока (58) тобольские аллювиальные образования установлены в ее левом борту в 8 км ниже устья р. Мегелях*. Представлены песками серыми глинистыми, полевошпатово-кварцевыми, с незначительной примесью гравия и галек. Мощности – 11 м.

Возраст описанных отложений определен как среднееплейстоценовый на основании сопоставления с террасами рек Марха и Виллой, на сопредельной территории, где М. Н. Алексеевым и В. И. Батовым найдены остеологические остатки *Rhinoceras mercki*, *Elephas wursti* и *E. primigenius* [Ефимов, 1964].

Самаровский горизонт. Ледниковый комплекс самаровского горизонта распространен в бассейне р. Арга-Сала. Аргасалинская толща введена Решением Всесоюзного стратиграфического совещания [Решения ..., 1983]. Стратотип находится на правом берегу р. Арга-Сала.

Аргасалинская толща. Гляциал (glar) представляет собой несортированные серые и коричневатые глинистые, реже песчаные диамиктоны с включением галек, валунов, щебня и глыб. Мощности – до 28 м. Образования распространены на водоразделе рек Арга-Сала и Оленёк, где они слагают конечно-моренные гряды и залегают на карбонатных породах кембрия.

Здесь аргасалинская гляциальная толща (50) представлена алевритами глинистыми валунными с гальками, гравием и совершенно неокатанными обломками пород. Валун (размер до 0,6 м) доломитов, известняков, долеритов, редко – гранитогнейсов составляют до 25% объема породы и обладают хорошей окатанностью. На поверхностях валунов четко заметна ледниковая

*Ввиду малого размера поля развития отложений на карте четвертичных образований не показаны.

штриховка. Форма валунов различная, но преобладает округлая, редко – овальная. Расположены они среди основной глинистой массы безо всякой закономерности. Гальки, так же как и валуны, встречаются в отложениях без определенной ориентировки. Окатанность их хорошая, редко средняя. Гальки составляют до 10 % объема породы и представлены (%): крепкими известняками – 50, доломитами – 30, долеритами – 10, кремнистыми и контактово-измененными породами – 5, кварцитами – 3, битуминозными сланцами – 1, гранитогнейсами и кристаллическими сланцами – 1. Неокатанные обломки (10–15 % объема отложений) представлены теми же разностями пород, что и галечный материал. В заполнителе (45–50 % объема породы) алевроит глинистый желтовато-серый вязкий, с линзочками гравия.

В составе глинистой фракции аргасалинской толщи: монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, непостоянные примеси хлорита, гиббсита, галлуазита, кварца, доломита, анкерита, кальцита, полевых шпатов, гётита, магнезита.

В тяжелой фракции шлихов (%): пироксен – 64, ильменит – 21, алмадин – 7, гроссуляр – 2, магнетит – 2. В редких знаках присутствуют лимонит, циркон, роговая обманка. Легкая фракция состоит из кальцита, кварца, полевых шпатов.

Петрографический состав крупнообломочного материала ледниковых образований свидетельствует о привносе его в период оледенения с северо-запада из района Анабарского кристаллического массива [Геологическая ..., 1983].

Аргасалинская толща. Гляциофлювиал (fluvial). Представляет собой галечники, гравийники, пески, алевроиты, глины алевроитистые с валунами. Мощность – до 25 м.

Образования развиты ограниченно, выделяются на правом берегу р. Оленёк в районе устья р. Алакит (49), где лежат на коренных породах. Здесь наблюдается чередование (0,1–0,15 м) косых слоёв валунно-галечно-песчаного и гравийно-песчаного состава. Угол наклона слоёв к горизонту составляет 15–20°. Азимут их падения в среднем 310–330°.

В составе крупнообломочного материала присутствуют лишь местные карбонатные породы. Гальки и гравий, как правило, хорошо окатаны. Средний гранулометрический состав флювиогляциальных осадков следующий (%): валуны – 3, гальки – 47, гравий – 38, пески и глины – 12. Видимая мощность в разрезе – до 9 м.

В минералогическом отношении отложения характеризуются низким содержанием тяжелой фракции в шлихах (до 0,25 г/дм³). В составе (%): пироксены – 62, гроссуляр – 18, ильменит – 13, магнетит – 6, пирит – 1. В знаках встречены апатит, турмалин, эпидот, алмадин, оливин, роговая обманка, циркон, сфен, рутил, лимонит.

Ледниковые накопления аргасалинской толщи оказались палинологически немymi, но во флювиогляциальных отложениях обнаружены: споры – *Brugales* до 49,2 %, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и др.; пыльца – *Cyperaceae* до 52,7 %, *Gramineae* до 17 %, реже *Thalictrum*, *Cruciferae* и др. В меньшем количестве содержится пыльца древесно-кустарниковой растительности: *Betula* до 40 %, *Salix*, *Pinus* до 12 %, *Larix*, *Picea*. Данный спорово-пыльцевой комплекс, по заключению С. М. Носовской, дает возможность предполагать, что формирование указанных образований происходило в условиях суще-

ствования травяно-моховой тундры с островками кустарников, которая могла существовать при климате более холодном, чем современный, в среднем неоплейстоцене [Лупейчук и др., 2016].

Исходя из палинологических определений, а также опираясь на данные предшественников, проводивших исследования в бассейне р. Оленёк [Баранова и др., 1955], возраст описываемых образований принимается как средненеоплейстоценовый, в пределах самаровского горизонта.

Ширгинский горизонт. Аллювиальные отложения (allšr) фрагментарно сохранились на левобережье р. Хапчаннах (правый приток р. Оленёк) на уровне 40–60 м от уреза воды. В составе аллювия галечники, пески, алевриты глинистые, илы, глины темно-, зеленовато-серые тонкогоризонтальнослоистые. Мощность – до 17,0 м.

В левом борту р. Оленёк (46) вскрыт следующий разрез [Волотовский и др., 1967] (снизу вверх, м).

1. Валунно-гравийно-галечный материал с песчано-глинистым темно-серым заполнителем. Гравий мелкий, слабоокатанный, угловатый. Гальки разноразмерные, преобладают 5–7-сантиметровые в поперечнике, разной степени окатанности (плохоокатанные – до 60 %, среднеокатанные – до 20 %, хорошоокатанные – до 15 %). Валуны (размером до 0,5 м) плохоокатанные составляют до 25 % объема крупнообломочного материала, петрографический состав которого следующий: карбонатные породы – до 65 %, долериты – до 35 %. Грубобластический материал по разрезу распределен неравномерно, к низу слоя его количество увеличивается. В основании разреза валунно-галечный прослой мощностью до 1,5 м	8,9
2. Глины илестые темно-серые, содержащие обломки карбонатных пород – известняков, доломитизированных известняков и долеритов. Глины плотные, мерзлые. Наблюдаются мерзлотные трещины (до 10 см), заполненные льдом	1,4
3. Почвенно-растительный слой	0,3

Мощность осадков по разрезу – 10,6 м.

Аналогичные образования вскрыты в правом борту р. Оленёк, в обнажении, расположенном ниже устья р. Майында (48), (снизу вверх, м).

1. Переслаивание глин и суглинков, содержащих гальки и гравий, преимущественно карбонатных пород. В верхних частях слоя гальки и гравий составляют 75–80 % от общего объема породы. В нижней части – не превышает 20 %. По размеру преобладают гальки 2–3 см	5,8
2. Суглинки илестые, с рассеянными редкими гальками и валунами, с включением перегнивших остатков растительности	1,1
3. Глины, содержащие до 35 % хорошоокатанного валунно-галечного материала, представленного карбонатными породами (90 %) и долеритами (10 %)	2,8

Мощность аллювия в разрезе – 9,7 м.

Минералогический состав тяжелой фракции шлихов характеризуется наличием пироксенов – 69,3 %, ильменита – 20,3 %, гроссуляра – 7,0 %, магнетита – 3,4 %. В знаках встречены циркон и альмандин. В редких знаках – лимонит, лейкоксен, рутил, анатаз, сфен, хромит, дистен, роговая обманка, оливин, эпидот, турмалин, ромбический пироксен и хлоритоид.

Петрографический состав галек следующий (%): известняки – 62, известковистые доломиты – 9, доломиты – 9, долериты – 17, кремни – 3. Окатанность хорошая [Лупейчук, 1979].

В спорово-пыльцевых спектрах установлена пыльца древесно-кустарниковых (36,6 %) и недревесных (37,3 %) растений и спор (26,1 %). В первой группе преобладает пыльца березы (87,9 %), в небольшом количестве встречаются сосна (3,7 %), ель (0,9 %), лиственница (0,9 %). В недревесной группе полынь (31,2 %), осоки (35,8 %) и разнотравье (14,7 %). Среди спор наибольший процент составляют зеленые мхи (90,9 %). По заключению палинолога Л. А. Ляшкевич, такая растительность была развита в среднем неоплейстоцене.

На сопредельной с северо-запада территории (лист R-48) в бассейнах рек Котуй и Кукусунда из аллювия выделены органические остатки с межледниковой характеристикой. Отложения содержат богатые комплексы спор и пыльцы, свидетельствующие о том, что во время формирования аллювия на территории произрастали березово-ольховые леса с примесью темнохвойных пород в условиях умеренновлажного климата межледниковья [Липенков и др., 2016].

В долине р. Бэкэ на сопредельной с востока территории (лист Q-50) геологами Амакинской экспедиции в аналогичных отложениях собрана фауна пресноводных моллюсков с *Vallonia tenuilabrus* Al. Braun, которая, по заключению И. В. Даниловского, относится к бореальному послеледниковью – времени формирования средненеоплейстоценовых отложений [Грицик и др., 1959].

Исходя из палинологических и фаунистических определений, возраст описываемых образований принимается как средненеоплейстоценовый послеледниковый, в пределах ширтинского горизонта.

Тазовский горизонт. В Муруктинской впадине на сопредельной с севера территории (лист R-49) М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой [Бардеева, Исаева, 1980] в составе тазовского ледникового комплекса выделена Муруктинская морена, включающая гляциальные, гляциофлювиальные и гляциолимнические образования. Морена распространена в северо-западной части листа Q-49, залегает на склонах и водоразделах рек Арга-Сала, Оленёк, Серкими, Чуост-ах, Сурах и др., образуя холмисто-грядовый рельеф.

Муруктинская морена. Г л я ц и а л (*gllmr*), валунные и гравийные суглинки, глины, супеси. Мощность – до 30 м.

На правом берегу р. Кюэннеликян ледниковые накопления представлены несортированными валунными и гравийными суглинками, глинами желтовато-серыми и темно-серыми следующего гранулометрического состава (%): валуны – 10, гальки – 15, гравий – 10, глина – 6. Обломочный материал распределен в глине беспорядочно. Окатанность обломков плохая, на поверхности валунов часто наблюдаются борозды и вмятины, а коэффициент окатанности галек и гравия не превышает 0,2. Глина, цементирующая валуны, гальки и гравий, имеет преимущественно карбонатный состав и характеризуется большой вязкостью и крайне незначительной льдистостью. В составе обломочного материала преобладают местные карбонатные породы (до 98 %); незначительную часть составляют валуны, гальки и гравий долеритов (1–2 %) и кремней (менее 1 %). Мощность валунных глин здесь достигает 15 м [Шпунт, 1986].

Г л я ц и о ф л ю в и а л (*fllmr*) содержит в своем составе пески, валунные галечники, гравийники переслаивающиеся. Мощность – до 35 м.

В прослоях валунных галечников и гравийных песков наблюдается чередование (0,1–0,15 м) косых слоев валунно-галечно-песчаного и гравийно-песчаного состава. Наклон слоев к горизонту составляет 15–20°. Азимут их падения в среднем 315°.

В составе валунов, галек и гравия присутствуют лишь местные карбонатные породы чукукской, мархинской и онхой-юряхской свит (около 95 %) и долериты (5 %). Средний гранулометрический состав осадков следующий (%): валуны – 3, гальки – 47, гравий – 38, пески и глины – 12. Гальки и гравий, как правило, хорошо окатаны (коэффициент окатанности – 0,5) [Шпунт, 1986].

Г л я ц и о л и м н и й (lgllmr). Глины ленточные тонкоотмученные зелено-вато-серые плотные карбонатные. Мощность – до 34 м.

В минералогическом отношении образования тазовского ледникового комплекса характеризуются весьма малым содержанием тяжелой фракции в шлихах (0,006–0,26 кг/м³), в составе которой (%): пироксены – 30, гроссуляр – 25, ильменит – 20, магнетит – 14, альмандин – 5, лимонит – 2. Встречаются роговая обманка, циркон, рутил, дистен, эпидот, лейкоксен, хромит, шпинель, ставролит, хлоритоид, сфен, апатит и очень редко пироп. Почти все указанные минералы характерны для траппов данного района и метаморфических пород Анабарского массива, расположенного севернее исследованной территории [Шпунт, 1986].

Споры и пыльца в валунных глинах и суглинках морены отсутствуют. Но сотрудники НИИГА [Баранова и др., 1955], проводившие ранее исследования в долине р. Оленёк, относили описываемые ледниковые отложения к среднему отделу четвертичной системы.

В гляциофлювиальных осадках С. М. Носовской установлен спорово-пыльцевой спектр, позволяющий выделить в их разрезе две совершенно различные растительные группировки. В основании разреза господствуют споры (от 38,1 до 87,1 %) и пыльца травянистой растительности (от 8,5 до 42,4 %). В меньшем количестве присутствуют пыльца кустарничковых (Vacciniaceae, Ericaceae и др.) и кустарников (*Alnus*, *Betula*, *Salix*) – до 17 %. Высокое содержание спор зеленых мхов, а также присутствие среди трав пыльцы влаголюбивых Nymphaeaceae, Potamogetonaceae, *Myriophyllum*, Sparganiaceae свидетельствуют о значительной заболоченности ландшафтов. Таким образом, накопление нижней части анализируемого разреза происходило в условиях существования мохово-травяной тундры, в которой изредка произрастали кустарники. Климатические условия были более суровыми, чем современные, что подтверждается и высоким содержанием в комплексе пыльцы трав-ксерофитов (Caryophyllaceae – 4,7 %, *Artemisia* – 3,8 %). В верхней части разреза СПК представлен пыльцой древесных и кустарниковых форм. Споры и пыльца травянистых растений занимают подчиненное положение. Среди древесных форм господствуют хвойные (*Picea* – 9,6–31,1 %, *Pinus* – 1,8–16,7 %, *Larix* – 3,5–12,2 % от общего количества спор и пыльцы в спектрах). Из лиственных пород преобладает пыльца березы (9–23 %). В незначительном количестве присутствуют ольха и ива. Характер спорово-пыльцевых спектров позволяет говорить об образовании описываемых отложений в переходном времени от тазовского похолодания к казанцевскому межледниковью [Шпунт, 1986].

Из муруктинских гляциофлювиальных отложений в долине р. Бол. Куонамка в районе устья руч. Отставной (на территории листа R-49) пробы, отобранные сверху вниз по разрезу, показали ОСЛ-возраст от 104 ± 22 до >224 тыс. лет [Гусев и др., 2017].

Таким образом, возраст гляциальных, гляциофлювиальных и гляциолимнических образований по совокупности данных (результатов ОСЛ-датирования, исследований предшественников, геоморфологических наблюдений, характеру спорово-пыльцевых спектров) соответствует шестой ступени среднего неоплейстоцена в пределах тазовского горизонта.

Верхнее звено

Верхнеплейстоценовые образования встречаются по всей территории во всех стратиграфических районах и представлены накоплениями казанцевского и каргинского горизонтов.

Казанцевский горизонт. Аллювиальный комплекс казанцевского горизонта распространен фрагментарно по всем крупным рекам, где слагает аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные III надпойменные террасы.

Аллювий III надпойменной террасы ($\alpha^3 III KZ$) – галечники валунистые, гравийники, пески разнозернистые, алевриты, супеси, суглинки, илы, в линзах и прослоях – торф. Мощность – до 20 м.

На р. Оленёк терраса прослеживается на лево- и правобережье. Поверхность имеет небольшой уклон в сторону русла, задернована, заросла лиственницей и тальником. Тыловой шов выражен хорошо, бровка сглажена. Цоколь террасы сложен карбонатными породами. Аллювий террасы р. Оленёк (47) имеет двучленное строение (снизу вверх, м).

- | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|
| 1. Валунные галечники, состоящие из валунов (25–40%), галек и гравия (40–65%) с глинисто-песчаным заполнителем (10–25%). Валуны долеритов, реже, известняков размером до 0,5 м, полуокатаны и сконцентрированы в основании слоя, в 1,5-метровом интервале. Гальки и гравий в основном плохо- и среднеокатаны, представлены известняками (до 60%), долеритами (до 35%), доломитами (около 5%). Встречаются кварциты, кремни, кварц. Пески глинистые разнозернистые, темно-серые | 9 |
| 2. Суглинки илистые темно-серые с обломками известняков и долеритов и прослоями песков разнозернистых | 3 |

Мощность осадков в разрезе – до 12 м [Волотовский и др., 1967].

На левобережье р. Алакит (правый приток р. Оленёк) вскрыты аналогичные накопления мощностью 10,6 м.

На реках Моркока и Ыгыатта отложения развиты в ряде излучин этих рек. Мощность аллювия – до 8 м [Гильманов, 1965].

В районе устья р. Тангхай (57) (из-за малого размера поля развития отложений на карте четвертичных отложений не показаны) установлены (снизу вверх, м).

- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Гравийно-галечные осадки с желтовато-бурым песчано-глинистым заполнителем (50–60%). Петрографический состав галек: карбонатные породы 0–II класса окатанности, долериты II класса, роговики II–III классов. Размер галек от 1 до 10 см | 1,5 |
| 2. Суглинки илистые буровато-серые и серые с редкими гальками и гравием кварцево-кремнистых пород, роговики, долеритов | 3 |

Мощность аллювия в разрезе – 4,5 м.

Отдельные фрагменты аллювия отмечены по обоим бортам р. Виллой. В районе устья р. Лахарчаана (59) выделены следующие осадки (снизу вверх, м).

1. Песчано-глинисто-галечный материал серого цвета. Петрографический состав крупнообломочного материала: долериты, кварциты, кремни, кварц. Размер галек от 2 до 10 см. Гальки в основном угловато-, редко хорошо- и отличноокатанные	1,2
2. Пески илестые темно-серые, с прослойками и линзами льда (мощность 3–5 см), с включением плохо- и угловатоокатанных галек долеритов, кварцитов, кремней размером до 4 см в диаметре	6,6
3. Глинисто-песчано-галечный серовато-желтый материал. Гальки долеритов, кварцитов, кремней размером от 2 до 10 см в диаметре. Преобладают гальки размером 3–5 см. Окатанность в основном угловатая и плохая	1,2
4. Суглинки желтовато-серые и серые с прослойками и линзами льда (мощность до 6 см) с включением галек долеритов и кварцитов	0,8
5. Почвенно-растительный слой	0,2

Мощность аллювия в разрезе – 10 м.

Петрографический состав галек из отложений III надпойменной террасы (%): известняки – 85, долериты – 8, доломиты – 7. Наряду с гальками известняков и долеритов присутствуют гальки кварца, кварцитов, кислых эффузивов, кремней, песчаников, халцедонов и роговиков в количестве от 20 до 30%. Окатанность галек округленно-угловатая. Наиболее хорошо окатаны гальки кварца и кварцитов, хуже – долеритов и карбонатных пород [Гильманов, 1965].

Выход тяжелой фракции из отложений III надпойменной террасы составляет 0,7–1,2% от общей массы. Средний минералогический состав тяжелой фракции шлихов (%): пироксен – 73, ильменит – 14, гроссуляр – 7, магнетит – 6. В знаках и редких знаках содержатся: циркон, лимонит, альмандин, оливин, эпидот, турмалин, рутил, хлоритоид, роговая обманка, сфен, хромит, апатит.

Сотрудники НИИГА [Баранова и др., 1955], проводившие исследования на р. Оленёк, из этих отложений выделили спорово-пыльцевой комплекс, позволивший отнести их к нижней части верхнего отдела четвертичной системы.

На сопредельной с севера площади (R-49) в бассейне р. Кукусунда, мощность аллювия III террасы составляет 5–12 м. В верхней части разрезов аллювия в глинах и алевролитах пойменных и старичных фаций содержатся пыльца ели, сосны, березы, лиственницы, ольхи, споры папоротников, свидетельствующие о межледниковых условиях формирования аллювиальных отложений [Гусев и др., 2017].

В районе устья р. Лахарчаана (59) палинологический комплекс аллювия представлен спорами *Sphagnum*, Bryales, Polypodiaceae, пыльцой хвойных (49%) с *Picea* sp., *Larix* sp., *Pinus* sp., недревесных (11%) с *Superaceae*, *Gramineae*, древесно-кустарниковых (17–29%) с *Betula* sp. и др., характеризующими относительно теплый климат. В верхней части разреза содержится аналогичный спорово-пыльцевой комплекс с некоторым увеличением пыльцы *Betula fruticosa* и уменьшением пыльцы хвойных. Среди спор преобладающими становятся Bryales. Эти изменения состава спектра указывают на похолодание климата. По заключению Н. В. Ермолаевой, аллювий сформировался в условиях относительно теплого времени позднего неоплейстоцена [Фолисевиц и др., 1996].

Возраст аллювия устанавливается также на основании находок М. Н. Алексеевым остеологических остатков крупных млекопитающих на р. Виллой, на сопредельной с юга территории у пос. Нюрба: *Elephas primigenius*, *Rhinoceras antiquitatis*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*. Накопление аллювия, по заключению И. А. Дуброво, вероятно, происходило в течение первой половины позднего неоплейстоцена [Побережский и др., 1964; Дукардт, 2002].

Таким образом, по совокупности данных (исследования предшественников, характер спорово-пыльцевых спектров, остеологические остатки крупных млекопитающих), возраст аллювия III надпойменной террасы соответствует первой ступени верхнего неоплейстоцена в пределах казанцевского горизонта.

Каргинский горизонт. Аллювиальный комплекс каргинского горизонта распространен по всей территории. Включает в себя аллювий II надпойменной террасы рек Оленёк, Моркока, Марха, Виллой и их притоков. Терраса цокольная, в долине р. Алакит высота ее 18–25 м, в долине р. Марха, ниже устья р. Сохолоох – 15–22 м. Протяженность фрагментов террасы – до нескольких километров, ширина – от 100 до 600 м.

Аллювий II надпойменной террасы ($\alpha^2 III_{kr}$) включает в себя галечники валунные, пески, алевриты, супеси, суглинки, в прослоях торф, растительные остатки. Мощность – до 22,0 м.

На руч. Мастах (53), притоке р. Алакит аллювий террасы имеет двучленное строение. В основании залегают галечники с валунами, с прослоями и линзами песков и алевритов глинистых. Мощность галечников – 1,0–8,2 м. Верхняя часть разреза сложена песками разнородными мощностью 0,5–1,5 м с редкими гальками и гравием. Выше песков залегают буровато-серые алевриты песчаные и глинистые с примесью (до 5 %) галек долеритов. В некоторых разрезах слой песков отсутствует и фациально замещается алевритами глинистыми и илами. В кровле аллювия местами отмечаются линзовидные прослой торфянистого ила. Мощность аллювия в разрезе – до 12 м.

Гранулометрический состав накоплений (%): валуны (размер до 0,3 м) – 1–5, редко до 25, гальки – 30–40, гравий – 20–30, песок и глина – 15–30.

В тяжелой фракции шлихов (%): пироксены – до 83, магнетит – до 58, ильменит – до 10; в количествах 1–8 присутствуют оливин, альмандин, гроссуляр и лимонит, в знаковых количествах – хромит, ставролит, хлоритид, циркон, рутил и др.

Валуны долеритов размером до 0,3 м. Гальки и гравий хорошо- и среднеокатанные, представлены (%): долеритами – до 80, карбонатными породами – 10–20. Встречаются кремни, кварц, кварциты.

На левобережье р. Виллой в обнажении против устья р. Амбардах (60) прослежены (снизу вверх, м).

1. Песчано-гравийно-галечный материал темно-серого цвета, несортированный глинисто-алевритистый	0,5
2. Гравийно-песчано-галечно-валунные осадки темно-серого цвета, несортированные. Грубообломочный материал хорошо окатан (III–IV классы). Петрографический состав (%): валуны, гальки и гравий, долериты разнородные – 70, роговики – 15, кварциты – 5, кремни – 10. Пески кварцево-полевошпатовые	1,8

3. Гравийно-песчано-галечные отложения желтовато-серого цвета, несортированные. Грубообломочный материал хорошо окатан (III–IV классы окатанности) с песчано-глинистым заполнителем (50–60%). Петрографический состав галек: карбонатные породы 0–II классов окатанности, долериты II класса, роговики II–III классов. Размер галек – от 1 до 10 см	5,0
4. Суглинки темно-серые слабопесчанистые, тонкослоистые с редкими обломками долеритов среднезернистых	2,6
5. Почвенно-растительный слой	0,1

Мощность аллювия в разрезе – 10 м [Попов, 1974].

На левом борту долины р. Вилюй в обнажении в устье р. Лунакан (61) вскрыты (снизу вверх, м).

1. Валунно-песчано-гравийно-галечные осадки темно-серого цвета, несортированные. Грубообломочный материал хорошо окатан	3,9
2. Пески мелкозернистые полимиктовые темно-серые с зеленоватым оттенком, неслоистые	1,1
3. Суглинки желтовато-серые, темно-серые вязкие, пластичные, с прослоями льда с незначительным количеством алеврита	3,1
4. Почвенно-растительный слой	0,1

Мощность аллювия по разрезу – 8,2 м.

На р. Лахарчаана, левом притоке р. Вилюй, мощность аллювия составляет 7,3 м, а на р. Хахсык – 1,8 м.

В долине р. Ыгыатта относительная высота террасы 15–20 м, максимальная мощность аллювия – до 10 м. Аллювий характеризуется двучленным строением: верхняя часть – песчано-алевритистая, нижняя – гравийно-галечная. Мощность грубообломочного аллювия – от 0,5 до 5 м.

Гранулометрический состав аллювия (%): валуны – 0–10, гальки – 20–30, гравий – 30–40, песок и глинистый материал – 5–25.

Петрографический состав крупнообломочного материала (%): кремни – 25–43, кварциты – 15–26, кислые эффузивы – 8–13, основные эффузивы – 4–12, долериты – 10–25, редко граниты и песчаники. Преобладают гальки размером 2–3 см, средней и плохой окатанности.

В составе тяжелой фракции аллювия (%): пироксены – до 65, магнетит – до 16, ильменит – до 10, лимонит – до 5, альмандин – 2, эпидот – 0,2, хромит – 0,5, в редких знаках – роговая обманка, турмалин, ставролит, циркон, рутил, лейкоксен, сфен. В нижней части отложений террасы установлено присутствие минералов-спутников алмаза – пирропа, пикроильменита.

Палинологический комплекс аллювия представлен спорами *Shpagnum*, *Bryales*, *Polypodiaceae* и пыльцой: хвойные (49%) – с *Picea* sp., *Larix* sp., *Pinus* sp.: недревесные (11%) – с *Cyperaceae*, *Gramineae*; древесно-кустарниковые (17–29%) – с *Betula* sp. и другими, характеризующими относительно теплый климат. В верхней части разреза содержится аналогичный спорово-пыльцевой комплекс с некоторым увеличением пыльцы *Betula fruticosa* и уменьшением пыльцы хвойных. Среди спор преобладающими становятся *Bryales*. Эти изменения состава спектра указывают на похолодание климата. По заключению Н. В. Ермолаевой, аллювий второй террасы сформировался в условиях относительно теплого времени позднего неоплейстоцена (вторая ступень) [Фолисевиц и др., 1996].

Органические остатки и определения изотопного возраста из аналогичных отложений известны на сопредельной территории (R-48). Так, в долине р. Котуй в аллювии II надпойменной террасы, представленном алевритами и песками тонкозернистыми глинистыми, по данным Н. А. Борщевой и М. А. Бардеевой, обнаружена флора диатомей межледникового облика *Pisidium casartanum* (Pol.), *P. liljebergi* Clessin, свидетельствующие о том, что климат времени накопления осадков был близок к современному. В долине р. Мойеро, в 13 км выше устья р. Мойерокан по растительному детриту из глинистых песков пойменной фации аллювия II надпойменной террасы получена ^{14}C дата $43\ 500 \pm 1100$ лет (ГИН-2, 329). Спорово-пыльцевые комплексы этих отложений отражают растительность березово-лиственничных лесов с примесью кедра [Геологическая ..., 1983]. Чередование потеплений и похолоданий, характерных для формирования каргинских террас, отражено в господстве березово-сосновых и березово-еловых лесов или открытых пространных, занятых полынно-злаковыми или злаково-разнотравными группировками.

Таким образом, по сумме данных аллювий II надпойменной террасы датируется первой половиной каргинского межледниковья.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Отделы представлены аллювием первой надпойменной террасы, поймы и русла, толщей лимния и палюстрия, элювиальными, делювиальными, десерпционными, коллювиальными, солифлюкционными образованиями и различными вариантами их парагенезов.

Аллювий первой надпойменной террасы, поймы и русла (aIII-H). Терраса аккумулятивная, высота ее колеблется от 6 до 20 м. В составе накоплений валунники, галечники, гравийники, пески с гальками, алевриты глинистые, глины с линзами торфа, растительный детрит. Мощность – до 17 м. Отложения распространены по долинам всех крупных рек района, особенно в пределах низменных участков, и имеют сходное строение. Для них характерны многочисленные косые серии и местами параллельная слоистость. Довольно часто в верхней части разреза наблюдаются клинья и линзы льда.

Аллювий террасы р. Моркока имеет двучленное строение. Верхняя часть разреза, пойменная фация сложена желтовато-серыми алевритами глинистыми с линзами и прослоями илов, алевритов песчаных, льдов. Мощность – 2–6 м. Нижняя часть разреза, русловая фация, представлена песчано-гравийно-галечными образованиями, часто с валунами. Мощность – до 13 м.

В тяжелой фракции шлихов (%): пироксены (до 81), магнетит (до 65), оливин (до 16), ильменит (до 15). В количествах 1–8% присутствуют оливин, альмандин, гроссуляр и лимонит, в знаковых количествах – хромит, ставролит, хлоритоид, циркон, рутил и др.

Валуны долеритов, редко доломитов размером до 0,4 м. Петрографический состав крупнообломочного материала (%): долериты – 40–55, кремни – 15–20, кварц – 12–16, гранитоиды – до 7, кислые эффузивы – 3–4, кварциты – до 3, карбонатные породы – до 20 [Сафьянников и др., 1970].

В составе аллювия р. Ыгыатта в основном пески мелкозернистые (мощность прослоев до 2 м) с редкими гальками и галечники (мощность прослоев до 1 м) гравийно-песчаные. Тяжелая фракция шлихов характеризуется магнетит-ильменит-пироксеновой ассоциацией.

Выше по течению, в районе устья р. Кютер аллювий представлен в нижней части разреза (до 1,6 м) песками мелкозернистыми, в верхней части разреза (до 1 м) алевритами глинистыми с гальками. Содержание тяжелой фракции в шлихах весьма незначительно (0,005–0,23 кг/м³). В ее составе встречаются: ильменит (60–70 %), магнетит (5–10 %), алмадин (10–15 %), пироксены (5–8 %). В знаках и редких знаках присутствуют оливин, рутил, хлорит, циркон и роговая обманка. Состав галек – кремни, кварц, долериты, роговики [Покровский, 1993].

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из осадков первой надпойменной террасы, характеризуется преобладанием спор зеленых мхов и кочедыжниковых. Пыльца недревесной группы (18–37 %) состоит в основном из осоковых; в меньшем количестве встречаются гвоздичные, верескоцветные, злаковые и разнотравье. В древесно-кустарниковой группе (21–38 %) преобладает пыльца *Betula fruticosa* Pall. Редко встречается пыльца сосны, ели, лиственницы, ивы и ольхи. Подобные спектры характерны для позднего неоплейстоцена (четвертая ступень).

В районе устья р. Лэппириэн (55) найдены обломки бивня и трубчатой кости *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа; в районе устья р. Уэге-Сугуннах – костные остатки *Equus caballus fossilis* Z. (определения Н. К. Верещагиной), характеризующие поздний неоплейстоцен [Алексеев, 1961]. На сопредельной территории (лист Q-50) в нижнем течении р. Марха, в русловых частях разреза обнаружены костные остатки *Rangifer tarandus* L., *Mammuthus primigenius* Blum, *Bos* sp., *Rhinoceras* sp.;

На смежной к северу территории (лист R-49), на р. Оленёк, в верхней половине разреза первой надпойменной террасы встречены пресноводные моллюски *Gyraulus acronicus borealis* (Lav.), *Radix pereger* (Müll.), *Valvata aliena* West., характерные для современной эпохи [Гусев и др., 2017].

Радиоуглеродные даты на сопредельной территории (листы Q-50-XXXI, XXXII) для рассматриваемых отложений в пределах 12 700 ± 150–10 400 ± 200 млн лет [Государственная ..., 2001].

Таким образом, по комплексу данных возраст аллювия первой надпойменной террасы принимается как поздненеоплейстоценовый–голоценовый.

Накопления террасы в нижней части содержат минералы-спутники алмаза – пироп и пикроильменит. С данными образованиями связаны потоки рассеяния алмаза и его парагенетических спутников, а также глины керамзитовые, пески строительные, песчано-гравийный материал.

Лимный и палюстрий (I,plIII-H). Накопления встречены в днищах озерных котловин и долинообразных понижениях в истоках водотоков. Представлены песками тонкозернистыми, алевритами глинистыми, глинами, илами, торфом. Мощность – до 15 м. Слоистость параллельная, в песчаных пачках наблюдаются знаки ряби. Распространены в Верхнеоленёкском СР Анабаро-Оленёкской ледниковой СФцЗ и Вилюйском СР Вилюйско-Оленёкской внеледниковой СФцЗ.

Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются: в нижней части – преобладанием спор 65–84 % (зеленые мхи 71,0–75,5 %, меньше сфагновые мхи и кочедыжниковые папоротники); пыльцы древесно-кустарниковых 10,4–18,3 % (береза, сосна, ель), пыльцы недревесных 5,6–14,3 % (верескоцветные, полыни, осоковые и злаки). Спектры относительно «холодные», соответствуют лесотундровой растительности верхнего неоплейстоцена. Для верхней части отложений также свойственно преобладание спор (52 %), где преобладают зеленые и сфагновые мхи и кочедыжниковые. Пыльца древесно-кустарниковых растений (26 %) представлена березой (55 %), елью (26 %), реже лиственницей и сосной. Среди недревесных господствуют осоки. По заключению Л. А. Ляшкевич, эти спектры характеризуют голоценовую растительность. Отложения находятся в стадии формирования. Возраст на основании спорово-пыльцевых спектров и геоморфологических данных принимается как поздний неоплейстоцен–голоцен [Фолисевиц, 1993; Бухмиллер и др., 1974; Салихов, 2007].

Образования склонового ряда распространены в Верхнеоленёкском СР Анабаро-Оленёкской ледниковой СФцЗ. Вещественный состав зависит от литологии подстилающих коренных пород. Представлены продуктами физического и химического выветривания.

Солифлюксий (sIII-H). Алевриты глинистые и песчаные с дресвой и щебнем, распространены на пологих склонах водоразделов. Мощность отложений у основания склонов достигает 10 м.

Плащ мелкозема, перекрывающего коренные породы, оплывает под действием криогенных процессов, формируя на поверхности характерные солифлюкционные террасы, языки и валики.

Делювий (dIII-H). Алевриты глинистые и песчаные, глины щебнисто-дресвяные, иногда с гальками и гравием, глыбами и валунами. Распространены в верхних частях склонов водоразделов. Мощность – до 4 м.

Элювий и делювий (e,dIII-H). Распространены на выровненных поверхностях водоразделов и состоят из алевритов глинистых с дресвой, щебнем и отломами. Мощность – до 15 м.

Делювий и солифлюксий (d,sIII-H) представлены суглинками с дресвой и щебнем, валунными суглинками и супесями. Распространены на территории, сформированной в основном осадочными коренными породами (известняками, доломитами, песчаниками), где плащеобразно перекрывают склоны водоразделов. В структуре отложений отмечается чередование солифлюкционных образований, с прослоями делювия, образованными дождевыми и тальми водами. Мощность отложений – до 10 м.

Солифлюксий и делювий (s,dIII-H). Валунные алевриты глинистые и песчаные с дресвой и щебнем плащеобразно перекрывают склоны водоразделов. В структуре отложений отмечается чередование солифлюкционных образований с прослоями делювия, образованными дождевыми и тальми водами. Мощность отложений достигает 10 м.

Элювий, десерпций и солифлюксий (EIII-H) представляют собой алевриты глинистые с дресвой и щебнем. Мощность – до 8 м. Приурочены накопления к поверхностям, бронируемым образованиями трапповой формации.

ГОЛОЦЕН

К современным отложениям относятся аллювий поймы и русел всех рек района и техногенные образования.

Аллювиальные накопления развиты по всей территории, во всех стратиграфических районах.

Аллювий пойм и русла (aH). В составе галечники, пески, глины, алевроиты глинистые и песчаные, торф, ил, растительные остатки. Мощность – до 20 м. Аллювий высокой поймы был вскрыт в долине р. Кюээнне-ликаян, в 3 км ниже устья р. Чуостах. С поверхности до глубины 2 м наблюдается суглинок темно-бурый, с включением остатков полусгнившей древесины. Ниже (до 3,5 м) – слой, состоящий из галек – 30 %, гравия – 50 %, песков – 20 %. Гальки представлены известняками – 62 %, доломитами – 13 %, долеритами – 5 %. Минеральный состав тяжелой фракции шлихов из отложенной высокой поймы (%): пироксены – 55, гроссуляр – 18, ильменит – 15, альмандин – 3. Мощность аллювия высокой поймы – 2–4 м.

Аллювий низкой поймы представлен песчано-галечными осадками с примесью глин. Крупность материала уменьшается снизу вверх и в этом же направлении увеличивается глинистость и заиленность речных наносов. Мощность – 1–2 м.

Русловые отложения развиты в руслах всех рек и временных водотоков. Они слагают днища, косы, острова и состоят из галечников, песков, илов. Окатанность обломочного материала средняя, преобладают угловато-окатанные гальки средних размеров (4–5 см). Валуну, гальки и гравий представлены в основном известняками и доломитами и лишь на участках коренных выходов траппов появляются обильные обломки долеритов. Ассоциация минералов в русловом аллювии рек района постоянная – магнетит-ильменит-пироксеновая с гроссуляром и альмандином. Мощность русловых отложений – до 2 м. В русловом аллювии обнаружен современный спорово-пыльцевой комплекс [Баранова и др., 1955].

С современными отложениями связаны потоки рассеяния алмаза и его парагенетических спутников, россыпные месторождения алмаза.

Техногенные образования (tH) развиты в Верхнеоленёкском СР Анабаро-Оленёкской ледниковой СФцЗ. Представлены отвалами вокруг карьеров разрабатываемых месторождений алмаза и сохранными «хвостами» обогащения кимберлитов. Сложены отломниками, глыбниками, влунниками со щебнем, песками, супесями, суглинками, глинами, алевроитами. Площадь распространения и мощность техногенных отложений напрямую зависят от размеров и глубины разрабатываемых карьеров. В районе месторождения тр. Айхал мощность достигает 40 м, в районе месторождения тр. Удачная – 50 м. На карте четвертичных образований горные отвалы и терриконы нанесены в виде знаков, не выражающихся в масштабе карты. Возраст техногенного рельефа современный, поскольку время разработки месторождений – вторая половина XX – начало XXI в. Техногенные накопления налегают на разнообразные по генезису и возрасту четвертичные образования.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРТЕРА

Нерасчлененные четвертичные накопления представлены элювиальными, делювиальными, десерпционными, коллювиальными, солифлюкционными образованиями и различными вариантами их парагенезов. Они находятся в разнообразных соотношениях (налегание, прилегание, сложные фациальные замещения) как друг с другом, так и с другими расчлененными отложениями квартера. Развиты по всей территории, во всех стратиграфических районах и покрывают всю площадь чехлом различной мощности. Представлены продуктами физического и химического выветривания. Вещественный состав зависит от литологии подстилающих коренных пород.

Элювий (е) занимает плоские водораздельные пространства. Это глыбы подстилающих пород, дресва, щебень, пески, иногда с гравием и гальками, алевроиты глинистые и песчаные. Состав зависит от литологии субстрата. На траппах это щебнисто-глыбовый материал, представленный обычно крупными глыбами с незначительным количеством щебня, дресвы с алевроитами глинистыми и песчаными в заполнителе, на туфах и осадочных породах – алевроиты глинистые, иногда песчаные с дресвой, щебнем материнских пород. Мощность – элювия до 5 м.

Делювий (d) обрамляет краевые части выположенных водоразделов. В составе алевроиты глинистые и песчаные, глины щебнисто-дресвяные, иногда с гальками и гравием, глыбами и валунами. Мощность – до 4 м.

Коллювий (с) располагается на участках наиболее расчлененного рельефа с крутыми обвально-осыпными склонами. Это глыбники со щебнем, дресвой. Мощность – до 10 м.

Элювий и делювий (е,d). Образования широко развиты на пологих участках междуречий в верхних частях склонов средней крутизны. Плоскостной смыв, определяемый по многочисленным субпараллельным бороздам, обеспечивает снос мелкозема (обогащение щебнистой составляющей) и увлажнение расположенных ниже участков склонов. Состав накоплений – дресвяно-щебнисто-глыбовый с алевроитами глинистыми и песчаными в заполнителе, глины карбонатные, пески, иногда с гальками. Мощность – до 5 м.

Коллювий и делювий (с,d) приурочен к крутым обвально-осыпным склонам. Крупноглыбовые и щебнистые накопления с примесью мелкого материала формируются при весьма характерной для траппового плато ступенчатой (террасированной) морфологии склонов, при среднем уклоне, близком к углу естественного откоса. В данной обстановке наблюдается чередование крутых уступов, сложенных продуктами разрушения траппов, и относительно более пологих, но непротяженных нагорных террас (площадок). Мощность – до 10 м.

Элювий и десерпций (е,dr) распространены преимущественно на участках развития карбонатных и терригенных пород, где ложится маломощным покровом на плоские вершины возвышенностей. Представлен дресвяно-щебнисто-глыбовым материалом с алевроитами глинистыми и песчаными в заполнителе, глинами карбонатными, алевроитами, песками, иногда с гальками. Мощность – до 15 м.

К ним отнесены курумы, «каменные реки», развитые на склонах с крутизной, меньшей угла естественного откоса (до 30–35°) с последующим медленным сползанием (крип) обломочного материала по уклону вследствие многократного изменения объема при замерзании воды и температурных перепадах.

Делювий и солифлюксий (d,s). Накопления развиты на пологих склонах. Сложены алевритами глинистыми и песчаными, глинами, иногда щебнисто-дресвяными. Мощность – до 16 м. Для образований характерна прерывистая слабоволнистая параллельная слоистость и плохая сортировка обломочного материала. В Верхнеоленёкском СР отложения включают россыпные месторождения алмаза. Характер склоновых процессов подтверждается широким развитием деллей, солифлюкционных террас и оплывин на их поверхности.

Элювий и солифлюксий (e,s) сложены глыбниками, отломниками, дресвяниками, дресвяно-щебневыми алевритами глинистыми, распространены преимущественно в пределах выходов осадочных коренных пород, где плащеобразно перекрывают пологовыпуклые водоразделы. Уплотненные части водоразделов заняты элювием, который по мере увеличения крутизны склонов начинает «плыть» и замещаться солифлюксием. При смене обводненности (дожди, снеготаяние) формируются прослойки делювия, более песчанистые по составу, со следами характерной для водной среды параллельной или косой слоистости. Мощность образований – до 6 м.

Делювий, десерпций и солифлюксий (S). В составе глыбово-щебнисто-дресвяный материал с алевритами глинистыми и песчаными в заполнителе, глины, иногда щебнисто-дресвяные. Мощность – до 16 м.

Накопления формируются на пологих склонах в условиях траппового плато. Разграничение отложений плоскостного смыва (делювий), медленного крипа (десерпций) и течения переувлажненного грунта (солифлюксий) на таких участках весьма условно.

Пролювий (p). Отложения временных потоков, развитые в устьевых частях небольших временных водотоков (притоков рек Моркока, Сохсолох и др.). Представляют собой алевриты глинистые щебнисто-дресвяные, алевриты песчаные, глины, пески, иногда с гравием и гальками. Врезаны в аллювиальные образования первой, второй и третьей надпойменных террас, налегают на аллювиальные, озерные и болотные накопления. Мощность – до 5 м.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования широко распространены на юго-западной стороне территории листа Q-49. Связаны с двумя магматическими событиями, проявившимися в позднем девоне – раннем карбоне и в раннем триасе, резко различающимися как масштабом, так и формационной принадлежностью магматитов. Первое событие отмечается проявлением в районе кимберлитового магматизма с формированием небольших обособленных магматических тел центрального типа и сопровождающих их даек и жил, сложенных породами кимберлитовой формации. Второе событие, связанное с деятельностью Сибирского суперплума [Добрецов, 2001], обусловило проявление в регионе обширного и весьма разнообразного основного магматизма траптовой формации, известного в интрузивной и эффузивной фациях.

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАРБОНОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Далдыно-алакитский кимберлитовый комплекс ($1D_3-C_1dl$) – наиболее древнее магматическое подразделение на территории листа Q-49, представленное кимберлитами, все проявления которых выявлены в пределах Оленёк-Вилуйской алмазоносной рудно-россыпной субпровинции, где выделены Далдыно-Алакитский ($0.1 di/D_3-C_1, Q_H$), Средне-Мархинский ($0.2 di/D_3-C_1, Q_H$) и Муно-Тюнгский ($0.3 di/D_3-C_1, Q_H$) алмазоносные районы.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район ($0.1 di/D_3-C_1, Q_H$) занимает почти всю центральную часть территории. В настоящее время по Далдыно-Алакитскому алмазоносному району учтено 11 месторождений. Среди них шесть крупных: трубки Юбилейная, Удачная, Зарница, Айхал, Заря, Сытыканская; три средних: трубки Комсомольская, Краснопресненская и Дальняя.

В центре района выделяется Далдыно-Алакитский алмазоносный узел ($0.1.1 di$), в своих границах совпадающий с площадью распространения промышленных коренных и россыпных месторождений алмазов.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район расположен в зоне сочленения Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы на северо-восточном раздробленном фланге обширного среднепалеозойского Ботуобинского поднятия. Северо-восточная краевая часть этого поднятия сложена в пределах района позднекембрийскими, ордовикскими и раннесилурийскими карбонатными отложениями, а юго-западная – пермо-карбонатыми континентальными угленосными породами и раннетриасовыми траппами.

Кимберлитовые тела располагаются в зоне глубинных разломов и группируются в трех разобщенных кимберлитовых полях – Моркокинском прогнозируемом алмазоносном поле (0.1.1.1 di), Алакит-Мархинском (0.1.1.2 di) и Далдынском (0.1.1.3 di) алмазоносных полях.

Моркокинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.1.1 di). В геологическом строении исследуемой территории принимают участие кристаллические породы архея, карбонатные и терригенные отложения венда, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, а также магматические образования.

Магматические породы представлены среднепалеозойскими кимберлитами далдыно-алакитского комплекса (трубки взрыва, жилы, дайки) и раннепалеозойскими траппами. Трапповая формация на территории Моркокинского поля широко распространена – это силлы, секущие инъекционные тела, и дайки недифференцированных долеритов нормального ряда.

На сегодня в пределах Моркокинского поля имеется только один кластер – трубка Моркока площадью – 1,6 га (275 × 30/35 м), по данным опробования по стандартной методике оценки алмазоносности, отнесенная к непромышленному объекту. Однако исследователи отмечали необычные для низкоалмазоносных трубок ураганное содержание пикроильменита, что свидетельствует о несоответствии потенциальной и реальной алмазоносности тр. Моркока. Это, возможно, связано с тем, что реальная алмазоносность кимберлитов снижена в результате растворения, окисления алмазов, вынесенных из мантийного первоисточника. Шпинелиды тр. Моркока также сильно отличаются от шпинелидов из других объектов в Алакит-Мархинском поле более высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO_2 до 3 масс. %.

Наиболее изученные кимберлитовые тела расположены в пределах двух основных кимберлитовых полей – Алакит-Мархинском и Далдынском.

Алакит-Мархинское алмазоносное поле (0.1.1.2 di) площадью 2335 км² расположено в бассейне рек Алакит и Моркока. Тектоническая позиция определяется его расположением на пересечении кимберлитоконтролирующих зон с поперечными разломами.

В пределах Алакит-Мархинского поля открыто 96 кимберлитовых тел, включая дайки, жилы и отторженные траппами блоки трубок Юбилейная и Комсомольская. Первые трубки были открыты в 1955 г., однако, в силу сложности геологического строения поля, большая часть которого перекрыта терригенно-трапповой толщей пород, активные поисковые работы здесь продолжаются до настоящего времени. На площади Алакит-Мархинского поля расположены месторождения: трубки Юбилейная, Айхал, Комсомольская, Сытыканская Юго-Западная, Сытыканская Северо-Восточная, Краснопресненская, Заря. К основным характеристикам Алакит-Мархинского алмазоносного поля можно отнести:

- повышенное содержание минералов-спутников алмазов (пироп, пикроильменит и хромшпинелид);
- увеличенная доля высокохромистых пироба и хромшпинелида в алмазоносных трубках;
- большинство кимберлитовых тел содержат кристаллы алмазов преобладающего октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов;
- кимберлиты относятся к высокомагнезиальному типу (за исключением тр. Айхал) с относительно низким содержанием щелочей, титана, фосфора,

циркония, кимберлиты слабо дифференцированы и не сопровождаются родственными породами;

- преобладают брекчии с низким содержанием слюды;
- широко развита вторичная гидротермальная минерализация;

– ксенолиты в трубках представлены наиболее глубинными парагенезисами, алмазы в ксенолитах встречаются преимущественно в виде единичных кристаллов (в отдельных случаях число их может составлять до 1000 и более индивидов) [Манаков и др., 2000; Атлас ..., 2015].

Кимберлитовые тела прорывают карбонатные отложения раннего палеозоя и перекрываются терригенными и вулканогенными образованиями позднего палеозоя. Мощность перекрывающих отложений колеблется от 1–12 м (тр. Заря) до 60–80 м (трубки Кыллахская, Одинцова и др.). Мощность бронирующих интрузий над трубками варьирует от 2–10 м (тр. Кыллахская) до 40–85 м, редко до 120–145 м (трубки Заря, Амакинская и др.). При этом максимальные мощности долеритов наблюдаются над краевыми частями трубок, где они иногда налегают непосредственно на кимберлиты (трубки Амакинская, Заря), над центральными частями трубок их мощность уменьшается вплоть до полного выклинивания. Зачастую кимберлитовые породы интродуцированы телами долеритов. В приконтактных зонах с долеритами они метасоматически изменены. При этом мощности изменений прямо пропорциональны мощностям интрузий. Например, тр. Краснопресненская прорывается мощной (90–118 м) пологосекущей дифференцированной трапповой интрузией, что обусловило глубокое метасоматическое преобразование кимберлитов. Мощность реакционной зоны над sillом достигает 100–120 м, ниже подошвы – 10–15 м.

Кимберлитовые породы почти полностью утрачивают первичные структурно-текстурные особенности, приобретают пятнистую окраску и массивную текстуру. Непосредственно на контакте долеритов с кимберлитами выделяется подзона известковых скарнов гранат-кальцитового состава с гранобластовой структурой. По мере удаления от контактов с долеритами в апокимберлитовых метасоматитах начинает проявляться первичная брекчиевая, а затем и автолитовая текстура пород. На значительном удалении от траппов в кимберлитах проявляется только наложенная хлоритизация и кальцитизация [Фолисевиц, 1996; Атлас ..., 2015].

Контакты кимберлитовых трубок с вмещающими карбонатными породами раннего палеозоя крутые (75–85°). В некоторых трубках (Юбилейная, Краснопресненская) в верхней их части отмечается резко расширенный приповерхностный раструб (кратерная «чаша»). С глубиной эти трубки резко сужаются, и на первых сотнях метров площадь их поперечного сечения уменьшается в 2 раза. Углы падения контактов с вмещающими породами изменяются от 25–50° в зоне раструба до субвертикальных на глубине. Нередко трубки с глубиной расчлняются, образуя два, иногда три самостоятельных канала (трубки Айхал, Краснопресненская и др.), осложненных раздувами, пережимами, апофизами и ветвящимися маломощными жилами.

Залегание вмещающих карбонатных пород в зоне экзоконтакта близко к горизонтальному, на отдельных участках – нарушенное с углами падения от 3–5 до 20–30°. Непосредственно у контактов с кимберлитами отмечаются задиры пластов с углами падения от 5–10 до 80–85°. Нередко вдоль контактов,

вокруг трубок, во вмещающих породах развиты зоны интенсивной трещиноватости и дробления с образованием приконтактных карбонатных брекчий. Мощность зон колеблется от нескольких сантиметров до 5–10 м, редко до 30–40 м (тр. Юбилейная). Приконтактные брекчии сложены дресвой, щебнем и глыбами карбонатных пород, сцементированными перетертым карбонатным материалом. Зачастую в брекчиях отмечаются инъекции кимберлитового материала мощностью от первых до 10–15 см, редко до 1–2 м (тр. Юбилейная).

В некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы от кимберлитовых пород, обогащенных ксеногенным материалом, через экзоконтактные брекчии с инъекциями кимберлитового материала, к раздробленным и далее ненарушенным карбонатным породам (тр. Краснопресненская). Непосредственно вдоль контактов отмечаются зеркала скольжения и карбонатная глинка трения, ожелезнение и кальцитизация вмещающих пород; встречаются выделения мелких кристаллов магнетита, пирита, реже гипса и арагонита, а также жеоиды и секреты горного хрусталя и аметиста. Приконтактные изменения вмещающих пород выражены в их незначительной закалке, серпентинизации и кальцитизации, иногда доломитизации.

Кимберлитовые трубки обычно сопровождаются жилами. Иногда жилы образуют самостоятельные тела как связанные, так и не связанные с трубками (трубки Межозерная, Фабричная, Структурная и др.). Общее простирание жил, как и длинных осей трубок, северо-восточное (аз. 50–75°) и в целом совпадает с направлением кимберлитовмещающих зон. Мощность жил – от 0,1 до 2–4 м, иногда до 8 м при протяженности 100–700 м. Жилы часто выклиниваются как по простиранию, так и по вертикали. Вещественный состав кимберлитов в жилах не отличается от такового в трубках, поскольку формирование их, по-видимому, происходило одновременно с заполнением диатрем. Часть жил прорывается диатремами и относится к ранним фазам внедрения кимберлитов.

Практически все кимберлитовые трубки Алаakit-Мархинского поля являются алмазонасными, но промышленный уровень содержания алмазов был выявлен только в шести из них: трубки Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Комсомольская, Заря и Краснопресненская. Сложные геологические условия, широкое развитие раннетриасового траппового вулканизма на территории поля в виде силлов, перекрывших большинство кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста, с одной стороны, усложняют поиски, но, с другой, дают надежду на то, что потенциал Алаakit-Мархинского поля не исчерпывается открытыми месторождениями [Атлас ..., 2015].

Кимберлитовые породы Алаakit-Мархинского поля преимущественно представлены тремя разновидностями – порфиоровыми кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями.

Порфиоровые кимберлиты обычно слагают краевые части трубок среднего и крупного размера и зачастую полностью выполняют мелкие диатремы и жилы. Макроскопически это – плотные, местами трещиноватые породы с порфиоровой структурой и массивной, редко брекчиевой текстурой. Окраска пород серая с голубоватым и зеленоватым оттенками, реже темно-серая. Ксеногенный материал составляет от 5–13 % в центральных частях до 25–45 % в приконтактных зонах с вмещающими породами, где кимберлиты приобретают вид мелкообло-

мочной брекчии. С глубиной количество ксеногенного материала уменьшается до 2–5 %, и породы приобретают базальтоидный облик.

Обломочный материал представлен преимущественно карбонатными породами (до 90 %), в значительно меньших количествах встречаются метаморфические (от 1–3 до 9 %) и ультраосновные (до 1 %) породы. Метаморфические породы представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми, гранат-амфиболовыми плагиогнейсами и гнейсами, биотитовыми и кристаллическими сланцами, иногда эклогитами. Из ультраосновных пород встречаются хлоритизированные серпентиниты, серпентинизированные оливиниты, перидотиты, дуниты. Форма ксенолитов угловатая, округло-угловатая. Размер – от нескольких миллиметров до 10–12 см, в среднем 1–2 см [Салихов, 2007].

В порфировых выделениях псевдоморфозы серпентина и кальцита по оливину двух генераций: флогопит, пикроильменит, реже пироп. Псевдоморфозы по оливину первой генерации (10–15 % от общего количества порфировых выделений) размером 2–5 мм имеют округлую и округло-угловатую форму. Представлены кальцитом, изотропным серпентином, волокнистым и петельчатым хризотилом с примесью тонкокристаллического магнетита. Псевдоморфозы по оливину 2-й генерации (10–30 %) – мелкие идиоморфные зерна с оплавленными краями размером 0,02–0,9 мм. Выполнены также кальцитом, хризотилом, серпентином с примесью тонкодисперсного магнетита. Флогопит образует кристаллы таблитчатой формы размером от долей мм до 2–3 мм. Зерна флогопита часто хлоритизированы. Пикроильменит образует редкие овальные зерна размером от 0,2–0,3 до 1,5–2,0 мм с шероховатой реакционной поверхностью, обусловленной замещением пикроильменита мелкими (менее 0,01 мм) кристаллами перовскита. Пироп выделяется в виде единичных овальных зерен размером до 1,5–2 мм, окруженных тонкой (0,01–0,03 мм) келифитовой оболочкой флогопит-хлорит-магнетит-серпентинового состава.

Основная масса (до 50 % объема породы) имеет мелкозернистую, реже микролитовую структуру и состоит из карбонат-серпентинового вещества с примесью флогопита, магнетита, перовскита, реже апатита, хромшпинелидов, хромдиоксида. Магнетит и апатит встречаются в основной массе порфировых кимберлитов в виде очень мелких идиоморфных зерен. Хромшпинелид наблюдается в виде единичных мелких буровато-коричневых зерен (0,5–0,7 мм). Большинство зерен корродировано, в связи с чем они приобретают тонкоматированную поверхность. Хромдиоксид присутствует в виде обломков зерен изумрудно-зеленого цвета, размером 0,03–0,2 мм [Ягнышев, 1988].

Выход тяжелой фракции в порфировых кимберлитах колеблется от 1,5–4,5 кг/т (тр. Амакинская) до 17,3–28 кг/т (трубки Юбилейная, Айхал, Кыллахская). Состав тяжелой фракции (%): магнетит – 2,7–56,7, пикроильменит – 1,5–29,7, иногда до 76,9, пироп – 1–8,3, пирит – 1,5–7,3. В знаках присутствуют оливин, хромшпинелиды, хромдиоксид, альмандин, лимонит, иногда перовскит и циркон. Среди пиропов преобладают (до 90 %) лиловые и красные разновидности; оранжевые и розовые встречаются редко [Салихов, 2007].

Кимберлитовые брекчии выполняют большинство мелких тел, кратерные части и отдельные блоки в более крупных трубках и значительную часть жильных тел. Макроскопически представляют собой серые и темно-серые с голубоватым и зеленоватым оттенками плотные породы с брекчиевой тек-

стурой и порфировой структурой цементирующей массы. Ксеногенный материал составляет 10–30 % от объема породы, в приконтактных частях трубок – до 60–80 %. Представлен преимущественно карбонатными породами, в небольшом количестве встречаются ксенолиты измененных биотитсодержащих гнейсов и сланцев, а также порфировых кимберлитов. Ксенолиты ультраосновных пород чаще встречаются в более крупных диатремах. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 20–30 см, редко до 1–5 м. Иногда в верхней части раструба диатремы и в ее приконтактных частях отмечаются крупные блоки карбонатных пород, так называемые «плавающие рифы».

В порфировых выделениях – оливин двух генераций и флогопит. Так же в их составе отмечается пикроильменит, реже пироп и хромшпинелиды. Оливин практически полностью замещен серпентином и карбонатом, лишь в редких случаях встречаются неизмененные зерна с интенсивно корродированной поверхностью. Среди пиропов преобладают лиловые (до 70 %) и оранжево-красные (20–25 %); в меньших количествах – красные (9–10 %) и розовые (до 5 %) разновидности. Изредка встречаются слабодихроичные пиропы фиолетово-красного цвета. В пироплах зачастую отмечаются включения мелких (0,2–0,4 мм) кристаллов хромшпинелидов. Основная масса сложена серпентин-карбонатным материалом, иногда с примесью глинистого вещества. В основной массе наблюдаются мелкие включения псевдоморфоз по оливину, а также включения флогопита, пикроильменита, пиропы, перовскита, рудных минералов. По трещинам отмечаются гидроокислы железа, кальцит, иногда битум.

Выход тяжелой фракции в кимберлитовых брекчиях составляет 4,5–12,9 кг/т; в гидротермально-измененных разностях («туфобрекчиях») – 0,3–5,83 кг/т; в тяжелой фракции (кг/т): пирит – 0,1–3,8, магнетит – 0,004–1,6, пикроильменит – до 0,59, пироп – 0,04–0,87 [Салихов, 2007].

Автолитовые кимберлитовые брекчии слагают как отдельные части диатрем в виде рудных столбов, линз и блоков, так и целиком выполняют отдельные трубки (Заря, Бобкова, Подтрапповая, ЦНИГРИ) и редко жильные тела. Представляют собой плотные породы темно-серого цвета с зеленоватым и голубоватым оттенками с автолитовой брекчиевой текстурой и порфировой структурой связующей массы. Ксеногенный материал (в среднем 20–25 %, в приконтактных частях до 70–90 %) – это в основном карбонатные породы, реже биотит-гранатовые, гранат-амфиболовые плагиогнейсы и гнейсы, кристаллические сланцы, серпентинизированные оливиниты. Отмечаются также обломки порфировых кимберлитов (до 5 %).

Автолиты составляют 5–10 %, редко до 18 % объема породы, на участках с повышенным содержанием ксеногенного материала встречаются редко. Автолиты округлые мелкие (1,5–7 мм) состоят из ядра (центра кристаллизации) и концентрически-зональной оболочки с мелкими (до 0,05 мм) включениями псевдоморфоз кальцита по оливину, флогопиту, рудных минералов, ксенолитов карбонатных пород. От связующей массы автолиты отделяются узкой зоной закалки. В качестве центров кристаллизации служат псевдоморфозы кальцита по оливину, ксенолиты карбонатных пород, флогопит, редко пикроильменит и пироп.

Структура кимберлита-цемента порфировая с мелкозернистой основной массой. В порфировых выделениях – псевдоморфозы кальцита и серпентина, по оливину двух генераций, флогопиту, реже пикроильмениту и пиропу.

Псевдоморфозы по оливину I генерации (1,53 %) угловатой, округло-угловатой, реже округлой формы, размером от 1,0–1,5 до 4–6 мм с оплавленными гранями, выделены чешуйками слабодвупреломляющего серпентина и мелкими зернами кальцита с вкрапленностью тонкодисперсного магнетита по периферии.

Псевдоморфозы по оливину II генерации (32,32 %) – в виде субидиоморфных зерен размером 0,07–1,3 мм с оплавленными ребрами. Характер замещения оливина в них аналогичен псевдоморфозам I генерации. Флогопит (2,8 %) – это таблитчатые зерна с корродированными ребрами, частично или полностью хлоритизированные. Пикроильменит (около 2 % объема породы) с трещиноватыми зернами округлой, округло-угловатой, реже идиоморфной формы, размером от 1–2 мм до 2–3 см. Трещины выполнены серпентином, реже кальцитом, на поверхности отдельных зерен отмечаются щетки перовскита. Гранат (до 1 % от ее объема) зернами округлой, угловато-округлой формы, нередко трещиноватые с развитием по трещинам и вокруг отдельных зерен келифитового вещества.

В тяжелой фракции автолитовых кимберлитовых брекчий (выход от 0,4 до 4,7 кг/т, редко (тр. Байтахская) до 16,8 кг/т): магнетит – 0,1–8,6 кг/т, пирит – 0,02–4,2 кг/т, пикроильменит – 0,1–3,3 кг/т, пироп – 0,01–0,6 кг/т. В знаках присутствуют оливин, хромшпинелиды, хромдиопсид, альмандин, апатит, циркон, рутил, клинопироксен, сфалерит. Очень редко встречаются уваровит, гроссуляр, шпинель [Салихов, 2007].

Кимберлитовые туфобрекчи приурочены к верхней, приповерхностной части рудных столбов (трубки Краснопресненская и Юбилейная. Это «гибридные» породы – производные от автолитовых кимберлитовых брекчий вследствие их перенасыщения ксеногенным материалом осадочных карбонатных пород (до 70 % и более). Они образуют как бы «шлаковую» корку на поверхности автолитовых брекчий с очень резким неровным контактом.

Макроскопически это – слабосцементированные, сильнотрещиноватые породы грязно-зеленого, буро-серого цветов, что обусловлено присутствием пестроокрашенных ксенолитов. Текстура пород брекчиевая, участками такситовая. Акцессорные минералы выделенных кимберлитовых пород напрямую связаны с алмазностью. К ним относятся пикроильменит, гранат, хромшпинелид, апатит, циркон.

Содержания минералов-спутников алмаза в тр. Краснопресненская варьирует в широких пределах от редких знаков в породах кратерной фации до первых процентов в неизмененных автолитовых брекчиях. В последних, при размахе от 0,03 до 3,57 %, среднее содержание пироба составляет 0,52 %, пикроильменита – 0,21 %, отмечается хромшпинелид. В верхней части трубки количественно преобладает пироп, в нижней – пикроильменит. Содержание пиробов алмазной ассоциации – 15,8 % [Салихов, 2007].

Пироп – один из основных акцессорных минералов, присутствует в подавляющем большинстве известных месторождений кимберлитов. Характерной особенностью является развитие вокруг зерен пиробов келифитовых оболочек, часто радиально-лучистого строения, в основном флогопит-магнетит-хлоритового состава. Для месторождений с высокой алмазностью свойственно повышенное содержание лиловых высокохромистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5\text{--}7\%$)

пиропов дунит-гарцбургитового парагенезиса и высокими значениями показателя преломления (от 1,744 до 1,768) [Зимин, 1980].

Пикроильменит образует неправильно-овальные зерна и желваки размерами от долей мм до 1 см. Химический состав минералогических окислов (%): MgO – 5–13, Cr₂O₃ – 0,5–4,5, TiO₂ – 4,4–5,4. Средние химические составы пикроильменитов как высокоалмазных, так и слабоалмазных кимберлитовых тел похожи. Существуют единичные находки сростков ильменитов с алмазами и включение ильменита в алмазе. Содержание их в кимберлитах весьма незначительно. Поэтому пикроильмениту, как фактору алмазоносности кимберлитов, отводится второстепенная роль [Зимин, 1980].

Хромитинелид образует преимущественно ксеноморфные выделения и идиоморфные деформированные, уплощенные либо удлинённые кристаллы размером от 0,3 до 20,0 мм. Менее распространены кристаллы октаэдрического габитуса с незначительным притуплением ребер гранями ромбододекаэдра [Зимин, 1980]. Большинство зерен корродировано, в связи с чем они приобретают тонкоматированную поверхность. По химическому составу выделяются малохромистые (Cr₂O₃ – 19,39 %) и обогащенные хромом (Cr₂O₃ – до 59,27 %). По магнию, железу, хрому и алюминию часто относятся к хромпикотиту [Зимин, 1980].

Апатит встречается в двух генерациях. Апатит первой генерации образует угловатые и округло-угловатые зерна размером до 1,5 мм. Апатит второй генерации отмечен в основной массе кимберлитов в виде мелких (до 0,05 мм) идиоморфных зерен.

Циркон в тяжелой фракции кимберлитов отмечается в виде светлорозовато-желтых зерен размером до 1 мм в поперечнике [Ягнышев, 1988].

По особенностям химического состава среди выделенных разновидностей кимберлитовых пород имеется ряд различий (табл. 3). Так, в тр. Юбилейная отмечается повышенная титанистость кимберлитовых туфобрекчий, а порфиновые кимберлиты характеризуются более высокими значениями MgO и пониженными – CaO. В тр. Краснопресненская для порфировых кимберлитов характерны высокие значения Al₂O₃ и Fe₂O₃. Для автолитовых кимберлитовых брекчий представленных трубок в целом свойственны повышенные значения Al₂O₃ и пониженные Fe₂O₃.

По петрохимическим особенностям кимберлиты, слагающие месторождения Алакит-Мархинского поля в основном характеризуются относительно высоким содержанием FeO_{tot} и TiO₂ (соответственно >8 % и >1 %) и относятся к магнезиально-железистому (Mg-Fe) петрохимическому типу. Исключение представляют высокоалмазные кимберлиты тр. Айхал, которые по содержанию FeO_{tot} и TiO₂ (соответственно <8 % и <1 %) относятся к высокомагнезиальному петрохимическому типу.

Кимберлиты всех месторождений полностью изменены гидротермально-метасоматическими процессами разной интенсивности. Неизменный оливин встречается лишь в акцессорных количествах. Основная масса кимберлитов магнезиально-железистого (Mg-Fe) петрохимического типа имеет преимущественно карбонатно-серпентиновый состав, реже – серпентин-карбонатный. Практически повсеместно в основной массе кимберлитов этого типа устанавливается неравномерно рассеянный тонкокристаллический рудный минерал – титаномагнетит, перовскит, пикроильменит, реже – шпинель, рутил.

Таблица 3

Средний химический состав (%) кимберлитов Алакит-Мархинского алмазоносного поля в трубках Юбилейная, Краснопресненская, Сытыканская [Ягнъшев, 1988]

Компонент	Тр. Юбилейная			Тр. Краснопресненская			Тр. Сытыканская			
	1	2	3	1	2	3	3	4	5	2
SiO ₂	28,88	30,95	24,84	29,8	28,19	27,82	28,22	29,68	29,77	27,88
TiO ₂	1,205	0,74	9,99	0,96	1,04	0,93	1,86	2,24	1,98	2,3
Al ₂ O ₃	1,685	2,38	2,03	3,01	2,93	3,12	1,85	2,12	2,22	2,72
Fe ₂ O ₃	4,66	3,09	3,35	6,07	4,98	5,41	5,52	4,89	5,89	3,87
FeO	2,24	3,22	2,59	1,32	1,32	1,16	2,39	2,91	2,54	3,32
MnO	0,12	0,114	0,159	0,32	0,30	0,32	0,11	0,13	0,12	0,08
MgO	30,54	29,14	18,3	27,17	24,93	23,84	25,75	29,57	31,95	25,86
CaO	9,09	10,16	21,07	11,34	14,41	15,54	12,94	8,95	6,6	12,49
K ₂ O	0,265	0,33	0,22	0,46	0,48	0,52	0,17	0,23	0,27	0,55
Na ₂ O	0,1	0,12	0,13	0,15	0,14	0,19	0,11	0,1	0,1	0,15
H ₂ O	10,92	10,33	5,7	8,01	7,50	6,79	9,08	10,9	12,5	9,17
CO ₂	6,48	7,96	16,82	9,84	12,48	13,02	10,7	1,21	5,6	9,69
ппп	4,22	3,35	2,39	–	–	–	0,74	0,25	1,13	0,45
P ₂ O ₅	0,45	0,3	0,41	0,36	0,39	0,34	0,16	0,23	0,27	0,13
SO ₃	0,41	0,41	0,46	–	–	–	–	0,19	–	0,18
NiO	0,137	0,13	0,107	–	–	–	0,132	0,138	0,153	0,102
CoO	0,009	0,012	0,01	–	–	–	0,011	0,012	0,12	0,009
Cr ₂ O ₃	0,155	0,09	0,122	0,09	0,10	0,09	0,199	0,216	0,194	0,163
F	0,142	0,11	0,097	–	–	–	0,092	0,121	0,111	0,185
Сумма	102,22	101,48	99,96	99,37	99,64	99,52	100,34	100,09	101,41	100,1
N	84	35	5	25	62	8	163	11	75	16

Примечание. 1 – порфировый кимберлит, 2 – автолитовая кимберлитовая брекчия, 3 – кимберлитовая туфобрекчия, 4 – кимберлитовая брекчия переходной зоны, 5 – кимберлитовая брекчия с микропорфировой структурой основной массы. N – число анализов.

Таблица 4

Петрофизические характеристики разновидностей кимберлитовых пород на примере тр. Юбилейная [Камышева, 1981]

Типы кимберлитовых пород	σ , 10 ³ кг/м ³	χ 10 ⁻⁵ ед. СИ	Q
Порфировые кимберлиты	2,31	2470	10,3
Кимберлитовые породы зоны смешения	2,27	2000	+0,2
Кимберлитовая туфобрекчия	1,13	70	0,2
Автолитовые кимберлитовые брекчии	2,32	2190	±0,4

Примечание: σ – плотность, χ – магнитная восприимчивость, Q – фактор Кенигсбергера.

В основной массе высокомагнезиального кимберлита из тр. Айхал существенным образом доминирует кальцит с рассеянным рудным – магнетит, титаномагнетит, хромшпинелид. Перовскит и пикроильменит в мезостазисе кимберлита тр. Айхал отсутствуют.

Физические свойства кимберлитовых пород далдыно-алакитского комплекса на примере тр. Юбилейная приведены в табл. 4. Плотность пород изменяется от $1,13 \times 10^3$ до $2,31 \times 10^3$ кг/м³. Высокие значения плотности характерны для порфировых кимберлитов, автолитовых кимберлитовых брекчий и кимберлитовых пород зоны смешения. Магнитная восприимчивость выше 2000×10^{-5} ед. СИ, исключение – кимберлитовые туфобрекчий, для них этот показатель – 70×10^{-5} ед. СИ. Фактор Кенисберга максимален в порфировых кимберлитах.

Геологическое обоснование возраста кимберлитов. Тела кимберлитов Алакит-Мархинского поля локализованы в отложениях ордовика и нижнего силура и полностью или частично перекрыты отложениями среднего – верхнего карбона, перми и силлами долеритов нижнего триаса. Ксенолиты осадочных пород тр. Айхал содержат средне-позднедевонские (позднеживетские–раннефранские) кораллы. Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из ксенолитов терригенных пород тр. Юбилейная имеют позднедевонский (вероятно, раннефранский) возраст [Зайцев, 2010]. Тр. Краснопресненская перекрыта посткимберлитовыми нижнекарбонowymi отложениями тегюрюкской толщи, что позволяет установить верхний возрастной предел среднепалеозойского кимберлитового магматизма [Атлас ..., 2015].

В табл. 5 приведены изотопные датировки кимберлитов Алакит-Мархинского кимберлитового поля.

Таблица 5

Изотопные датировки кимберлитов Алакит-Мархинского кимберлитового поля [Зайцев, 2010]

Номер пробы	Место отбора	Материал	Метод датирования	Возраст, млн лет	Источник по списку литературы
Dг-401	Тр. Дружба	Массивная кимберлитовая брекчия (перовскит)	U-Pb	358 ± 4	[Кинни, 1997]
–	Тр. Дружба	Кимберлит	U-Pb	367 ± 4	[Шамшина, 1999]
Asu-268	Тр. Сувенир	Массивная кимберлитовая брекчия (перовскит)	U-Pb	362 ± 5	[Кинни, 1997]
–	Тр. Сувенир	Кимберлит	U-Pb	372 ± 5	[Шамшина, 1999]
–	Тр. Комсомольская	Кимберлит, циркон	U-Pb	358	[Дэвис, 1980]
–	Тр. Юбилейная	Кимберлит, циркон	U-Pb	358	[Дэвис, 1980]
–	Тр. Юбилейная	Кимберлит, перовскит	U-Pb	356 ± 7	[Lepkchina, 2008]
91-60	Тр. Юбилейная	Флогопит, мегакрит	Ar-Ar	362,7 ± 11	[Костровицкий, 2009]
–	Тр. Сытыканская	Кимберлит, циркон	U-Pb	344	[Дэвис, 1980]
–	Тр. Светлая	Кимберлит	U-Pb	344	[Шамшина, 1999]
–	Тр. Коллективная	Кимберлит	U-Pb	347,2	[Шамшина, 1999]

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле расположено в области региональной положительной аномалии гравитационного поля северо-северо-западного простирания и отрицательных аномальных значений магнитного поля [Ковальский, 1974].

Для подробной характеристики кимберлитовых тел, особенностей их строения и состава приводится описание кимберлитовой трубки Юбилейная.

Трубка Юбилейная находится в 15 км к северо-западу от пос. Айхал. К трубке примыкает система даек, ориентированных в северо-восточном направлении. На северо-западном фланге месторождения в толще перекрывающих пород залегают кимберлитовое тело Отторженец. Трубка прорывает толщу нижнепалеозойских субгоризонтально залегающих пород осадочного чехла – кембрия, нижнего и среднего ордовика и нижнего силура и полностью перекрыта эффузивно-терригенными образованиями, интродуцированными межпластовыми телами раннетриасовых долеритов. Мощность перекрывающих трубку отложений составляет в среднем 66 м, в том числе мощность трапповых интрузий – от 0,5 до 33,9 м.

В плане трубка имеет удлиненную, близкую к грушевидной форму и северо-восточное простирание. Размер рудного тела под перекрывающими породами составляет 1293×741 м, площадь равна 59 га. С глубиной трубка существенно сужается. При этом в восточной части сужение происходит более умеренно, чем в центральной и западной частях, наиболее расширенных в верхних горизонтах. Погребенная поверхность трубки неровная, относительное превышение северной ее части над южной составляет 44–48 м [Харьков и др., 1998].

По морфологическим особенностям и вещественному составу слагающих пород трубка в своих верхней и центральной частях представляет собой пример воронки взрыва (или обрушения) с дайкообразными телами на флангах. До глубины 230 м от поверхности рудного тела тр. Юбилейная имеет грибообразную форму с полого падающими к центру диатремы контактами (под углами 30–60°). Глубже 230 м, начиная с основания кратерного расширения (горизонт +320 м), контакты трубки приобретают более крутое (70–85°) залегание, в результате чего рудное тело приобретает штокообразную форму. В восточной части раструб наблюдается лишь в приповерхностной части рудного тела до глубины 130 м (абс. отм. +420 м) с падением контактов к центру тела под углами 50–70°, глубже углы падения возрастают до 75–85°. С глубины 430 м от поверхности рудного тела трубка превращается в дайкообразное тело с субвертикальным залеганием и крутопадающими (85–90°) контактами. Локальный раздув мощности дайкообразного тела наблюдается также в его юго-западной части на уровне отметок +120–220 м [Атлас ..., 2015].

В структуре трубки выделяются породы двух главных фаз внедрения: фланги сложены массивными порфиоровыми кимберлитами (ПК) первой фазы, а центральный канал, начиная от основания чашеобразного расширения (с глубины 300 м и ниже), выполнен автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (АКБ) второй фазы. Кимберлитовые породы первой фазы внедрения, слагающие западный и восточный фланги месторождения, по текстурно-структурным особенностям, вещественному составу и алмазности похо-

жи. Это плотные, окрашенные в серо-зеленый до темно-зеленого цвета породы с отчетливо выраженной порфиrowой структурой основной массы. Сложены они большим количеством псевдоморфоз по оливины, относительно редкими зернами пиропы, пикроильменита, цементированными карбонатно-серпентинитовым агрегатом.

Автолитовые брекчии центрального столба представляют собой плотную породу с типичной брекчиевой текстурой и порфиrowой структурой основной массы. Содержание у них ксеногенного материала вмещающих пород составляет в среднем 18,8 % объема, автолитов – 9 %, включений глубинных пород – 1,58 %, метаморфических – 1,68 %. Базис карбонатно-серпентинитовый с повышенным (в 3–3,5 раза по отношению к порфиrowым кимберлитам) содержанием пиропы, пикроильменита и хромшпинелида. Переходы между кимберлитовыми породами первой и второй фаз внедрения постепенные, через зону смешения материала мощностью от 5 до 30 м.

Наиболее сложное строение трубки и неоднородный состав пород установлены в центральной части в пределах «чаши». Выполнена она различными вулканогенными породами – от вулканогенно-осадочных образований, слагающих верхнюю кратерную часть раструба, до подстилающих их туфов и туф-обрекчий, инъецированных кимберлитовыми брекчиями завершающей стадии формирования диатремы. Для кимберлитовых пород кратерной фации, выполняющих чашеобразное расширение, характерна повышенная трещиноватость и высокая степень насыщения обломками вмещающих карбонатных пород. Распределение обломочного материала в этой части столба неравномерное. К бортам и основанию «чаши» обычно приурочены крупные ксенолиты известняков силура типа «плавающих рифов» размерами до 20–30 м в поперечнике. В пределах верхних горизонтов кратерного расширения преимущественное развитие имели субгоризонтально залегающие осадочно-вулканогенные породы, слагающие почти полностью приповерхностную часть центрального «рудного столба» и занимающие до 85 % площади поверхности трубки. Мощность их варьирует от нескольких метров в краевых частях «чаши» до 100–150 м в ее центре. Содержание обломочного материала вмещающих пород в кратерной «чаше» варьирует от первых процентов до 60 % объема. В породах «чаши» были обнаружены ксенолиты мантийных пород и обломки ПК, слагающих западный и восточный «рудные столбы» [Харькив и др., 1998].

Отложения туфогенной толщи выполняют среднюю и нижнюю части кратера трубки и залегают на размытой поверхности автолитовых кимберлитовых брекчий центрального «рудного столба». Контакты между двумя гетерогенными блоками кимберлитовых пород нечеткие, расплывчатые. У основания этой толщи, на контакте с подстилающими эруптивными брекчиями, располагается зона, сложенная крупными (до 10 м) ксенолитами вмещающих пород – так называемый «ксенолитовый пояс» [Харькив и др., 1998].

В вертикальном разрезе туфогенная толща имеет трехчленное строение. Верхняя часть мощностью до 20 м представлена стратифицированными пирокластическими породами туфового облика с преобладанием пелитовой составляющей. Глубже располагаются также стратифицированные породы (мощностью 50–80 м) с преобладанием слоев «песчаников». Здесь же нередко

встречаются линзы переотложенного материала существенно кимберлитового состава мелкообломочной текстуры. Эта зона с постепенными переходами сменяется менее стратифицированной зоной, в составе пород которой преобладают более крупнозернистые разности (крупнозернистые туфопесчаники, туфогравелиты) [Харьков и др., 1998]. Химический состав пород «чаши» и подстилающих их туфов и туфобрекчий приведен в табл. 6.

Т а б л и ц а 6

Средний химический состав (%) кимберлитовых пород с разных глубин тр. Юбилейная

Оксиды	1 (5)	2 (4)	3 (6)	4 (6)	5 (3)	6 (8)
	Глубина отбора проб (скв. 84), м					
	10–15	20–30	35–90	100–160	210–215	320–430
SiO ₂	21,42	24,94	24,65	38,54	30,48	29,31
TiO ₂	0,87	0,94	0,80	1,01	0,90	1,15
Al ₂ O ₃	1,97	1,24	1,90	1,53	1,31	1,09
Cr ₂ O ₃	0,04	0,13	0,11	0,18	0,18	0,20
Fe ₂ O ₃	3,96	3,81	2,80	4,00	4,18	6,00
FeO	2,34	2,76	2,92	3,11	2,08	1,72
MnO	0,12	0,08	0,15	0,13	0,08	0,11
NiO	0,022	0,11	0,041	0,10	0,103	0,005
CoO	0,006	0,07	0,005	0,006	0,003	0,02
MgO	10,12	17,83	21,22	25,59	31,54	35,32
CaO	28,55	21,32	18,68	13,67	9,69	4,67
Na ₂ O	0,10	0,10	0,04	0,05	0,04	0,07
K ₂ O	0,42	0,21	0,37	0,01	0,018	0,27
P ₂ O ₅	0,17	0,30	0,35	0,25	0,14	0,38
S	0,15	0,09	0,16	0,84	0,18	0,14
SO ₃	Сл.	Не обн.	Не обн.	0,27	Не обн.	0,03
CO ₂	22,12	15,84	16,00	10,27	6,89	3,63
C _{орг}	0,29	0,34	0,32	0,31	0,21	0,58
H ₂ O	2,77	2,89	2,22	1,79	0,53	0,85
ппп	4,37	6,82	7,10	8,52	10,98	14,21
Сумма	99,81	99,82	99,84	100,18	99,69	99,94

П р и м е ч а н и е. 1–6 – номера образцов: 1–5 – породы «чаши», 6 – кимберлитовые брекчии второй фазы. В скобках – число анализов.

Ниже по разрезу кимберлитовые туфобрекчии сменяются кимберлитовыми породами зоны смешения, где в процессе формирования рудного столба происходило интенсивное механическое перемешивание кимберлитовых туфо-брекчий с автолитовыми кимберлитовыми брекчиями поднимавшейся штокообразной части рудного столба. В зоне смешения, наряду с изолированными блоками кимберлитовых туфобрекчий, присутствуют порфиоровые кимберлиты и автолитовые кимберлитовые брекчии. Для зоны смешения в

целом характерно ярко выраженное неравномерное распределение ксеногенного материала карбонатных и глубинных пород, включений типа «кимберлит в кимберлите», а также пиропов, пикроильменитов, оливинов и хромшпинелидов. В значительной степени здесь развиты процессы карбонатизации. Отмечаются многочисленные зеркала скольжения, зоны трещиноватости, дробления и милонитизации. Кимберлитовые породы зоны смещения образуют относительно маломощную (от 30–50 до 150 м) линзообразную «залежь», выклинивающуюся в западной части рудного столба и выходящую на поверхность рудного тела в восточной части трубки в виде полосы шириной 50–70 м. Ниже пород зоны смещения, начиная от основания «чаши» (глубина 230 м от поверхности), залегают автолитовые кимберлитовые брекчии, выполняющие всю нижнюю штокообразную часть центрального рудного столба. Содержание обломочного материала в них в среднем равно 16,2%. При этом около 12% от общего количества обломочного материала составляют автолиты («кимберлит в кимберлите») размерами до 7–10 см в поперечнике и около 4% обломки глубинных ультраосновных и метаморфических пород [Харькив и др., 1998].

Восточный и западный рудные столбы сложены порфировым кимберлитом. На поверхности рудного тела они занимают 11% площади трубки. Вниз по разрезу оба рудных столба расширяются и на глубине 430 м от поверхности трубки на их долю приходится 49% площади горизонтального сечения трубки. На всю разведанную глубину (до 1200 м) породы обладают близостью и однообразием текстурно-структурных особенностей, содержания основных породообразующих и аксессуарных минералов, особенностей химизма и микроэлементного состава, а также продуктивности.

Контакты порфировых кимберлитов с прорывающими их породами центрального рудного столба интрузивные. В приконтактной части мощностью 20–30 м порфировые кимберлиты разбиты на различные по размерам блоки, участками брекчированы и инъецированы кимберлитовыми брекчиями [Харькив и др., 1998].

Все выделенные разновидности кимберлитовых пород в рудных столбах существенно отличаются по содержаниям алмазов. Степень алмазоносности западного и восточного рудных столбов, выполненных порфировым кимберлитом, практически одна и та же. Алмазы в них распределены довольно равномерно. Относительно невысокая алмазоносность кимберлитовой туфобрекчии центрального столба объясняется пониженной первичной концентрацией в ней алмазов и присутствием значительного количества ксеногенного материала.

Кимберлитовые породы зоны смещения характеризуются средней алмазоносностью, обусловленной присутствием в этой зоне кимберлитов всех выделенных разновидностей. Верхняя часть зоны имеет повышенную алмазоносность за счет увеличения в ней количества инъекций автолитовой кимберлитовой брекчии. Наиболее неравномерное распределение алмазов по вертикали характерно для автолитовой кимберлитовой брекчии центрального столба. Отклонения среднего содержания алмазов по выделенным блокам от среднего по данной разновидности колеблются от 17 до 23%. Общая повышенная алмазоносность автолитовой кимберлитовой брекчии обусловлена как высо-

кой концентрацией в ней алмазов, так и высоким средним весом одного кристалла [Салихов, 2007].

По содержаниям минералов-спутников алмаза в рудных столбах так же имеется ряд различий. Автолитовые брекчии центрального столба характеризуются повышенным в 3–3,5 раза по отношению к порфиоровым кимберлитам содержанием пиропы (0,24%), пикроильменита (0,16%), хромшпинелида (0,011%). Кимберлиты юго-западного столба содержат свежий оливин в количествах до 0,5%. Содержание пиропов алмазной ассоциации в тр. Юбилейная – 11,4%. Кроме того, выделяются приконтактовые зоны, в которых возрастает содержание обломков вмещающих пород и снижается концентрация первичных минералов. Содержание хромшпинелида в трубке на порядок ниже, чем пиропы и пикроильменита.

Наиболее распространенными вторичными минералами являются серпентин, кальцит и пироаурит. Довольно часто встречаются точилит – сульфид-гидроксид железа и магния. В продольном разрезе трубки чередуются участки с высоким и низким содержанием кальцита, количество которого находится в обратной зависимости от содержания серпентина.

Алмазонасность кимберлитов трубки неоднородна, наиболее высокими содержаниями характеризуются кимберлитовые породы, залегающие под «чашей» [Харькив и др., 1998].

Отторженец. Блок кимберлитовых пород (размером 440 × 330 м и мощностью 1,7–19,7 м) представляет собой срезанную трапповым силлом приповерхностную часть юго-восточного фланга тр. Юбилейная, перемещенную базитовым магматическим расплавом более чем на 1 км по аз. 280–285° и на 40–60 м по вертикали.

Отторженец не имеет самостоятельного подводящего канала, заключен в верхнепалеозойских породах и долеритах. Детальными минералогическими исследованиями алмазов и его минералов-спутников в трубке и отторженце доказана идентичность последнего кимберлитовым породам северо-восточного столба тр. Юбилейная.

Кимберлиты отторженца подверглись сильному динамическому воздействию со стороны трапповой интрузии, что привело к расланцеванию слагающей его породы, сильному ее смятию и раздавливанию. Породы пронизаны прожилками гидротермальных минералов (кальцита, кварца), связанных с траппами, а также претерпели гипергенные изменения. Среди кимберлитов отторженца выделяются три типа пород – ПК, АКБ и туфобрекчии, которые хорошо сопоставимы с одноименными разностями пород тр. Юбилейная [Салихов, 2007].

Далдынское алмазонасное поле (0.1.1.3 di) расположено в 25 км к северо-востоку от Алаakit-Мархинского поля, занимает площадь 1200 км² в бассейнах рек Далдын, Мархара, Сытыкан на северо-востоке территории. В структурном отношении приурочено к Далдино-Оленёвской кимберлитоконтролирующей зоне. Далдынское поле, представленное порядка 70 кимберлитовыми телами: трубками, дайками, жилами относится к числу открытых полей, не перекрытых ни осадочными, ни трапповыми образованиями, что предопределило очень высокий уровень его опосредованности.

Геологическое строение немногим отличается от района Алакит-Мархинского поля. Различия определяются большей удаленностью от окраины Тунгусской синеклизы и меньшим распространением трапповых образований. На поверхность выходят кимберлитовмещающие карбонатные породы верхнего кембрия – нижнего ордовика. Как и в Алакит-Мархинском поле, трубки локализуются вблизи разломов северо-восточного и северо-западного простираний. В пределах поля северо-восточные разломы частично меняют простирание на субширотное [Манаков и др., 2000].

Кимберлиты двух месторождений Далдынского поля, представленных трубками Удачная и Зарница, относятся к магнезиально-железистому (Mg-Fe) петрохимическому типу с относительно высоким содержанием FeO_{tot} и TiO_2 (соответственно >8 и $>1\%$) и с высокой насыщенностью минералов низкохромовой мегакристной ассоциации, особенно, пикроильменитом.

Трубки Удачная Западная, Удачная Восточная и Зарница сформированы в основном пирокластическими кимберлитами (КБ и АКБ) с варьирующим соотношением карбоната и серпентина в основной массе. Гипабиссальные кимберлиты (ПК) были встречены в верхних горизонтах обоих тел тр. Удачная в периферийной зоне, а также в виде обломков, отдельных крупных блоков в АКБ (последние встречаются и в тр. Зарница). Гипабиссальные кимберлиты образуют в кимберлитовом теле Удачная Восточная жильные и дайковые тела.

В то время, как кимберлиты трубок Удачная Западная и Зарница полностью изменены гидротермально-метасоматическими процессами разной интенсивности, кимберлиты тр. Удачная Восточная в верхних горизонтах демонстрировали относительно хорошую сохранность (до 10–30 % неизменного оливина). А в инт. 400–500 м от поверхности были встречены кимберлиты с совершенно неизменным оливином.

В основной массе кимберлитов из тр. Удачная Западная и Зарница, имеющей преимущественно карбонатно-серпентиновый состав, неравномерно распределен мелко-, тонкокристаллический рудный (титаномагнетит, перовскит, пикроильменит), а также флогопит и апатит. Основная масса неизмененных серпентинизацией кимберлитов из тр. Удачная Восточная представлена силикатными (оливин, флогопит, монтичеллит, содалит), карбонатными (кальцит, шортит, земнокорит), хлоридными (галит, сильвин), оксидными (перовскит, хромшпинелид, титаномагнетит, пикроильменит, рутил), апатит и натриево-кальциевыми сульфатными минералами [Атлас ..., 2015].

Кимберлитовые трубки различаются как по размеру, морфологии, так и по материалу выполнения. Наряду с мелкими телами, как правило, простого одно-, двухфазного сложения встречаются и крупные трубки, демонстрирующие многофазность внедрения кимберлитов. Наиболее распространенный тип пород, выполняющих трубки – кимберлитовые брекчии, засоренные ксеногенным материалом вмещающих пород осадочного чехла более чем на 5 % (в среднем 10–20 %). Массивные разновидности пород – порфиритовые кимберлиты доминируют лишь в единичных трубках (например, Полярная, Геофизическая, Малютка, Дайковая). На более глубоких горизонтах трубок относительный объем массивных разновидностей кимберлитов возрастает. Нередко массивные кимберлиты встречаются в брекчиях в виде включений типа «ким-

берлит в кимберлите» – обломков кимберлитов ранних фаз внедрения. Порфиновые кимберлиты с массивной текстурой существенным образом отличаются от кимберлитовых брекчий гораздо более высокой степенью кристалличности: в них отмечается более высокая насыщенность оливином (или псевдоморфозами серпентина по оливину) как 1-й, так и 2-й генерации. Третий менее распространенный тип пород – афировые и спорадофировые разновидности кимберлитов, в которых вкрапленники оливина отсутствуют или находятся в незначительном количестве. Данный тип кимберлитов лишь иногда слагает крупные блоки (тр. Удачная Западная, Зарница, Аэромагнитная), но почти в каждой из трубок они обнаруживаются в форме автолитовых обособлений, внутритрубочных жильных и приконтактных образований.

По сравнению с Алакит-Мархинскими, кимберлиты Далдынского поля являются еще более железистыми и титанистыми (табл. 7).

Центральная часть Далдынского поля, в которую входят кусты трубок Полярная, Аэромагнитная, Якутская и Дальняя, отличаются повышенным содержанием FeO_{tot} и TiO_2 . Наиболее алмазоносные кимберлиты (тр. Удачная и Зарница) находятся в периферийных, относительно магнезиальных зонах, но принадлежат к третьему магнезиально-железистому типу. Зональность Далдынского поля образуется в основном за счет различия в усредненном содержании показательных окислов в пределах третьего петрохимического типа.

Главная особенность редкоэлементного состава кимберлитов, наличие двух резко контрастных по поведению групп элементов когерентных и некогерентных к ультраосновной природе пород. Распределение некогерентных элементов послужило основой для геохимической типизации кимберлитовых пород [Костровицкий, 2007].

Содержание РЗЭ (редкоземельных элементов) в кимберлитах Далдынского поля разные: наиболее высокие содержания отмечаются в слюдястых кимберлитах – $\Sigma PZ\bar{E} = 1365$, минимальные – в оливиновых кимберлитах – $\Sigma PZ\bar{E} = 357$, коэффициент фракционирования (La/Yb) в среднем равен 171. Слюдяные кимберлиты (тр. Загадочная, Кусова, Буковинская, Горняцкая) характеризуются максимальными концентрациями некогерентных элементов и по уровню содержания таких элементов как Rb, Sr, Zr, Nb, U и Th [Костровицкий, 2007].

Геологическое обоснование возраста кимберлитов Далдынского поля основано на обнаружении в брекчиях трубок Маастахская, Зарница, Молодежная, Удачная ксенолитов осадочных пород с остатками фауны силура и девона; наиболее молодыми из них являются брахиоподы живетского и франского ярусов. В трубках поля отсутствуют обломки основных пород, а кимберлиты ряда трубок рассекаются дайками и силлами раннетриасовых долеритов [Зайцев, 2010]. Таким образом по геологическим данным, вероятный интервал формирования кимберлитовых тел поздний девон – ранний карбон.

U-Pb изотопные датировки кимберлитов подтверждают их позднедевонско-раннекарбонный возраст. Наиболее компактная группа значений возраста кимберлитов (344–367 млн лет) определена U-Pb методом по перовскитам и циркону (табл. 8).

**Статистические параметры состава кимберлитов Далдынского поля
[Костровицкий и др., 2008]**

Элементы	Среднее	σ	min	max	Экцесс	Асимметрия	Число анализов
SiO ₂	27,47	3,8	10	35,87	-1,5	5,6	156
TiO ₂	1,9	0,8	0,27	4,44	0,7	0,25	156
Al ₂ O ₃	2,61	0,7	1,46	5,1	0,6	0,35	156
FeO _{tot}	7,85	2,3	3,75	17,8	1,0	2,5	156
MnO	0,12	0,05	0,03	0,26	0,3	-0,5	156
MgO	26,08	4,9	5,66	36,37	-1,7	4,6	156
CaO	12,65	5,9	2,24	41,09	2,1	7,6	156
Na ₂ O	0,21	0,36	0,01	3,1	5,3	35	133
K ₂ O	0,51	0,47	0,03	2,28	1,5	1,8	155
P ₂ O ₅	0,46	0,25	0,14	2,07	3,0	12,3	156
H ₂ O	9,3	3,0	0,85	17,59	-0,6	0,7	155
CO ₂	9,9	5,1	1,32	30,47	1,5	3,0	156
Ni	875	303	100	1795	0,13	0,2	155
Co	71	14,6	36	110	-0,07	-0,2	155
Cr	1075	401	400	2377	1,0	0,8	155
Cu	56	45	3	280	1,9	5,8	129
Zn	77	82	8	530	3,8	16,2	129
Pb	5,6	6,1	1	41	2,8	10,6	115
Sr	706	817	37	7000	5,0	31,3	156
Li	29,2	31,3	2	200	2,7	9,3	136
Rb	23,6	20,2	1	100	1,4	2,0	136
U	2,5	1,6	0,7	8	1,1	0,6	115
Th	13,4	8,2	6	58	2,8	9,5	115
Ba	966	445	310	2220	0,9	0,8	41
Zr	84	22	70	174	2,1	5,5	40
V	99,5	22	60	160	0,4	-0,07	41
MgO/FeO _{tot}	3,4	1,1	1,08	6,7	0,6	0,9	115
MgO/TiO ₂	14,4	10	4,86	89	5,2	33,0	115
SiO ₂ /MgO	1,1	0,2	0,76	2,2	2,8	10,1	115
MgO/K ₂ O	197	360	8,77	3306	6,2	47,9	115
FeO/K ₂ O	64	121	2,58	1048	5,6	38,7	115
TiO ₂ /K ₂ O	16,2	26,8	0,58	221	4,8	29,7	115
K ₂ O/Na ₂ O	7,4	12,5	0	57,3	2,3	5,2	115
Cr/Ti	0,1	0,06	0	0,43	2,3	7,1	115
Ni/Co	12	3,8	1,52	28,5	0,7	2,7	114

Изотопные датировки кимберлитов Далдынского алмазоносного поля [Зайцев, 2010]

Номер пробы	Место отбора	Материал	Метод датирования	Возраст, млн лет	Источник по списку литературы
U-878	Тр. Удачная Западная	Порфиновый кимберлит (перовскит)	U-Pb	353 ± 5	[Кинни, 1997]
–	Тр. Удачная Западная	Кимберлит	U-Pb	361 ± 4	[Шамшина, 1999]
U-408	Тр. Удачная Западная	Порфиновый кимберлит (перовскит)	U-Pb	359 ± 4	[Кинни, 1997]
U-256	Тр. Удачная Восточная	Порфиновый кимберлит	U-Pb	367 ± 3	[Кинни, 1997]
U-267	Тр. Удачная Восточная	Порфиновый кимберлит	U-Pb	367 ± 5	[Кинни, 1997]
Ac-384	Тр. Аэросъемочная	Автолитовая кимберлитовая брекчия	U-Pb	359 ± 4	[Кинни, 1997]
П-355	Тр. Полярная	Автолитовая кимберлитовая брекчия	U-Pb	357 ± 3	[Кинни, 1997]
–	Тр. Полярная	Кимберлит	U-Pb	367 ± 3	[Шамшина, 1999]
Д1-2	Тр. Дальняя	Автолитовая кимберлитовая брекчия	U-Pb	355 ± 5	[Кинни, 1997]
–	Тр. Дальняя	Кимберлит	U-Pb	361 ± 5	[Шамшина, 1999]
–	Тр. Фестивальная	Кимберлит	U-Pb	358,1	[Дэвис, 1980]

Далдынское кимберлитовое поле лежит в зоне интенсивного линейного локального гравитационного минимума северо-северо-западного простирания и перекрывается интенсивной линейной положительной аномалией магнитного поля [Ковальский, 1974].

Трубка Зарница открыта в 1954 г. геологами ВСЕГЕИ Л. А. Попугаевой, Н. Н. Сарсадских и др. Расположена на правом берегу р. Далдын (водораздел ручьев Дьяха и Загадочный).

По размеру – площадь 32 га (554 × 534 м) – эта трубка занимает второе место после самой крупной в Якутии тр. Юбилейная. Горизонтальные сечения трубки имеют почти правильную овально-округлую, близкую к изометричной форму с соотношением осей 1,1 : 1,0. Ее площадь закономерно убывает с глубиной на 12–19 % через 100 м. Форма вертикального сечения – коническая.

Трубка прорывает карбонатные и глинисто-карбонатные породы нижнего ордовика и верхнего кембрия. В приконтактных частях по направлению к контакту с трубкой во вмещающих породах наблюдается несколько зон нарушенного залегания вмещающих пород: а) пликативные дислокации; б) интенсивное дробление и дизъюнктивные дислокации; в) брекчирование и интенсивные приконтактные изменения вмещающих пород [Харькив и др., 1998].

По внешнему облику кимберлит разделен на пять разновидностей, отличающихся по окраске, степени насыщенности ксенолитами и измененности вторичными процессами. По текстурно-структурным признакам среди кимберлитовых пород трубки выделяются две разновидности. В пределах разведанной части рудное тело в основном сложено автолитовой брекчией и лишь глубокие горизонты (ниже 450 м) выполнены кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента. Граница между ними в восточной части трубки проходит между горизонтами +40 и -140 м, а в северной и южной – между горизонтами +60 и -100 м. Кроме того, в приконтактных участках трубки с вмещающими породами в пределах северного, юго-восточного (на глубине 100–300 м) и северо-западного (на глубине 257 м) флангов, а также в ее центральной части встречены отдельные блоки атакситового кимберлита [Харькив и др., 1998].

Автолитовые кимберлитовые брекчии характеризуются флюидалной и автолитовой (шаровой) текстурами, содержат от 6 до 75 % автолитов преимущественно ядерного строения, а также округло-угловатые обломки вмещающих пород и крупнопорфирового кимберлита. Основная масса имеет существенно серпентиновый состав: кальцит образует микролиты, беспорядочно расположенные среди компонентов основной массы. Псевдоморфозы выполнены анизотропным серпентином, реже тонкозернистым кальцитом. Содержание ксенолитов вмещающих пород варьирует от 10 до 40 %, глубинных пород – не более 1 %, кристаллических сланцев – 0,5–2 %. Порфиновые выделения представлены оливином, пикроильменитом, флогопитом, реже гранатом; в центральной части трубки глубже 123 м встречены реликты свежего оливина. Приповерхностная часть тела до глубины 30–50 м характеризуется интенсивным развитием серпентин-магнетитовой минерализации в виде прожилков, желваков, друз и жезд; ниже заметно преобладает карбонатная и сульфидная минерализация. На глубинах свыше 100 м появляются гипс и миллерит.

Атакситовый кимберлит характеризуется массивной шпироватакситовой, флюидалной текстурами, пониженным содержанием ксенолитов вмещающих пород (2–10 %); очень редко присутствуют округлые выделения автолитов размером в поперечнике не более 100 мм. Порфиновые вкрапленники представлены табличками флогопита (2–4 мм); редки угловатые или округлые зерна пикроильменита и граната. Псевдоморфозы по оливину выполнены кальцитом. Содержание рудных минералов – 1–2 %. Для этой породы типично широкое развитие карбонатно-сульфидной минерализации.

Глубокие горизонты тр. Зарница сложены кимберлитовой брекчией зеленовато-темно-серого цвета с массивной текстурой цемента, с низким содержанием автолитов (до 0,5 %). Брекчиевая текстура породы обусловлена ксенолитами вмещающих пород (до 20–25 %). Обломочный материал метаморфических и глубинных пород составляет не более 1 %. Кристаллическая составляющая кимберлитовой брекчии представлена овальными и угловато-овальными псевдоморфозами серпентина и кальцита по оливину (до 7 %), флогопитом, ильменитом и пиропом. Цементирующая масса кимберлитовой брекчии имеет серпентиновый состав.

Содержание тяжелой фракции в кимберлитовых породах варьирует от 5,73 до 9,74 кг/т; представлена она пикроильменитом (1,86–3,73 кг/т), пиропом

(0,13–0,51 кг/т), хромшпинелидом (3,0–4,9 г/т), оливином (0,07–0,37 кг/т), магнетитом (2,25–4,5 кг/т), пиритом (0,10–2,29 кг/т), гидроксидами железа (0,03–0,17 кг/т), пироксеном (0,04–0,08 кг/т), амфиболом (3,7–6,5 г/т).

Химический состав автолитовой брекчии и брекчии с массивным цементом похож. По содержанию основных петрогенных элементов кимберлит тр. Зарница мало отличается от пород остальных трубок Далдынского поля.

Алмазонасность кимберлитовых пород в целом невысокая, но в них повышенное содержание ювелирных алмазов, имеющих высокую стоимость.

Трубка Удачная открыта в 1955 г. В. Н. Щукиным и А. Н. Здотой в западном борту долины руч. Пироповый (правый приток р. Далдын). На поверхности месторождение представлено единым телом с размерами 895 × (560–370) м, которое с глубины 270 м расчленилось на две обособленные трубки конусообразной формы – *Удачная Западная* и *Удачная Восточная*. Разделяющий их массив осадочных пород верхнего кембрия в зоне сочленения сильно раздроблен и перемят. С глубиной расстояние между рудными телами заметно возрастает вследствие сужения кимберлитовых диатрем. Обе трубки являются телами с крутопадающими бортами, при этом крутизна контактовых поверхностей с глубиной меняется. Трубки прослежены буровыми скважинами до глубины 1400 м.

В пределах первых 100–150 м трубка характеризуется общим юго-западным наклоном. Углы падения контактов в западном теле до глубины 130–160 м составляют 10–15° (на южном фланге – в сторону вмещающих пород, на севере – в сторону трубки), глубже – 85–90°; в восточном теле до глубины 80–100 м эти углы составляют 25–45° на северо-востоке и 80° на юго-востоке и северо-западе. Глубже контакты субвертикальные, ниже – в инт. 300–600 м – контуры обеих диатрем постепенно сужаются, углы падения составляют 75–80°. В пределах глубоких (800–1400 м) горизонтов поведение контактов каждого тела меняется, что обуславливает различный характер их морфологии. Кимберлиты тр. Удачная принадлежат к магнезиально-железистому типу [Харькив и др. 1998; Атлас ..., 2015].

Внутреннее строение тел, слагающих трубку, до недавнего времени считалось относительно простым. Предполагалось, что каждое тело образовалось в самостоятельный этап внедрения кимберлитового расплава. Однако в процессе доразведки глубоких горизонтов и эксплуатации месторождения выявилось более сложное строение трубки. Большинство исследователей сейчас считают, что западное тело предшествовало восточному. Ввиду того, что эти сочленяющиеся кимберлитовые тела на глубине представлены самостоятельными трубками (возможно, соединенными дайкой), а также учитывая существенные различия петрографо-минералогических, петрохимических и других особенностей кимберлитов, описание западного и восточного тел дано раздельно.

Восточное рудное тело (УВ) в горизонтальном сечении имеет эллипсоидную форму, несколько вытянутую в северо-восточном направлении. Контакты рудного тела с вмещающими породами, как и в Западном теле, в основном резкие, четкие, за исключением участков интенсивного дробления пород в экзоконтакте тела.

Падение западного борта трубки почти вертикальное, южный и восточный борта более пологие (85°), а северо-восточный борт с глубины 700 м имеет обратное падение под углом 80° . В отличие от *Западного*, *Восточное* рудное тело с глубины 800 м вплоть до 1400 м сохраняет площадь поперечного сечения практически неизменной и становится на этой глубине доминирующим (размеры – 295×200 м).

При разведке глубоких горизонтов было установлено сложное строение Восточного тела, обусловленное многофазным внедрением кимберлитового расплава. В пределах Восточного тела развиты три разновидности кимберлитов, различающиеся по содержанию и характеру распределения неизменного оливина, граната, ксеногенного материала и автолитов. Первая разновидность слагает верхние горизонты трубки, вторая – эндоконтактные зоны глубже 350–430 м. Кимберлитовые брекчии третьей разновидности локализованы в центральной части тела, начиная с глубины 400 м [Харьков и др., 1998].

Кимберлиты, вскрытые в центральной части восточного тела, на глубине от 350–430 до 600–650 м характеризуются брекчиевой текстурой и наличием огромного количества практически не затронутого серпентинизацией оливина. Структура породы порфировая, обусловленная вкрапленниками оливина двух групп; первая представлена зернами, размером 1,0–2,5 мм и более, удлиненно-овальной, изометрической и неправильной формы, нередко с реликтами кристаллографической огранки, вторая – идиоморфными или удлиненно-овальными, реже неправильной формы зернами размером меньше 0,5 мм. Оливин обеих групп совершенно не изменен, его содержание в тяжелой фракции достигает 215,7 кг/т.

Основная масса микрозернистого строения – карбонатно-серпентиновая, участками существенно карбонатная. Отмечается присутствие микролитов кальцита, придающих основной массе микролитовую структуру. Мелкую вкрапленность образуют слюда, перовскит и рудный минерал.

Для этой разновидности кимберлитов характерно наличие неизменных включений глубинных пород. В блоке неизменных или слабоизмененных кимберлитов повышено содержание обломков вмещающих пород карбонатного состава. Характерно, что большинство карбонатных ксенолитов перекристаллизовано в средне- и крупнозернистые агрегаты с мозаичной структурой. Некоторые из них подверглись пластической деформации. Распространены пустоты выщелачивания на месте отдельных ксенолитов вмещающих пород, стенки пустот иногда выстланы мелкими кристалликами кальцита [Харьков и др., 1998].

В описываемом кимберлите распространены автолиты и обломки кимберлитов также с неизменным оливином. В карбонат основной массы пойкилитически включены зерна монтичеллита и рудных минералов. Блок слабоизмененного кимберлита пересекают многочисленные прожилки гипса и кальцита [Атлас ..., 2015].

В Восточном теле кимберлиты с максимальной магнитной восприимчивостью приурочены к центральным участкам тела и его восточным флангам, тогда как в приконтактной зоне они имеют пониженное значение этой характеристики. Магнитная восприимчивость кимберлитов составляет до глубины 100 м

$(1800-1900) \times 10^{-6}$ СГС. Начиная с глубины примерно 200 м она заметно падает и в инт. 650–800 м составляет всего $n10 \times 10^{-6}$ СГС [Харьков и др., 1998].

Плотность кимберлитов основной части Восточного тела – 2,45–2,50 г/см³. Наиболее плотные массы сосредоточены в западной и частично в северо-восточной частях Восточного тела. По периферии наблюдается существенное уменьшение плотности. Какая-либо зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью не наблюдается.

Содержание алмазов в приповерхностных горизонтах Восточного тела в общем возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад с максимумом у западного и южного контактов. С глубиной алмазоносность варьирует. Привязку высоких и низких содержаний к определенным разновидностям кимберлита привести трудно [Харьков и др., 1998].

Западное рудное тело (УЗ) характеризуется несколько вытянутой в северо-западном направлении эллипсовидной формой; с глубиной форма горизонтальных сечений меняется, приобретая все более изометричные очертания. Контакты рудного тела с вмещающими породами в основном резкие и лишь в редких случаях они имеют нечеткий характер в результате брекчирования вмещающих пород в зоне экзоконтакта. Падение контактов тела направлено к центру, размеры тела с глубиной постепенно уменьшаются, особенно заметно – с глубины 800 м (на глубине 1300 м сечение сократилось до 160 × 130 м). На глубоких горизонтах (абс. отм. минус 1000–1080 м) намечается разделение Западного тела на два самостоятельных канала [Харьков и др., 1998].

Строение тр. Удачная Западная неоднородное. До глубины 450–530 м тело выполнено брекчиями кимберлитовыми серого и зеленовато-серого цветов (первая фаза внедрения). Структура брекчии кристалло-литокластическая, участками автолитовая. Порода интенсивно изменена вторичными процессами. Псевдоморфозы по оливину составляют 20–25 %. Ксеногенный материал представлен обломками осадочных пород, кристаллических сланцев, реже пород ультраосновного состава. Автолиты участками составляют до 26 % объема породы. Довольно часто ядрами или центрами автолитов являются ксенолиты осадочных или метаморфических пород. Цементом породы служит карбонатно-серпентиновый агрегат, содержащий мелкие выделения рудного минерала и довольно многочисленные псевдоморфозы по оливину-II.

Кимберлитовые брекчии второй фазы внедрения выполняют основной объем глубоких горизонтов трубки. Они характеризуются повышенным содержанием псевдоморфоз по оливину (15–30 %), автолитов (до 25 %), ксенолитов осадочных пород (10–25 %). Среди автолитов выделяются разновидности с микролитами карбоната и без таковых. Основная масса брекчий на наиболее свежих участках имеет серпентиновый и карбонатно-серпентиновый составы, а на участках интенсивного дробления представлена карбонатом. Кимберлитовые брекчии разных фаз внедрения отличаются друг от друга по соотношению пикроильменита и пирропа, особенностям морфологии алмазов, химическому составу породы [Харьков и др., 1998].

Западное тело сильно серпентинизировано на всю вскрытую глубину (до 1400 м), в то же время реликтов свежего оливина несколько больше на глубине свыше 400 м.

Размер псевдоморфоз, придающих породе порфиновый облик, редко превышает 5 мм в поперечнике; преобладают выделения измененного оливина размером 2–3 мм. Сложены псевдоморфозы изотропным и слабоанизотропным серпентином. Основная масса породы имеет серпентиново-карбонатный состав, она содержит повышенное количество флогопита. Максимальное количество псевдоморфоз по оливину (свежий оливин практически не встречается), отмечается в приконтактной зоне западного и восточного флангов тела; в восточной части тела полоса повышенного содержания псевдоморфоз приурочена к контакту с Восточным телом; вдоль северного и южного бортов трубки их содержание понижено. С глубиной уменьшается количество гидротермальных образований – жезд и прожилков кальцита, целестина, барита и некоторых других минералов [Харькив и др., 1998].

В обоих телах тр. Удачная содержание ксенолитов глубинных пород повышено. В Западном теле их среднее содержание составляет 0,1–0,3%. Наиболее распространенной группой этих ксенолитов являются катаклазированные гранатовые серпентиниты (аполерцолиты) – 57,1% от всего количества находок. Второе место – 31,1% – занимают равномернозернистые гранатовые серпентиниты (аподуниты, апогарцбургиты, аполерцолиты). Безгранатовые (шпинелевые и бесшпинелевые) аполерцолиты находятся в подчиненном количестве – 6,0%. Породы основного состава (эклогиты и пироксениты) редки, их количество не превышает 6%. Характерной чертой всех типов ксенолитов является сильная переработка вторичными процессами. Из первичных минералов сохраняются гранат, хромит, пикроильменит, а все прочие превращены в агрегат серпентина и хлоритоподобного минерала [Харькив и др., 1998].

В распределении магнитной восприимчивости Западного тела наблюдается отчетливая концентрическая зональность: наиболее магнитные кимберлиты центральных частей тела – $(3000–4000) \times 10^{-6}$ СГС, менее магнитны породы приконтактных зон – $(250–500) \times 10^{-6}$ СГС. Намечается субширотная зона пород повышенной намагниченности. Максимум намагниченности кимберлитов располагается в центральной части тела; он совпадает с положением корневой части последнего.

Любопытна закономерность изменения магнитной восприимчивости кимберлитов с глубиной: примерно до 200 м ее значение возрастает, достигая на глубине 150–200 м $(1800–2000) \times 10^{-6}$ СГС (в приповерхностной части в этом месте оно не превышало 1500×10^{-6} СГС). Затем намечается резкое понижение средней магнитной восприимчивости – на глубинах 600–1000 м она уже имеет значения $(100–300) \times 10^{-6}$ СГС. Такое распределение с глубиной магнитной восприимчивости, по-видимому, связано с повышенной серпентинизацией кимберлитов верхних горизонтов тела [Харькив и др., 1998].

Большая часть кимберлитов западного тела имеет плотность 2,35–7,40 г/см³. Наиболее плотные породы сосредоточены в его юго-восточной части в зоне расположения крупного рифа вмещающих пород. Кимберлиты здесь подверглись карбонатизации, что является основной причиной повышения плотности породы. С глубиной плотность кимберлитов постепенно возрастает, достигая значений 2,48, 2,52 и 2,60 г/см³ на глубинах соответственно 300–400, 700–800 и 900–1000 м.

Результаты изучения алмазонасности кимберлитов выявили неоднородность распределения содержания алмазов. В западной части Западного тела выделен участок повышенной алмазонасности, а в его северо-восточной и юго-западной частях – два небольших богатых алмазами участка. Распределение алмазов на глубину также неравномерно. В Западном теле пониженные содержания довольно часто привязывают к интервалам, сложенным порфировым кимберлитом. Брекчии разных горизонтов также различаются по алмазонасности. По разрезу наиболее богатыми алмазами оказались брекчии верхних горизонтов (выше 294 м). Содержание алмазов в брекчиях глубоких горизонтов понижено (особенно на глубине более 650 м) [Харькив и др., 1998].

Содержание пироба в кимберлитах меняется с глубиной: максимальное его количество отмечено в верхних горизонтах тела, а минимальное совпадает с границей порфирового кимберлита пепельно-серого цвета. На более глубоких горизонтах содержание пироба снова повышается, но не достигает количества этого минерала в верхних горизонтах.

Повышенное содержание пикроильменита установлено на северо-восточном и западном флангах тела. Участок низкого содержания приурочен к северо-западному контакту. В верхних горизонтах тела пироб преобладает над пикроильменитом. С глубиной (глубже 400 м) содержание обоих минералов снижается, но в таких соотношениях, что пикроильменит становится ведущим минералом [Харькив и др., 1998].

Таким образом, тр. Удачная служит примером сочленения двух тел, породы которых отличаются между собой по целому ряду признаков. Наиболее существенные из них следующие:

1. Кимберлиты Западного тела, в отличие от Восточного, интенсивно изменены вторичными процессами (серпентинизация и карбонатизация) как в приповерхностных горизонтах, так и до вскрытой глубины 1200 м.

2. Кимберлиты Западного тела содержат значительно меньше SiO_2 , TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 и больше CaO , CO_2 , K_2O , чем Восточного. Если различия в содержании SiO_2 , MgO , CaO , Fe_2O_3 обусловлены неодинаковой постмагматической переработкой пород, то расхождения в содержании TiO_2 и K_2O – результат различия в первичном составе расплава.

3. В верхних горизонтах (до глубины примерно 350 м) Западного тела пироб преобладает над пикроильменитом, тогда как во всем вскрытом разрезе кимберлитов Восточного тела соотношение этих минералов обратное, причем содержание пикроильменита в Восточном теле значительно выше, чем в Западном.

4. В верхних горизонтах трубки кимберлиты Западного тела имеют более высокое значение магнитной восприимчивости, чем кимберлиты Восточного. Плотность этих пород в Западном теле, наоборот, ниже, чем в Восточном.

5. На характер распределения ряда петрогенных оксидов и некоторых других компонентов (кальцит, серпентин) в Западном теле основное влияние оказывают вмещающие породы, тогда как в Восточном теле распределение этих компонентов зависит не столько от вмещающих пород, сколько от особенностей внедрения и первичного состава расплава.

6. В тр. Удачная не установлена строгая закономерность в изменении алмазонасности в зависимости от последовательности внедрения кимберлитов

различных фаз. В отношении характера изменчивости степени алмазонасности в вертикальном разрезе трубки выявлено, что для одних фаз внедрения отмечается уменьшение содержания алмазов на более глубоких горизонтах, для других, наоборот – увеличение. С глубиной также отсутствует закономерное изменение морфологии алмазов, алмазонасность кимберлитов не коррелируется с их химическим составом [Харькив и др., 1998].

ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ

В пределах площади листа Q-49 в этом возрастном интервале выделяется три интрузивных комплекса базальтоидов нормальной щелочности – катангский, кузьмовский и оленёк-велингнинский. Возрастное положение комплексов установлено по соотношению интрузий с вмещающими породами и на основании радиологических датировок.

Катангский комплекс долеритовый гипабиссальный и оленёк-велингнинский комплекс габбродолеритов и такситовых долеритов гипабиссальный распространены во всех трех структурно-формационных зонах – Вилуйской, Алакит-Моркокинской и Мойеро-Оленёкской, кузьмовский комплекс феррогаббродолеритовый гипабиссальный – в Мойеро-Оленёкской.

Катангский гипабиссальный комплекс долеритовый ($\beta T_1 kt$). Интрузии комплекса развиты во всех трех структурно-формационных зонах Анабаро-Тунгусской СФО. Петротип находится в бассейне р. Катанга [Лурье и др., 1962] и представлен недифференцированными интрузиями долеритов. В составе интрузивных образований территории комплекс пользуется наибольшим распространением. Интрузии комплекса образуют тела разной мощности и протяженности. Форма тел субпластовая, линзовидная, дайковая, иногда лакколитоподобная, но чаще сложная, с переходом от секущих к пологим субпластовым и линзообразным с раздувами и сужениями, часто с резкими перепадами мощностей. Установлены также многоярусные гипабиссальные интрузии, прослеживающиеся на многие десятки километров от магмоподводящих каналов, вблизи которых мощность их достигает 300 м и более [Убинин, 2001]. Вмещающие представлены в основном пермскими, карбоновыми и силурийскими, реже ордовикскими осадочными породами. В карбонатных толщах кембрия интрузии встречаются редко, в основном в виде даек.

На рассматриваемой территории образования комплекса представлены в основном крутопадающими в самых различных направлениях (контролируемых, как правило, различными системами разломов) дайками, силлами и штоками долеритов, прорывающих позднерархейские и фанерозойские образования.

Мощность даек обычно не превышает нескольких метров, протяженность – первых километров. Сложены они в основном оливиновыми и безоливиновыми долеритами и в эндоконтакте микродолеритами. Мощность зоны экзоконтактово-измененных пород – 0,2–0,5 м, редко – до 1,5–2,0 м.

Строение пластовых интрузивных тел (силлов) симметрично- и асимметричнозональное. Конечные дифференциаты в силлах располагаются ближе к кровле, в крутопадающих телах – в центральных частях. Один из таких

дифференцированных силлов с асимметричнозональным строением вскрыт скважинами в левом борту долины р. Моркока против устья руч. Ырыс-Юрях (26). Силл согласно залегает на отложениях силура, а в кровле ороговиковывает верхнепермские отложения. Кровля и подошва силла сложены тонко-мелкозернистыми долеритами и микродолеритами, средняя и верхняя части – среднезернистыми долеритами, а приподошвенная часть мощностью около 35 м – мелко-, среднезернистыми долеритами.

В составе интрузий выделяются оливин-клинопироксеновые долериты и габбродолериты, микродолериты и порфиновые долериты, оливиновые долериты, троктолитовые долериты, атакситовые долериты, редко двупироксеновые долериты.

Долериты и габбродолериты оливин-клинопироксеновые макроскопически представляют собой массивные среднезернистые, мелко-среднезернистые или мелкозернистые породы темного зеленовато-серого и серого цветов. Под микроскопом характеризуются офитовой, долеритовой, атаксито-офитовой, пойкилоофитовой структурой и массивной, реже такситовой текстурой. Габбродолериты, в отличие от долеритов, обнаруживают габбро-офитовую призматическизернистую структуру, переходящую в офитовую. Плаггиоклаз в них развит в форме более коротких и широких призм. В локальных участках отмечается гранулито-офитовая и толеитовая структуры.

Долериты и габбродолериты характеризуются близким минеральным составом и содержат (%): плаггиоклаз – 45–50, моноклинный пироксен – 30–35, оливин – 5–10, мезостагис (вулканическое стекло) – 5–10; рудные минералы: титаномагнетит – 3–5, ильменит – 1–2; вторичные минералы – иддингсит, палагонит, серпентин, хлорофеит, тальк, кальцит.

Микродолериты и порфиновые долериты слагают краевые части интрузивов и дайки. Они характеризуются микропорфировой структурой при толеитовой, микродолеритовой, гиалопилитовой и витрофировой структуре основной массы и миндалекаменной текстуре. Миндалины эллипсоидальной, округлой и неправильной формы размером 0,2–0,5 мм в поперечнике выполнены хлоритом, реже кальцитом и цеолитами. В них часто обнаруживается концентрически-зональное строение. Пластовые и секущие интрузивные тела и дайки сложены преимущественно такситоофитовыми разностями, характеризующимися неравномерным распределением лейкократовой и темноцветной минеральной составляющей, а также появлением нераскристаллизованных участков. В микродолеритах с порфировой структурой вкрапленники сложены основным плаггиоклазом (битовнит № 81–86), в равнозернистых разностях плаггиоклаз менее основной (лабрадор-битовнит № 58–78). Клинопироксен представлен авгитом ($Wo_{42-43}En_{39-45}Fs_{13-19}$). Изометрические зерна оливина (гиалосидерит Fa_{40-48}) образуют скопления, которые с периферии замещаются боулингитом. Доля оливина в дайках и силлах – не более 3–4 % [Салихов, 2007].

В сложении даек, несмотря на различия их мощностей, отсутствуют крупно- и среднезернистые разности пород. Все без исключения дайки выполнены лишь мелкозернистыми долеритами.

Химический состав (вес. %), петрохимические коэффициенты и содержания редкоземельных элементов (г/т) в долеритах катангского комплекса (группа магнезиально-известковистая)

Порода	1	1	1	1	1	2	1	1
Номер пробы	233	321	334	368	1145	1210	2130	281
Широта	64°8'1,7"	65°55'23,4"	65°5'28,7"	65°38'57,2"	64°7'37,1"	65°55'24,8"	66°1'3,5"	66°5'43,9"
Долгота	109°31'33,7"	111°22'9,4"	111°29'2,6"	110°29'4,3"	109°35'4,8"	111°30'31,9"	111°43'13,4"	111°53'24,1"
SiO ₂	48,97	49,34	49,64	49,04	49,27	49,17	49,24	49,29
TiO ₂	1,22	1,09	1,09	1,01	1,26	0,93	1,07	1,08
Al ₂ O ₃	15,52	14,39	14,36	14,76	15,22	15,06	15,05	15,12
Fe ₂ O ₃ общ	12,47	12,70	12,43	12,38	12,62	12,15	12,76	12,67
MnO	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,20	0,19
MgO	5,63	7,20	7,53	7,65	7,41	8,04	7,75	7,91
CaO	11,16	11,29	10,84	10,85	11,50	11,21	11,10	11,23
Na ₂ O	2,37	2,16	2,10	1,98	1,39	1,89	2,01	2,07
K ₂ O	0,42	0,45	0,44	0,42	0,37	0,37	0,41	0,45
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,12	0,11	<0,01	0,10	0,12	0,11
ппп	0,60	0,44	0,44	0,61	0,71	0,18	0,35	0,20
Сумма	98,67	99,38	99,18	98,98	99,93	99,26	100,06	100,33
FeO	8,43	8,64	8,95	7,75	8,47	9,24	9,25	9,17
Fe ₂ O ₃	3,10	3,10	2,49	3,76	3,21	1,88	2,48	2,48
MgO + CaO	16,79	18,49	18,38	18,50	18,91	19,25	18,85	19,14
∑Fe	11,53	11,74	11,44	11,51	11,68	11,12	11,73	11,65
Na ₂ O + K ₂ O	2,79	2,61	2,53	2,40	1,77	2,25	2,42	2,51
Na ₂ O/K ₂ O	5,67	4,80	4,82	4,71	3,72	5,16	4,84	4,63

Порода	1	1	1	1	1	2	1	1
Номер пробы	233	321	334	368	1145	1210	2130	281
Широта	64°8'1,7"	65°55'23,4"	65°5'28,7"	65°38'57,2"	64°7'37,1"	65°55'24,8"	66°1'3,5"	66°5'43,9"
Долгота	109°31'33,7"	111°22'9,4"	111°29'2,6"	110°29'4,3"	109°35'4,8"	111°30'31,9"	111°43'13,4"	111°53'24,1"
Кф	67,20	61,98	60,29	60,08	61,18	58,04	60,20	59,55
Fe ₂ O ₃ /FeO × 100	36,75	35,84	27,82	48,48	37,86	20,38	26,79	27,07
MgO/(MgO + ΣFe) × 100	32,80	38,02	39,71	39,92	38,82	41,96	39,80	40,45
TiO ₂ /ΣFe × 100	10,60	9,31	9,57	8,75	10,80	8,41	9,15	9,29
Al ₂ O ₃ /(ΣFe + MgO)	0,90	0,76	0,76	0,77	0,80	0,79	0,77	0,77
(Na ₂ O + K ₂ O) ² /(SiO ₂ - 43)	1,30	1,08	0,97	0,96	0,50	0,82	0,94	1,00
Ac	0,71	0,69	0,70	0,70	0,71	0,68	0,68	0,67
(K + Na)/Ca	0,43	0,39	0,40	0,38	0,26	0,34	0,37	0,38
La	8,11	7,38	7,24	7,68	7,79	6,84	7,73	6,9
Ce	17,2	16,5	15,8	15,4	17,5	14,9	17,2	15,2
Pr	2,33	2,28	2,21	2,21	2,46	2,09	2,42	2,06
Nd	11,4	10	10,4	10,9	11,3	9,56	11	9,79
Sm	3,47	2,9	2,81	2,96	3,15	2,77	3,1	2,87
Eu	1,15	1,01	1,02	1,04	1,11	0,91	1,06	1,01
Gd	3,96	3,35	3,22	3,19	3,95	2,73	3,47	3,03
Tb	0,69	0,58	0,59	0,58	0,67	0,6	0,63	0,57
Dy	4,73	3,89	3,69	3,68	4,5	3,32	4,04	3,7
Ho	1	0,83	0,83	0,76	0,97	0,79	0,95	0,83
Er	2,55	2,44	2,33	2,13	2,65	2,03	2,5	2,42
Tm	0,45	0,37	0,38	0,35	0,39	0,3	0,39	0,39
Yb	2,43	2,12	2,15	2,04	2,66	1,95	2,32	2,09
Lu	0,37	0,35	0,33	0,3	0,37	0,27	0,37	0,33

Порода	1	1	1	1	1	2	1	1
Номер пробы	233	321	334	368	1145	1210	2130	281
Широта	64°8'1,7"	65°55'23,4"	65°5'28,7"	65°38'57,2"	64°7'37,1"	65°55'24,8"	66°1'3,5"	66°5'43,9"
Долгота	109°31'33,7"	111°22'9,4"	111°29'2,6"	110°29'4,3"	109°35'4,8"	111°30'31,9"	111°43'13,4"	111°53'24,1"
V	330	295	277	276	317	243	303	280
Cr	171	335	270	257	272	344	302	270
Ni	48,4	129	127	106	83,3	142	124	112
Rb	10	12,5	9,79	9,64	10,1	10,4	11,5	11,2
Sr	201	177	181	185	187	177	195	175
Y	25,6	23,2	22	21,3	24,9	20,1	23,4	21,2
Zr	54,2	78,5	75,1	72,4	80,1	69,6	78,6	74,1
Nb	4,16	4,01	3,75	3,94	4,21	3,43	4,29	3,92
Ba	147	117	117	122	125	106	136	114
Hf	1,75	2,03	1,85	1,83	2,19	1,84	1,87	2,03
Ta	0,26	0,25	0,24	0,28	0,28	0,23	0,27	0,23
Pb	1,47	3,24	1,11	<1,0	1,51	1,25	1,32	<1.0
Th	1,02	1,14	1,06	1,2	1,18	1,07	1,16	1,01
U	0,43	0,42	0,41	0,38	0,42	0,44	0,45	0,37

Примечание. Разновидности пород: 1 – долериты оливин-клинопироксеновые, 2 – долериты двупироксеновые. Петрохимические коэффициенты: фракционирования – $K_f = \Sigma Fe / (\Sigma Fe + MgO) \times 100$, магнезиальности – $MgO / (MgO + \Sigma Fe) \times 100$, титанистости – $TiO_2 / \Sigma Fe \times 100$, глиноземистости – $Al_2O_3 / (\Sigma Fe + MgO)$, сериальный индекс Ритмана – $(Na_2O + K_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$, общей кислотности A_c и щелочности $(K + Na) / Ca$ по данным [Бородин, 1987].

Двупироксеновые долериты встречаются в юго-западной (бассейн р. Виллой) и в центральной (район карьера тр. Айхал) частях территории. Макроскопически это породы темно-серого цвета мелко-среднезернистые массивные. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 35–45, моноклинный пироксен – 30–35, ромбический пироксен – 8–10, оливин – 7–10, мезостазис – 5–7; вторичные минералы: илдингсит, серпентин, хлорофенит, тальк; рудные минералы: титаномагнетит – 3–5, ильменит – 1–2, акцессорные: апатит, циркон (<1). Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Магнетит образует мелкую (0,1–0,3 мм в поперечнике) вкрапленность, реже мелкие (до 0,6 мм в поперечнике) скелетные кристаллы, содержащие включения плагиоклаза и клинопироксена. Ильменит встречается в виде удлинённых пластинок размером до 0,02 × 0,4 мм, рассекающих близлежащие зерна плагиоклаза.

Химический состав, петрохимические коэффициенты и содержания РЗЭ в долеритах катангского комплекса приведены в табл. 9.

Физические свойства интрузивных пород катангского комплекса весьма разнообразны. В его строении принимают участие как положительно намагниченные долериты с высокой суммарной и остаточной намагниченностью, так и базиты переменного (+/–) знака с низкой ЕОН, и в весьма редких случаях – отрицательно намагниченные с высокими значениями первичной ЕОН ($Q > 3$). По геологическим и петрографическим данным, часто единые тела в разных частях сложены резко различающимися по магнитным свойствам породами, причем не только по величине и направлению первичной ЕОН, но и магнитной восприимчивости, изменяющейся в широких пределах. Преобладают долериты с магнитной восприимчивостью $\chi (70–150) \times 10^{-5}$ СИ. По средним магнитным характеристикам породы катангского комплекса заметно отличаются от интрузивных разновидностей долеритов других комплексов. Для них характерно пониженное значение фактора Кенигсбергера. Значение плотности изменяется в пределах $2,820–3,915 \times 10^{-3}$ кг/м³, тогда как в магматитах других комплексов плотность превышает $2,919 \times 10^{-3}$ кг/м³ (табл. 10).

Таблица 10

Петрофизические характеристики долеритов катангского комплекса [Салихов, 2007]

Номер группы пород	Количество образцов	$\sigma, 10^{-3}$ кг/м ³	$\chi, 10^{-5}$ ед. СИ	$I_n, 10^{-3}$ А/м	Q	Знак I_n
1	2017	2,820	738,9	1395,7	3,15	±
2	1933	2,915	1316,3	3152,6	3,99	±
3	729	2,867	74,8	238,2	5,08	–

Примечание. 1 – долериты недифференцированных субвулканических интрузий, 2 – долериты дифференцированных интрузий, 3 – микродолериты, реже кластолавы жерловых фаций. Петрофизические характеристики: σ – плотность, χ – магнитная восприимчивость, I_n (ЕОН) – естественная остаточная намагниченность. Знак I_n – направление векторов I_n (ЕОН). Q – фактор Кенигсбергера.

В пределах территории нижняя возрастная граница внедрения интрузий катангского комплекса определяется активными контактами и ороговикованием терригенных отложений, содержащих спорово-пыльцевые комплексы

поздней перми. Дополнительно из интрузии долеритов катангского комплекса нами получено радиологическое датирование цирконов U-Pb методом, выполненное в ЦИИ «ВСЕГЕИ» на SHRIMP II. В пробе 2130 (25 точек) из обнажения (на карте – пункт 20) наиболее молодые датировки получены по трем зернам короткостолбчатого дипирамидального облика с тонкой осцилляторной зональностью. Содержания U и Th в них составляют 248–601 и 112–255 ppm, соответственно и только в одном зерне – 640 и 1032 ppm. Облик кристаллов магматический, но характер тонкой зональности и содержания U и Th не согласуется с их кристаллизацией в базитовом расплаве. Среднеарифметическое значение возраста составило $260,8 \pm 5,6$ млн лет (шесть точек). Поскольку уверенности в «базитовой природе» циркона и, следовательно, в его одновозрастности долеритам нет, можно только утверждать, что возраст породы не древнее $260,8 \pm 5,6$ млн лет, что соответствует поздней перми. Раннетриасовый возраст катангского комплекса принят согласно Легенде Анабаро-Вилюйской серии ГК-1000/3 [Легенда ..., 2009].

Кузьмовский комплекс феррогаббро-долеритовый ($\beta T_1 k_z$). Петротип выделили О. И. Юон и А. А. Юон на междуречье Подкаменной Тунгуски и Юдоломо, недалеко от пос. Кузьмовка. Он объединяет интрузии долеритов, сформировавшиеся в процессе внутрикамерной дифференциации, представленные от троктолитовых долеритов и оливин-биотитовых долеритов в зоне подошвы, габбродолеритов, феррогаббро и габбро-пегматитов со шширами гранофинов – в центральной зоне до кварцсодержащих с повышенным содержанием стекловатого мезостазиса обычно с биотитом и, реже, оливином – в зоне кровли. В верхней части интрузий проявлен натриевый метасоматоз, выразившийся в альбитизации плагиоклаза и в замещении авгита эгирит-авгитом. Интрузии комплекса сопровождаются интенсивными экзоконтактовыми преобразованиями (мраморизация, ороговикование, скарнирование), мощность измеряется десятками метров [Машак, 2002].

В пределах картируемой территории, на междуречье Моркока–Вилюй магматиты комплекса слагают крупные пластообразные и лополитообразные тела с резко пересеченным рельефом кровли, редко мелкие секущие и пластовые тела. На северо-востоке территории интрузии локализованы преимущественно среди нижнепалеозойских карбонатных отложений, а на юго-западе широко развиты на поверхности рельефа, часто слагая вершины водоразделов. Эти интрузии нередко прорывают субвулканические тела катангского комплекса, оказывают интенсивное метаморфизирующее воздействие на осадочные породы и кимберлиты, которое проявляется в ороговиковании терригенных пород и скарнировании карбонатных пород и кимберлитов [Салихов, 2007].

Наиболее подробно магматиты кузьмовского комплекса изучены в составе Верхне-Алакитской интрузии («Верхне-Алакитский силл»), расположенной в верховьях р. Алакит. Обнажается интрузия по обоим берегам реки, образующей глубоко врезанную долину (каньон). Интрузивное тело, внедрившееся вдоль границы верхнепалеозойских отложений и карбонатных пород нижнего палеозоя, по морфологии представляет собой силл мощностью около 80 м, полого ($\sim 15^\circ$) погружающийся к юго-востоку. Интрузия сложена среднезернистыми и крупно-среднезернистыми пойкилоофитовыми долеритами и габбро-долеритами, сменяющимися в приконтактовых зонах мелкозернистыми

и тонкозернистыми офитовыми и микроофитовыми разностями, в кровле, кроме того, и толеитами.

В районе тр. Краснопресненская в скважине (на карт – 16) интрузия представлена следующими петрографическими разновидностями [Сомов, 1984] (сверху вниз, м).

235,4–244,2	Долериты тонко-мелкозернистые офитовые	8,8
244,2–252,0	Долериты оливинсодержащие мелкозернистые таксито-офитовые. Минеральный состав: плагиоклаз (Pl) – 45 %, пироксен (Px) – 50 %, оливин (Ol) – 1–2 %, рудный минерал (Rm) – 2–3 %	7,8
252,0–255,0	Долериты мелкозернистые таксито-офитовые (Pl – 40–45 %, Px – 45 %, Rm – 5–8 %, вторичные минералы (Vt) – 2–3 %)	3,0
255,0–263,0	Долериты оливиновые среднезернистые, таксито-офитовые (Pl – 40–45 %, Px – 40 %, Ol – 10–12 %, Rm – 5–8 %, Vt – 2–3 %)	8,0
263,0–268,5	Долериты и габбродолериты оливинсодержащие среднезернистые, таксито-офитовые (Pl – 40 %, Px – 55 %, Ol – 2–3 %, Rm – 3–5 %)	5,5
268,5–299,7	Долериты и габбродолериты трахитоидные (Pl – 40 %, Px – 40 %, Ol – 1–2 %, Rm – 5–8 %, Vt – 10 %)	31,2
299,7–304,0	Долериты и габбродолериты оливиновые крупнозернистые (Pl – 35 %, Px – 40 %, Ol – 15–20 %, Rm – 8–10 %)	4,3
304,0–307,3	Долериты оливиновые среднезернистые рудные, таксито-офитовые (Pl – 25 %, Px – 40 %, Ol – 10 %, Rm – 20 %, Vt – 3–5 %)	3,3
307,3–327,5	Долериты оливинсодержащие, мелкозернистые пойкилоофитовые (Pl – 40 %, Px – 55 %, Ol – 2–3 %, Rm – 1–2 %)	20,2
327,5–333,5	Долериты оливинсодержащие тонко-, мелкозернистые, офитовые (Pl – 50 %, Px – 40 %, Ol – 3–5 %, Rm – 5 %)	6,0

Мощность интрузии в разрезе – 90,1 м.

Из разреза видно, что кровля и подошва Верхне-Алаakitского силла сложены мелко- и тонкозернистыми долеритами, а средняя его часть образована средне- и крупнозернистыми долеритами и габбродолеритами трахитоидного облика, в которых иногда отмечаются шпиры гранофилов и феррогаббро. Кислые дифференциаты (гранофиры и микропегматиты) локализуются в верхней части интрузии, а наиболее основные – в нижней, что создает асимметрию в ее строении, указывающую на продвижение фронта кристаллизации от подошвы к кровле силла. Структура пород центральной части интрузии габбро-офитовая, местами с отчетливо выраженной такситовостью, обусловленной кучным расположением пироксена. Для данной группы пород характерным признаком является трахитоидная текстура.

Химический состав, петрохимические коэффициенты и содержания редкоземельных элементов в долеритах кузьмовского комплекса приведены в табл. 11.

Отличительная особенность интрузий кузьмовского комплекса – это их четко проявленная обратная намагниченность. Магнитная восприимчивость χ пород изменяется в пределах $(70–200) \times 10^{-5}$ СИ, достигая иногда 300×10^{-5} СИ и более, что является самой высокой для траппов этого района. Фактор Q не превышает 3. Плотность пород максимальная $(2,92–3,03) \times 10^3$ кг/м³. Базиты комплекса создают отрицательные и слабоположительные магнитные поля ΔT_a интенсивностью 150–200 γ (табл. 12).

**Химсостав (вес. %), петрохимические коэффициенты и содержания РЗЭ (г/т)
в оливин-клинопироксеновых долеритах Кузьмовского комплекса
(группа магнезиально-известковистая)**

Номер пробы	319	347	1220	1247-3	2146
Широта	65°56'47,875"	65°59'57,174"	65°44'14,241"	65°33'12,963"	65°59'41,989"
Долгота	111°50'28,77"	111°14'44,61"	110°22'58,141"	110°32'42,522"	111°13'49,81"
SiO ₂	48,56	48,04	48,55	47,95	48,52
TiO ₂	2,17	2,05	2,17	2,10	2,05
Al ₂ O ₃	14,28	14,32	15,10	14,64	14,48
Fe ₂ O ₃ общ	15,77	15,03	16,21	16,00	15,66
MnO	0,22	0,20	0,25	0,23	0,23
MgO	5,46	6,00	4,46	6,22	6,31
CaO	9,56	9,75	9,78	9,99	9,75
Na ₂ O	2,43	2,38	2,91	2,62	2,51
K ₂ O	0,84	0,53	0,81	0,45	0,65
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,22	0,24	0,22
ппп	0,33	1,61	0,45	0,50	0,26
Сумма	99,87	100,16	100,90	100,96	100,62
FeO	8,64	10,28	10,05	11,53	11,56
Fe ₂ O ₃	6,17	3,61	5,04	3,19	2,81
MgO + CaO	15,02	15,75	14,24	16,21	16,06
∑Fe	14,81	13,89	15,09	14,72	14,37
Na ₂ O + K ₂ O	3,27	2,92	3,72	3,07	3,15
Na ₂ O/K ₂ O	2,88	4,45	3,61	5,89	3,89
Кф	73,05	69,83	77,17	70,29	69,50
Fe ₂ O ₃ /FeO × 100	71,47	35,14	50,17	27,65	24,27
MgO/(MgO + ∑Fe) × 100	26,95	30,17	22,83	29,71	30,50
TiO ₂ /∑Fe × 100	14,68	14,79	14,37	14,27	14,24
Al ₂ O ₃ /(∑Fe + MgO)	0,70	0,72	0,77	0,70	0,70
Ac	0,72	0,70	0,69	0,67	0,68
(K + Na)/Ca	0,56	0,51	0,64	0,53	0,54
La	6,85	11,7	9,54	11,5	12,5
Ce	15,3	27,3	21,3	27	28,5
Pr	2,15	3,73	3,16	3,98	4,31
Nd	9,74	19,1	15,1	18,1	20,1
Sm	2,9	5,51	4,24	4,93	5,58
Eu	0,95	1,72	1,53	1,65	1,91
Gd	3,13	5,85	4,46	5,4	6,33
Tb	0,57	1,04	0,95	1,07	1,23
Dy	3,79	6,72	5,5	6,39	6,76
Ho	0,75	1,47	1,22	1,35	1,55
Er	1,98	4,09	3,31	3,81	4,25
Tm	0,39	0,65	0,5	0,61	0,68

Номер пробы	319	347	1220	1247-3	2146
Широта	65°56'47,875"	65°59'57,174"	65°44'14,241"	65°33'12,963"	65°59'41,989"
Долгота	111°50'28,77"	111°14'44,61"	110°22'58,141"	110°32'42,522"	111°13'49,81"
Yb	2,19	3,38	3,13	3,31	3,82
Lu	0,33	0,51	0,44	0,55	0,61
V	283	363	395	341	372
Cr	293	170	134	149	179
Ni	145	108	50,4	110	105
Rb	10,5	12,7	17,3	14,2	15,4
Sr	175	216	194	212	231
Y	21,7	37,5	32,2	35,6	39,7
Zr	74	150	119	149	149
Nb	3,84	7,08	5,32	6,52	6,83
Ba	111	172	150	169	207
Hf	1,93	3,73	2,91	3,71	3,83
Ta	0,2	0,44	0,36	0,42	0,43
Pb	1,28	<1.0	2,51	2,57	2,15
Th	1,07	1,51	1,39	1,46	1,58
U	0,43	0,5	0,53	0,47	0,51

Примечание. Петрохимические коэффициенты: фракционирования – $K_f = \Sigma Fe / (\Sigma Fe + MgO) \times 100$, магнезиальности – $MgO / (MgO + \Sigma Fe) \times 100$, титанистости – $TiO_2 / \Sigma Fe \times 100$, глиноземистости – $Al_2O_3 / (\Sigma Fe + MgO)$, серийный индекс Ритмана – $(Na_2O + K_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$, общей кислотности A_c и щелочности $(K + Na) / Ca$ по данным [Бородин, 1987].

Таблица 12

Петрофизические характеристики долеритов кузьмовского комплекса [Салихов, 2007]

Номер группы пород	Количество образцов	$\sigma, 10^{-3} \text{ кг/м}^3$	$\chi, 0^{-5} \text{ ед. СИ}$	$I_n, 10^{-3} \text{ А/м}$	Q	Знак I_n
1	2638	2,965	1151,2	825,8	1,20	–

Примечание. 1 – кузьмовский комплекс, долериты и габбродолериты дифференцированных интрузий. Петрофизические характеристики: σ – плотность, χ – магнитная восприимчивость, I_n (ЕОН) – естественная остаточная намагниченность. Знак I_n – направление векторов I_n (ЕОН). Q – фактор Кенигсбергера.

Возрастное положение интрузий кузьмовского комплекса, по геологическим данным, определяется тем, что они залегают в межформационной поверхности карбонатных пород силура и ордовика с терригенными породами карбона и перми и ороговиковывают породы, содержащие спорово-пыльцевые комплексы поздней перми.

Возраст пород кузьмовского комплекса принят, согласно Легенде Анабаро-Виллойской серии ГК-1000/3 [Легенда ..., 2009], как раннетриасовый.

Считаем необходимым отметить, что на водоразделе бассейнов рек Виллой и Марха (центральная часть площади) в подошве среднекаменноугольно-нижнетриасового структурного яруса в створе обнажений пород чинокской

свиты ($C_{2-3} \text{сн}$) в скальном обнажении (на карте пункт 26) размером $70 \times 10 \times 3$ м (координаты: с. ш. $65^{\circ}56'47,875''$; в. д. $111^{\circ}50'28,766''$) нами установлено и подтверждено петрографически, что тонко-мелкозернистые долериты по петрографическим, петрохимическим и геохимическим данным отвечающие Кузмовскому комплексу (табл. 11, проба 319), подвергаются ороговикованию со стороны лежащего сверху крупного силла более раскристаллизованных средне-мелкозернистых оливин-клинопироксеновых долеритов по всем тем же данным (табл. 9, проба 2130), принадлежащим к катангскому комплексу. Относительный геологический возраст контактирующих тел долеритов согласуется с данными изотопного анализа циркона U-Pb методом, выполненного в ЦИИ «ВСЕГЕИ» на SHRIMP II. В пробе 319 из нижнего тела в пункте 26 в трех зернах циркона (в т. ч. призматических со слабо выраженной зональностью, темно-серых в КЛ), одно из шести датирований показало $309,3 \pm 5,4$ млн лет. Все зерна рассматриваются в качестве ксеногенных. Верхнее тело (крупный силл) формирует в рельефе столообразную поверхность и непрерывно прослеживается в скальных обрывах от обн. в пункте 26 к обн. В пункте 20 (около 9 км), где отобрана проба 2130, характеризующая возраст катангского комплекса – не древнее $260,8 \pm 5,6$ млн лет. Хотя первое датирование не представительное, а точки отбора проб разделены значительным расстоянием, оба эти датирования в сочетании с фактом относительного геологического возраста контактирующих тел долеритов, по которым приведены полные петрохимическая и геохимическая характеристики, заслуживают геологического осмысления.

Оленёк-велингинский комплекс габбродолеритов и такситовых долеритов ($\nu\beta T_{\text{OVI}}$) выделен М. С. Машаком, А. А. Панкратовым и А. И. Пономаренко в 1966 г. [Машак, 1966]. Объединяет расслоенные лополитообразные и пластообразные тела, залегающие в межформационной плоскости терригенных каменноугольных и пермских отложений с карбонатными – силура и ордовика, а также слабодифференцированные и недифференцированные кольцевые и прямолинейные дайки, инъецирующие карбонатные породы ордовика и кембрия в пределах Вилуйско-Котуйской зоны глубинного разлома. Петротипом является интрузия Велингна, расположенная на водоразделе среднего течения р. Велингна и истоков р. Мойерокан на площади листа Q-48.

В пределах картируемой территории дайки этого комплекса прослеживаются с северо-запада на юго-восток в полосе разрывов Вилуйско-Котуйской зоны глубинного разлома, рассекая карбонатные породы кембрия и ордовика платформенного чехла. Субпластовые интрузивные тела комплекса известны в центральной части листа, где инъецируют терригенные каменноугольные и пермские отложения, а также более ранние образования траппов верхней перми и нижнего триаса. В экзоконтактах вмещающие песчано-глинистые породы ими ороговиковаются, обычно с остеклованием (бухиты), а карбонатные мраморизируются, иногда с образованием скарнов; по туфам базальтов формируются высокотемпературные пироксеновые роговики.

Среди пород комплекса наиболее распространены оливин-клинопироксеновые долериты и габбродолериты, в подчиненном количестве встречаются двупироксеновые долериты, а также долериты и габбродолериты с повышенным содержанием стекловатого вулканического стекла (мезостазис) в кровлях крупных интрузий.

Оливин-клинопироксеновые долериты и габбродолериты обычно слагают наиболее крупные в различной степени дифференцированные интрузии комплекса. Примером может служить Среднеморкокинская дифференцированная интрузия, расположенная в центральной части площади по обоим берегам и склонам долины р. Моркока [Сивчиков, 2011]. В морфологии этой интрузии выделяется вертикальный подводящий канал и пологосекущее основное тело с раздувом вблизи него, утоняющееся на удалении, осложненное многочисленными апофизами. Подводящий канал вскрыт 11 скважинами, которые из тела не вышли (глубина скважин от 205 до 350 м). Строение вертикального канала неоднородное. Он выполнен оливиновыми и оливинсодержащими (оливина 3–8 %) разномерными пойкилоофитовыми долеритами, чередующимися на более глубоких горизонтах с пойкилоофитовыми безоливиновыми долеритами и оливиносодержащими пойкилоофитовыми и толеитовыми габбродолеритами; меняется сверху вниз от оливиносодержащих долеритов до оливиновых долеритов с повышенным содержанием оливина (15–18 %) и троктолитовых долеритов (содержание оливина 20–35 %), причем горизонты троктолитовых долеритов отмечаются на разных гипсометрических уровнях внутри тела. К периферии тело сложено преимущественно оливиновыми и оливинсодержащими долеритами и толеитовыми габбродолеритами с содержанием оливина не более 7–8 %. Таким образом, тело характеризуется неоднородностью состава как по вертикали, так и по латерали. В долеритах раздува тела содержание плагиоклаза составляет 40–60 %, клинопироксена – 5–45 %, оливина – 0–35 %, мезостазиса – 0–20 %, рудного минерала – 1–10 %. Для троктолитовых долеритов характерны наименьшие содержания клинопироксена, рудных минералов и наибольшие – оливина и плагиоклаза. В безоливиновых и оливинсодержащих долеритах кровли тела количество оливина снижается до 2–5 %, но увеличивается содержание основного по составу мезостазиса и рудных минералов. Плагиоклаз при этом преобладает над клинопироксеном. В апофизах и зонах выклинивания тела преобладают мелко- и микропойкилоофитовая, офитовая, толеитовая и интерсервальная структуры долеритов. Кристаллическая дифференциация внутри породы здесь отсутствует.

Все другие маломощные пластовые тела магматитов комплекса сложены на всю мощность тонко- и мелкозернистыми оливинсодержащими долеритами. Структура пород в преобладающем большинстве пойкилоофитовая. Таблитчатые порфиновые выделения плагиоклаза придают породе порфиновый облик. Количественный и качественный минеральный состав этих пород мало отличается от таковых в более мощных интрузивах. Редко в маломощных пластовых интрузиях могут встречаться дупироксеновые долериты.

Кислые дифференциаты локализуются в верхней части интрузий, а наиболее основные в нижней, что создает асимметрию в строении интрузий, указывающую на продвижение фронта кристаллизации от подошвы к кровле. Иногда крайние дифференциаты интрузии отмечаются в разных частях и на разных гипсометрических уровнях внутри тела интрузии, что является следствием смещения тектоническими подвижками магматического расплава внутри камеры в полужидком состоянии.

**Химический состав (вес. %), петрохимические коэффициенты и содержания РЗЭ (г/т)
в долеритах оленёк-велингнинского комплекса. Группа умеренно железисто-титанистая**

Порода	1	1	1	2	2	1	1	1
Номер пробы	272	274-1	1165	1214	1216	1247	2100	2156
Широта	66°3'2,70"	66°2'53,72"	66°6'7,83"	65°45'48,23"	65°45'16,99"	65°33'12,96"	66°3'28,12"	65°45'28,57"
Долгота	111°47'3,03"	111°47'10,59"	111°52'9,70"	110°22'51,82"	110°23'7,90"	110°32'42,52"	111°47'34,71"	110°19'17,76"
SiO ₂	48,19	48,50	48,30	48,47	48,17	48,10	47,35	48,88
TiO ₂	1,58	1,75	1,73	1,70	1,55	1,57	1,80	1,77
Al ₂ O ₃	13,76	15,15	14,41	15,29	15,01	15,17	15,51	14,83
Fe ₂ O ₃ общ	15,55	14,57	14,61	15,02	14,32	14,32	15,09	13,69
MnO	0,22	0,21	0,20	0,22	0,21	0,21	0,23	0,21
MgO	7,90	7,24	6,80	6,38	6,89	6,95	7,67	5,55
CaO	9,80	10,42	10,00	10,63	10,55	10,39	10,44	10,84
Na ₂ O	2,18	2,43	2,42	2,55	2,41	2,42	2,52	2,42
K ₂ O	0,44	0,51	0,51	0,54	0,59	0,49	0,53	0,90
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17
ппп	<0,1	0,17	0,28	<0,1	1,06	0,76	<0,1	0,76
Сумма	99,80	101,15	99,43	100,98	100,92	100,56	101,32	100,03
FeO	11,56	10,66	10,36	10,50	10,19	9,76	10,89	8,49
Fe ₂ O ₃	2,71	2,72	3,10	3,36	3,00	3,48	2,99	4,25
MgO + CaO	17,69	17,67	16,80	17,01	17,45	17,33	18,11	16,39
∑Fe	14,26	13,38	13,46	13,86	13,19	13,24	13,88	12,74
Na ₂ O + K ₂ O	2,63	2,94	2,93	3,09	2,99	2,92	3,05	3,32
Na ₂ O/K ₂ O	4,92	4,75	4,74	4,74	4,09	4,91	4,76	2,67
Кф	64,37	64,88	66,44	68,46	65,67	65,58	64,40	69,65

Порода	1	1	1	2	2	1	1	1
Номер пробы	272	274-1	1165	1214	1216	1247	2100	2156
Широта	66°3'2,70"	66°2'53,72"	66°6'7,83"	65°45'48,23"	65°45'16,99"	65°33'12,96"	66°3'28,12"	65°45'28,57"
Долгота	111°47'3,03"	111°47'10,59"	111°52'9,70"	110°22'51,82"	110°23'7,90"	110°32'42,52"	111°47'34,71"	110°19'17,76"
Fe ₂ O ₃ /FeO × 100	23,44	25,50	29,89	31,95	29,42	35,62	27,42	50,08
MgO/(MgO + ΣFe) × 100	35,63	35,12	33,56	31,54	34,33	34,42	35,60	30,35
TiO ₂ /ΣFe × 100	11,11	13,06	12,88	12,28	11,77	11,88	12,98	13,87
Al ₂ O ₃ /(ΣFe + MgO)	0,62	0,73	0,71	0,76	0,75	0,75	0,72	0,81
(Na ₂ O+K ₂ O) ² /(SiO ₂ - 43)	1,33	1,58	1,62	1,74	1,73	1,67	2,14	1,88
Ac	0,67	0,66	0,68	0,66	0,66	0,67	0,63	0,70
(K+Na)/Ca	0,46	0,48	0,50	0,49	0,48	0,48	0,50	0,50
La	9,2	10	10,1	7,33	8,03	11,5	9,83	8,08
Ce	21,6	22,7	23,3	17,2	19,4	27	23,4	18,9
Pr	3,14	3,2	3,29	2,43	2,71	3,98	3,43	2,82
Nd	14,8	15,8	15,3	11,8	12,8	18,1	16,3	13,2
Sm	4,33	4,5	4,39	3,52	3,62	4,93	4,95	4,06
Eu	1,54	1,46	1,44	1,26	1,24	1,65	1,62	1,48
Gd	4,73	4,71	4,87	3,67	4,34	5,4	5,31	4,11
Tb	0,9	0,86	0,88	0,68	0,76	1,07	0,95	0,79
Dy	5,46	5,4	5,7	4,37	4,91	6,39	5,57	5,11
Ho	1,16	1,23	1,21	0,96	1,1	1,35	1,22	1,12
Er	3,17	3,19	3,32	2,82	2,86	3,81	3,43	3,18
Tm	0,52	0,5	0,5	0,37	0,42	0,61	0,53	0,52
Yb	2,74	2,88	3,16	2,45	2,78	3,31	2,8	2,68
Lu	0,44	0,45	0,44	0,38	0,47	0,55	0,48	0,43
V	311	297	329	293	295	341	335	378
Cr	225	184	212	137	116	149	228	225

Порода	1	1	1	2	2	1	1	1
Номер пробы	272	274-1	1165	1214	1216	1247	2100	2156
Широта	66°3'2,70"	66°2'53,72"	66°6'7,83"	65°45'48,23"	65°45'16,99"	65°33'12,96"	66°3'28,12"	65°45'28,57"
Долгота	111°47'3,03"	111°47'10,59"	111°52'9,70"	110°22'51,82"	110°23'7,90"	110°32'42,52"	111°47'34,71"	110°19'17,76"
Ni	142	139	126	125	130	110	112	68,3
Rb	11,3	10,5	13,5	15,3	13,3	14,2	12,2	15,8
Sr	202	224	204	191	203	212	216	221
Y	30,7	30,5	32	24,9	28,2	35,6	33,4	29,9
Zr	116	118	126	86,9	103	149	122	95,1
Nb	5,47	5,69	5,69	4,32	4,93	6,52	5,63	4,9
Ba	146	153	161	120	136	169	155	155
Hf	2,97	3,04	3,2	2,24	2,57	3,71	3,19	2,56
Ta	0,38	0,38	0,38	0,29	0,3	0,42	0,33	0,34
Pb	1,38	1,9	1,43	4,94	1,28	2,57	1,84	1,52
Th	1,19	1,49	1,24	1,03	1,2	1,46	1,23	1,2
U	0,43	0,39	0,45	0,42	0,48	0,47	0,43	0,54

Примечание. Разновидности пород: 1 – долериты оливин-клинопироксеновые, 2 – долериты двупироксеновые. Петрохимические коэффициенты: фракционирования – $Kf = \frac{\Sigma Fe}{(\Sigma Fe + MgO)} \times 100$, магнезиальности – $\frac{MgO}{(MgO + \Sigma Fe)} \times 100$, титанистости – $\frac{TiO_2}{\Sigma Fe} \times 100$, глиноземистости – $\frac{Al_2O_3}{(\Sigma Fe + MgO)}$; серийный индекс Ритмана – $\frac{(Na_2O + K_2O)^2}{(SiO_2 - 43)}$, общей кислотности A_c и щелочности $(K + Na)/Ca$ по данным [Бородин, 1987].

Химический состав, петрохимические коэффициенты и содержания редкоземельных элементов в долеритах оленёк-велингинского комплекса приведены в табл. 13.

Долериты оленек-велингинского комплекса характеризуются повышенными значениями фактора Кенигсбергера (Q) и величины остаточной намагниченности I_n , а также несколько повышенной плотностью пород (табл. 14).

Т а б л и ц а 14

**Петрофизические характеристики долеритов
оленёк-велингинского комплекса [Салихов, 2007]**

Номер группы пород	Количество образцов	$\sigma, 10^{-3} \text{ кг/м}^3$	$\chi, 10^{-5} \text{ ед. СИ}$	$I_n, 10^{-3} \text{ А/м}$	Q	Знак I_n
1	5386	2,941	945,6	8294,9	14,62	+
2	552	2,919	222,5	832,4	4,74	+
3	590	2,949	836,7	2586,5	5,15	+

П р и м е ч а н и е . 1 – долериты недифференцированных интрузий, 2 – долериты и габбродолериты дифференцированных интрузий, 3 – долериты дайковых тел (подводящие каналы) и глубинных маломощных пластовых интрузий, залегающих среди карбонатных пород. Петрофизические характеристики: σ – плотность, χ – магнитная восприимчивость, I_n (ЕОН) – естественная остаточная намагниченность. Знак I_n – направление векторов I_n (ЕОН). Q – фактор Кенигсбергера.

Возрастное положение интрузий оленёк-велингинского комплекса, по геологическим данным, определяется приуроченностью их к границе карбонатных пород силура и ордовика с терригенными породами карбона и перми. При этом они ороговиковают осадочные отложения, содержащие спорово-пыльцевые комплексы поздней перми. Кроме того, нами получено радиологическое датирование цирконов U-Pb методом, выполненное в ЦИИ «ВСЕГЕИ» на SHRIMP II. В пробе 1214 из обн. (пункт на карте – 34) наиболее молодые значения получены по фрагменту зерна циркона неправильной формы с возрастaми $256 \pm 6,2$ млн лет (широкая светлая кайма со слабовыраженными элементами зональности). Содержания U, Th составляют 75 и 53 ppm, соответственно и не характерны для обычно высокоурановых «базитовых цирконов». Данных для определения генезиса циркона в этом случае недостаточно. Результаты датирования не могут рассматриваться в качестве надежного обоснования изотопного возраста долеритов, а могут быть использованы для предварительной оценки времени кристаллизации долеритов.

Раннетриасовый возраст оленёк-велингинского комплекса принят согласно Легенде Анабаро-Вилуйской серии ГК-1000/3 [Легенда ..., 2009].

Особое место среди петрографических разновидностей долеритов всех трех интрузивных комплексов занимают долериты и габбродолериты с повышенным содержанием вулканического стекла (мезостазиса), появление которых в составе интрузии, вероятно, является признаком внутрикамерной дифференциации базитового расплава. Макроскопически – это породы темно-серого до черного цвета тонко-мелкозернистые, реже среднезернистые, массивной текстуры, отличающиеся от других долеритов более темной окраской. Под микроскопом долериты и габбродолериты обнаруживают порфиоровую, порфиоро-

видную, пойкилоофитовую, гломеропойкилоофитовую структуры при офитовой, призматическизернистой структуре основной массы. Текстура пород атакситовая (структурный таксит).

Состав пород (%): плагиоклаз – 30–35, клинопироксен – 30–35, оливин – 5–10, реже – до 15–20, биотит <5, мезостази́с (вулканическое стекло) – от 15–20 до 30–40. Рудные минералы представлены (%): титаномагнетитом – 3–5 и ильменитом – 1–2; акцессорные: апатитом <1 и цирконом <1; вторичные: идингситом – 10–15, серпентином – 7–10 и тальком.

Породы состоят из крупных (до 2×6 мм) фенокристаллов клинопироксена, единичных таблитчатых протовкрапленников (интрателлурические вкрапленники), плагиоклаза размером $0,5 \times 1,0$ мм, которые заключены в тонко-мелкозернистую, реже мелко-среднезернистую основную массу. Основная масса сложена мелкими, размером от $0,1$ – $0,5$ мм иногда до $1,0$ – $1,5$ мм по удлинению, лейстами и призмами плагиоклаза, к интерстициям которых приурочены изометричные, редко полигональные зерна оливина и клинопироксена размером $0,05$ – $0,5$ мм в поперечнике, а также участки разложившего вулканического стекла.

Плагиоклаз присутствует в трех генерациях. Плагиоклаз I представлен протокристаллами (интрателлурическими вкрапленниками или их обломками); плагиоклаз II – призматическими, удлиненно-призматическими кристаллами, слагающими основную массу породы; плагиоклаз III – кристаллитами, приуроченными к участкам вулканического стекла.

Плагиоклаз I встречается в виде единичных зональных кристаллов таблитчатого габитуса размером до $1,0 \times 1,5$ мм, содержащих включения вулканического стекла.

Плагиоклаз II представлен двумя морфологическими разновидностями – мелкими короткопризматическими зернами (размер $0,2$ – $0,4 \times 0,4$ – $0,6$ мм) и удлиненно-призматическими кристаллами и лейстами, преобладающими в количественном отношении и слагающими основную массу породы. Призматические кристаллы имеют размер до $1,5$ – $2,0 \times 2,5$ – $3,0$ мм, лейсты – до $1,0$ – $3,0$ мм по удлинению, обладают зональным строением и полисинтетически сдвойникованы. Состав центральной части плагиоклаза II соответствует битовниту № 76–84 (An_{76-84} , $Or_{0-0,6}$), а краевой зоны – лабрадору № 61–65 (An_{61-65} , $Or_{0-0,6}$). Отмечаются вариации состава плагиоклаза в зависимости от состава вулканического стекла. В долерите, обладающем кислым составом стекла, породообразующий плагиоклаз соответствует лабрадору № 65–66 (An_{65-66} , $Or_{1,4}$), в то время как в долерите с более щелочным составом стекла – это битовнит № 76–84 (An_{76-84} , $Or_{0-2,7}$) в центральной части кристалла, а в периферической зоне лабрадор № 60–63 (An_{60-63} , $Or_{0-2,7}$).

Плагиоклаз III приурочен к участкам разложившего вулканического стекла наряду с калиевым полевым шпатом, кварцем, высокожелезистыми клинопироксеном и оливином, а также магнетитом и апатитом. Состав рассматриваемого парагенезиса отличается от главного минерального парагенезиса долерита, представленного основным плагиоклазом, низкожелезистыми клинопироксеном и оливином.

Кристаллиты плагиоклаза III отличаются от породообразующего плагиоклаза не только морфологией кристаллов, но и более кислым составом. Они

образуют игольчатые кристаллы размером $0,01-0,005 \times 0,01-0,02$ мм, реже лейсты размером $0,01-0,015 \times 0,15-0,2$ мм, нередко с зауженными концами, прямолинейные или дугообразно изогнутые. Последнее свидетельствует о нестабильности условий раскристаллизации стекла. Состав плагиоклаза III соответствует андезину № 36,6–42,3 ($An_{36,6-42,3}$, $Or_{5,3-6,2}$). В габбродолеритах установлены кристаллиты более кислого состава, соответствующие олигоклазу № 14–18 (An_{14-18} , $Or_{5,2-7,7}$) количество $K_2O = 0,92-1,43$ вес. %.

Клинопироксен образует две генерации. Клинопироксен I формирует мелкие (размером $0,2-0,3$ мм в поперечнике) угловатые зерна, которые совместно с оливином выполняют интерстиции лейст плагиоклаза, входя в состав основной массы породы, и крупные (до $2,0 \times 6,0$ мм) фенокристаллы, которые преобладают в количественном отношении, содержат обильные пойкилитовые включения. На контакте с вулканическим стеклом клинопироксен I характеризуется повышенной железистостью.

Клинопироксен II приурочен к скоплениям вулканического стекла, образуя кристаллы удлиненнопризматической формы размером до $0,01-0,03 \times 1,0-1,2$ мм, а также мелкие размером $0,01 \times 0,05$ мм и менее зерна клиновидной, угловато-неправильной формы. Минерал обладает зеленовато-коричневатой окраской, плеохроизмом от зеленовато-коричневатого по Nq до слабокоричневатой по Nr. В пределах участков вулканического стекла кристаллиты клинопироксена II образуют серию субпараллельно ориентированных кристаллов. По соотношению катионов Mg, Ca и Fe клинопироксен относится к группе феррогеденбергита или бедного Ca ферроавгита (рис. 2).

Оливин, как и клинопироксен, образует две генерации. Оливин I слагает мелкие зерна размером $0,05-0,1$ мм, а также крупные фенокристаллы размером до $2,5 \times 3,0$ мм. Оливин II формирует идиоморфные короткопризматические кристаллы размером $0,001-0,002$ мм, приуроченные к вулканическому стеклу. Оливины I и II по составу относятся к высокожелезистой разновидности – фаялиту с содержанием фаялитового минала $80-91$, в кристаллитах – от $85,2$ до $90,7$ %.

Оливины I и II частично замещены буровато-желтым изотропным и аномально анизотропным палагонитом и оранжево-бурым иддингситоподобным агрегатом.

Калиевый полевой шпат встречен только в вулканическом стекле в виде мелких ($0,01-0,015$ мм) зерен, приуроченных к интерстициям кристаллитов плагиоклаза. Калиевый полевой шпат имеет низкую (серую) интерференционную окраску, низкий (по сравнению с кристаллитами плагиоклаза) рельеф, анизотропен, содержание K_2O в нем варьирует от $8,99$ до $10,96$ при содержании Na_2O $3,3-5,35$ %. Кроме того, калиевый полевой шпат постоянно содержит примесь железа – $0,64-3,25$ вес. %. По мнению ряда исследователей [Дир и др., 1966], катион Fe^{2+} не входит в структуру калиевого полевого шпата, а присутствует в нем в качестве примеси. Однако экспериментально установлено изоморфное замещение алюминия железом (Fe^{3+}) и образование железистого ортоклаза ($KFeSi_3O_8$) [Дир и др., 1966]. По химическому составу, кристаллохимическим особенностям и соотношению миналов калиевый полевой шпат из вулканического стекла может соответствовать железистым ортоклазу и микроклину, но для окончательного решения этого вопроса необходимы рентгеноструктурные исследования.

Кварц присутствует только в вулканическом стекле, часто в ассоциации с кристаллитами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Он образует бесцветные прозрачные изометричные зерна размером 0,01–0,05 мм, в скрещенных николях имеет низкую интерференционную окраску, анизотропный. В составе зерен кварца из химических элементов определен только SiO_2 .

Рудные минералы представлены вкрапленностью магнетита, преобладающего в количественном отношении, и ильменита. Оба минерала присутствуют в двух генерациях. Магнетит I представлен вкрапленностью титаномагнетита, а магнетит II – кристаллитами магнетита в вулканическом стекле. Содержание TiO_2 в титаномагнетите может колебаться от 6,98 до 27,77 мас. % [Минералы, т. II, вып. 3, 1967], поэтому все магнетиты с содержанием TiO_2 более 6,98 % относятся к титаномагнетиту, а с содержанием TiO_2 менее 6,98 % – к магнетиту. Морфологически эти разновидности резко различаются между собой.

Магнетит I образует скелетные кристаллы причудливой конфигурации, часто угловатые, иногда крестообразные сростки размером до 1,5–2,5 мм в поперечнике. Нередко скелетные кристаллы магнетита I приурочены к контакту породообразующих минералов, чаще всего пироксена с вулканическим стеклом. Судя по характеру соотношений, магнетит I кристаллизовался на завершающей стадии образования породы. Об этом свидетельствует наличие вростков титаномагнетита в кристаллах клинопироксена, реже – плагиоклаза, а также присутствие пойкилитовых включений мелких зерен плагиоклаза и клинопироксена в титаномагнетите. В отраженном свете титаномагнетит обнаруживает коричневатую-светло-серую окраску, изотропен, по оптическим свойствам отчетливо отличается от ильменита, который образует в нем многочисленные структуры распада (ламелли). В кристаллах магнетита I содержание TiO_2 составляет 1,5–20,27 вес. % при доле минала ильменита (FeTiO_3) 3,6–42,5 %. Содержание FeO при этом варьирует от 75,3 до 91,56 вес. %. Такие большие вариации содержания FeO и TiO_2 обусловлены изменчивостью состава магнетита I, представляющего твердый раствор магнетит-ильменит, распад которого сопровождается перераспределением TiO_2 с образованием ламелл ильменита. Из элементов-примесей в магнетите I, помимо TiO_2 , отмечаются (вес. %): Al_2O_3 – 1,53–2,72, MnO – 0,34–0,59 и V_2O_5 – 0,74–0,9.

В кристаллитах магнетита II примеси MnO и V_2O_5 отсутствуют. Химический состав его соответствует магнетиту с содержанием TiO_2 0,48 вес. % при содержании магнетитового минала 96,2 %. Из примесей установлены SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , сумма их составляет 2,4 вес. %.

Ильменит образует две генерации, из которых ильменит I представлен мелкой вкрапленностью пластинок размером 0,01–0,03 × 0,1–0,2 мм, а ильменит II – пластинчатыми ламеллями толщиной от тысячных долей мм до 0,03 мм в магнетите I.

Ильмениты I и II различаются только морфологически, их химический состав идентичен. Содержание ильменитового минала в ильмените I – 98,58 %, в ламеллях ильменита II – 95,79–96,94 %. Кроме того, в ильменитах содержится примесь MgO , MnO и V_2O_5 , их содержание в сумме не превышает 1,0–1,5 вес. %.

Вулканическое стекло (мезостази) приурочено к интерстициям породообразующих минералов. Стекло состоит из бурого разложившегося и частично раскристаллизованного агрегата. Среди продуктов раскристаллизации стекла,

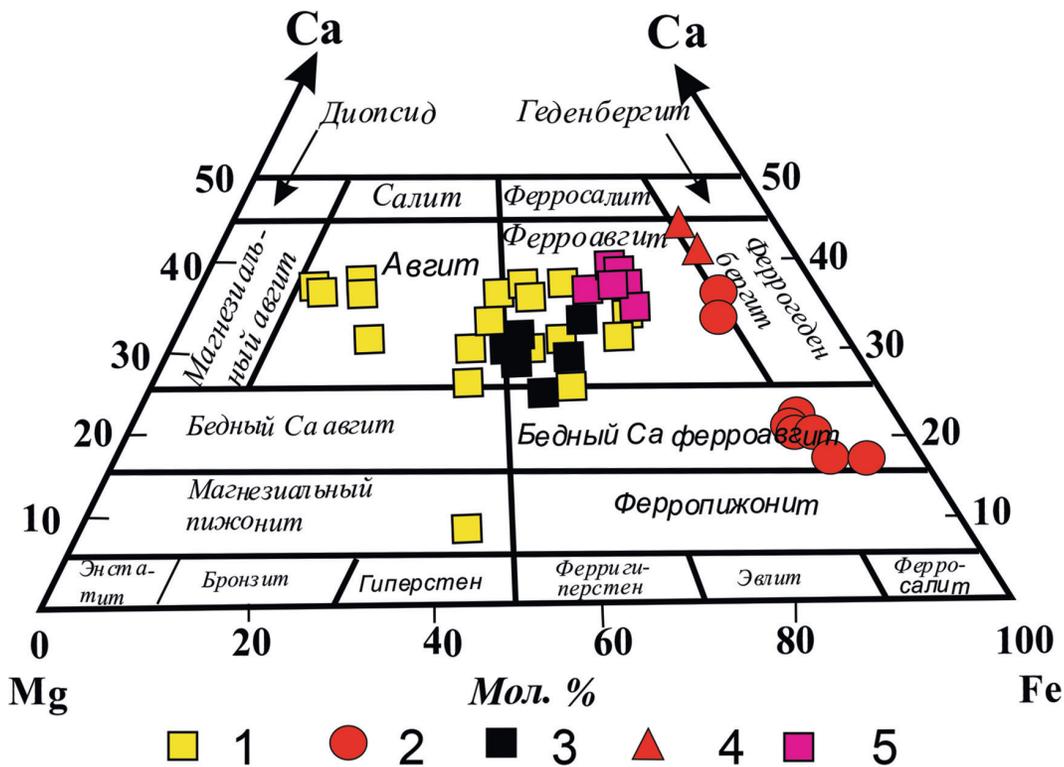


Рис. 2. Область составов клинопироксенов I и II генераций из оливин-клинопироксеновых долеритов и габбродолеритов с повышенным содержанием стекла.

На диаграмме пироксенов ряда $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]-\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]-\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]-\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (по Полдеварту-Хессу, некоторые границы даны по И. В. Гинзбургу) [Минералы, т. III, вып. 2, 1981].

1–2 – долериты: 1 – клинопироксены I, 2 – клинопироксены II (кристаллиты); 3–5 – габбродолериты: 3 – клинопироксены I, 4 – клинопироксен II (кристаллиты), 5 – клинопироксен I на контакте с вулканическим стеклом, клинопироксены II.

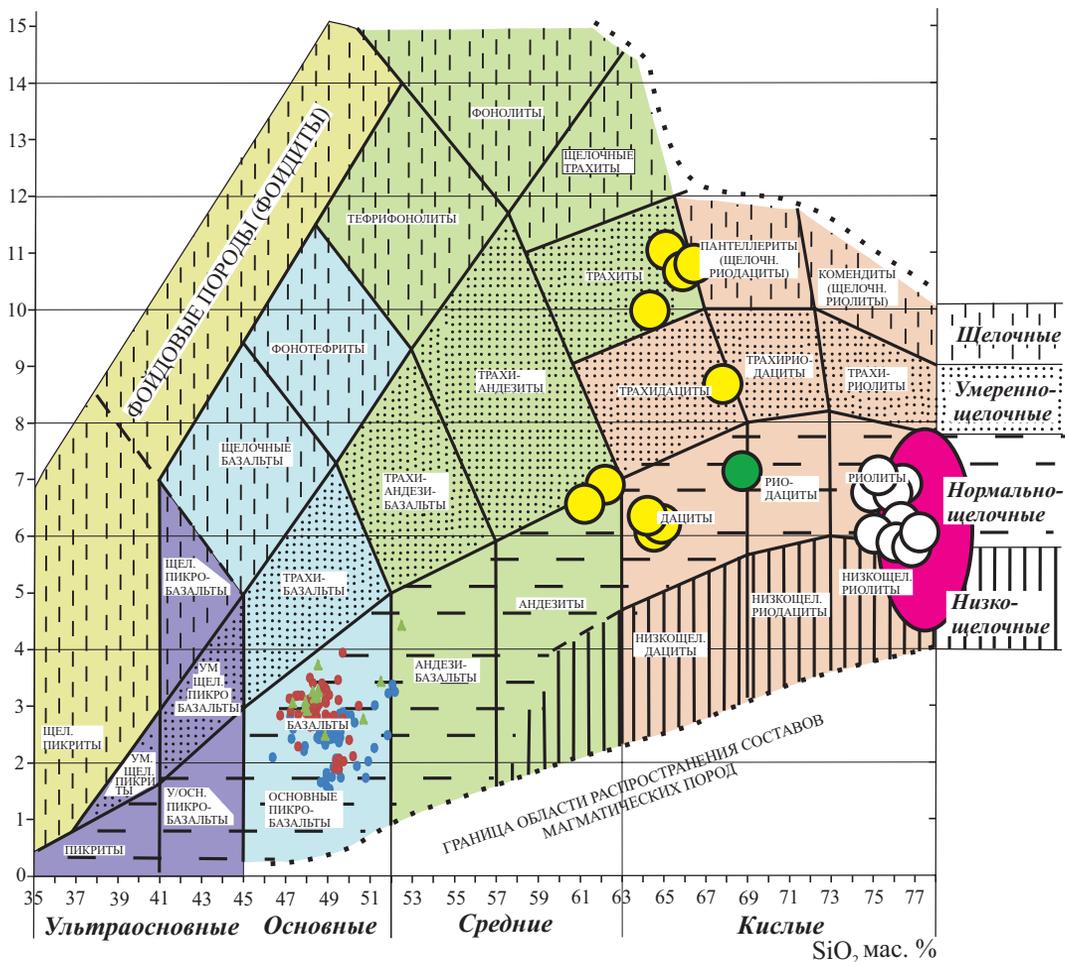


Рис. 3. Диаграмма сумма щелочей–кремнезема (TAS) для классификации магматических (вулканических) пород [Петрографический ..., 2008] и положение на ней фигуративных точек вулканического стекла долеритов и габродолеритов с повышенным содержанием стекла.

1 – долериты с бурым непрозрачным вулканическим стеклом, 2 – то же, с прозрачным изотропным вулканическим стеклом, 3 – габродолерит с бесцветным вулканическим стеклом, 4 – вулканическое интерстиционное стекло из толеитовых базальтов Исландии, 5–7 – долериты: 5 – катангского, 6 – оленёк-велингининского, 7 – кузьмовского интрузивных комплексов триасовой трапповой формации Сибирской платформы на листе Q-49 – Удачный.

содержание которых составляет 30–40% от общего количества стекла, отмечаются многочисленные микролиты зонального сдвойникового плагиоклаза: шестоватые, призматические, пластинчатые скопления кристаллитов высокожелезистого клинопироксена, мелкие (0,1–0,25 мм в поперечнике) полигональные (шестиугольные, квадратные, восьмиугольные) псевдоморфозы желтого серпентин-палагонитового агрегата по оливину, стреловидные и крестообразные срастания магнетита, радиально-лучистые скопления игольчатого апатита, кристаллы калиевого полевого шпата и кварца. В количественном отношении преобладают плагиоклаз и клинопироксен, реже встречаются магнетит, оливин и апатит, еще реже – калиевый полевой шпат и кварц. Кристаллиты в мезостазиесе распределены неравномерно. При этом химический состав вулканического стекла габбродолеритов и долеритов по содержанию большинства петрогенных компонентов варьирует от риолитового до трахириолитового и трахидацитового (табл. 15; рис. 3), средний состав вулканического стекла долерита близок к составу интерстиционного вулканического стекла в толеитовых базальтах Исландии и аналогичен составу трахириолитов Закавказья, отличаясь от последних более низким содержанием K_2O .

Таблица 15

Химический состав (вес. %) долеритов (А) и вулканического стекла (Б) в них

Номер пробы	1055		1056		169
Широта	65°3'9,1»		65°3'23,2»		64° 32'18,7»
Долгота	109°17'18,2»		109°17'46,5»		109°20'31,8»
Химсостав	А	Б	А	Б	Б
SiO ₂	52,14	75,03	50,71	68,89	64,31
TiO ₂	0,93	0,32	2,16	0,75	0,70
Al ₂ O ₃	15,16	12,01	12,48	12,70	14,90
Fe ₂ O ₃	2,34		6,74		
FeO	7,38	0,97	8,86	6,83	6,39
MgO	6,09	0,60	4,72		2,67
MnO	0,17		0,23		0,28
CaO	10,17	0,48	9,11	2,46	2,07
Na ₂ O	2,37	3,75	2,02	4,62	4,36
K ₂ O	0,67	2,74	0,74	2,55	4,44
P ₂ O ₅	0,12	–	0,11	–	0,75
V ₂ O ₃	–	1,5	–	0,9	0,3
Σ	98,47	96,29	97,78	99,57	100,0
Ac	0,78	–	0,81	–	–
(K+Na)/Ca	0,50	–	0,50	–	–

Примечание. А, Б – химический состав: А – долерита, Б – вулканического стекла в долерите.

Участки интерстиционного (глубули не встречены) вулканического стекла сформировались в процессе охлаждения и кристаллизации гомогенного магматического расплава основного состава и распада его на две несмешиваю-

щиеся химически контрастные жидкости. Одна из них мафическая – характеризовалась основным нормальнощелочным составом и была обогащена FeO, CaO и MgO. Она преобладала по объему и определяла валовый химический состав породы – долерита, базальта. Другая (сиалическая) обладала кислым или кислым умереннощелочным составом и была обогащена SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и K₂O. Она занимала незначительный объем, продуктом ее раскристаллизации является вулканическое стекло и заключенные в него минералы (кристаллиты).

В процессе раскристаллизации мафической составляющей расплава был сформирован минеральный парагенезис породы: клинопироксен I ± ортопироксен I ± биотит + оливин I + плагиоклаз I, II. Результатом раскристаллизации сиалической составляющей расплава стал минеральный парагенезис, включающий клинопироксен II + оливин II + плагиоклаз III + калиевый полевой шпат + кварц + кислое умереннощелочное вулканическое стекло. При сравнении состава фемических минералов указанных парагенезисов отмечается более высокая железистость клинопироксена II и оливина II, кристаллизующихся в составе вулканического стекла, по сравнению с клинопироксеном I и оливином I – главными порообразующими минералами. Подобные различия можно объяснить, исходя из принципа кислотно-основного взаимодействия [Коржинский, 1966; 1973; Петрографический словарь ..., 1981], согласно которому повышение кислотности расплавов должно сопровождаться понижением активности оснований, при этом более сильные основания замещаются более слабыми основаниями. В результате магний, который можно рассматривать в качестве более сильного основания, замещается более слабым основанием, например, железом, что приводит к повышению железистости фемических минералов – кристаллитов клинопироксена и оливина в вулканическом стекле относительно клинопироксена и оливина во вмещающей породе.

Для долеритов и габбродолеритов с повышенным содержанием вулканического стекла характерно повышенное значение параметров как щелочности, так и кислотности, а также несколько повышенное содержание в них K₂O, Na₂O и SiO₂ (табл. 16) по сравнению со средними значениями этих элементов в выборках интрузивных комплексов (табл. 17). В долеритах с содержанием вулканического стекла 25–35 объем. % величина параметра щелочности Na + K/Ca составляет 0,35–1,14, тогда как в долеритах с незначительным содержанием стекла (5–7 объем. %) она не превышает 0,40 (табл. 16).

Определяющая роль при выделении интрузивных комплексов наряду с геологическими, минералого-петрографическими и радиологическими критериями принадлежит к петрохимическим и геохимическим критериям. В результате проведенных исследований интрузивных образований трапповой формации листа Q-49 – Удачный среди них выявлены три группы пород, которые значимо различаются по величине параметра щелочности (K + Na)/Ca, а также содержанию РЗЭ (редкоземельных элементов) (табл. 17, рис. 4, 5).

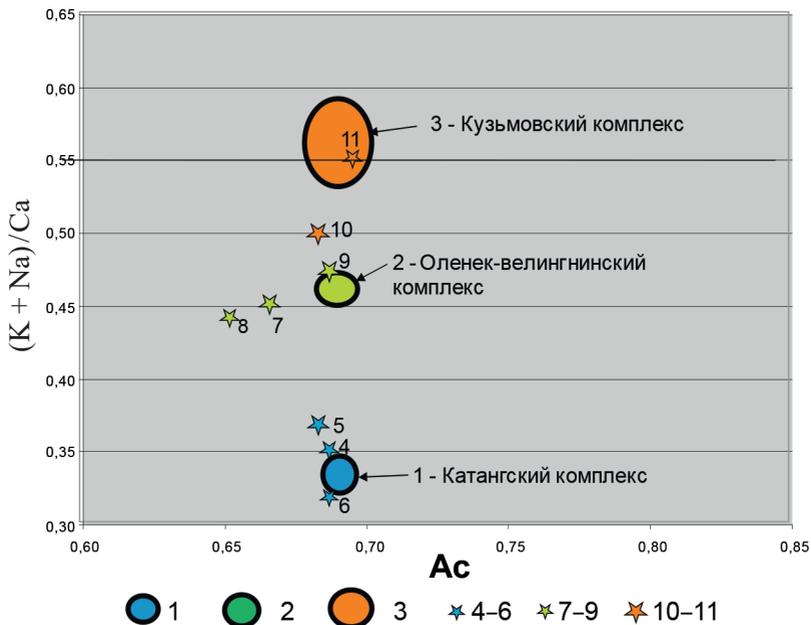


Рис. 4. Средние значения и 95-процентные доверительные интервалы петрохимических параметров кислотности A_c и щелочности $(K + Na)/Ca^*$ долеритов интрузивных комплексов трапповой формации листа Q-49 – Удачный.

1–3 – интрузивные комплексы: 1 – катангский (n = 76), 2 – оленёк-велингнинский (n = 94), 3 – кузьмовский (n = 7); 4–11 – интрузивные комплексы участков детальных работ [Сивчиков, 2011]: 4–6 – катангский комплекс, участки: 4 – Комсомольский (n = 40), Моркока (n = 14), 6 – Черный (n = 15); 7–9 – оленёк-велингнинский комплекс, участки: 7 – Моркока (недифференцированные интрузии) (n = 26), 8 – Моркока (дифференцированные интрузии) (n = 26), 9 – Трасса (n = 11); 10–11 – кузьмовский комплекс, участки: 10 – Алаakit (n = 17), 11 – Высотный (n = 10).

*Параметры A_c и $(K + Na)/Ca$ по Бородину [Бородин, 1987].

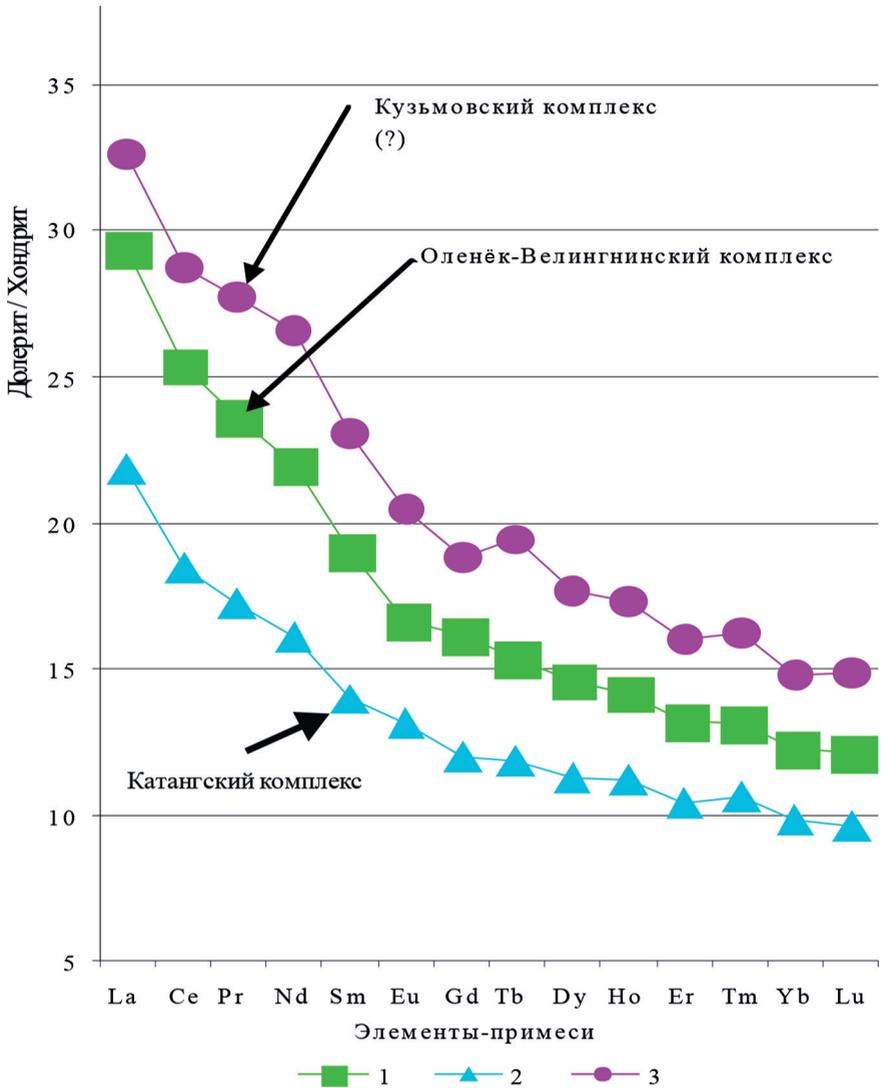


Рис. 5. Кривые распределения нормированных к хондриту содержания РЗЭ в долеритах интрузивных комплексов листа Q-49 – Удачный [Балашов, 1985].

1 – оленек-велинггинский (n = 87), 2 – катангский (n = 77), 3 – кузьмовский (n = 7).

**Химический состав (вес. %), петрохимические коэффициенты и содержания РЗЭ (г/т)
в долеритах и габбродолеритах с повышенным содержанием вулканического стекла**

Комплекс	Катангский (βТ,kt)			Кузьмовский (βТ,kz)		Оленёк-велинггинский (νβТ,ov)		
	2	1	2	3	4	2	2	5
Порода	2	1	2	3	4	2	2	5
Мезостазиc, %	30–35	25–27	10–15	15–20	50–55	15–20	15–18	5–10
Номер пробы	353	182	24	104	1065	372	190	7
Широта	65°47'73,9"	64°29'21,6"	65°11'38,8"	64°59'17,3"	64°57'48,3"	65°32'44,1"	64°18'9,5"	65°17'51,2"
Долгота	110°21'46,2"	109°15'41,7"	108°37'45,4"	109°30'41,6"	109°26'0,1"	110°32'1,9"	109°17'9,8"	108°3'25,5"
SiO ₂	49,6	52,51	51,27	52,53	51,55	52,2	49,45	50,04
TiO ₂	0,97	1,0	0,9	2,2	2,6	0,93	1,3	1,6
Al ₂ O ₃	15,2	15,15	15,09	11,04	10,98	15,2	15,07	12,68
Fe ₂ O ₃ общ	11,8	10,42	10,41	18,38	19,98	10,2	12,85	14,58
MnO	0,18	0,153	0,148	0,231	0,27	0,15	0,18	0,251
MgO	7,6	6,0	6,3	1,7	2,6	6,5	6,4	5,7
CaO	11,5	0,15	10,14	6,37	6,91	10,2	11,03	10,44
Na ₂ O	2,0	2,5	2,1	3,1	2,2	2,2	2,2	1,8
K ₂ O	0,4	0,6	0,9	1,4	1,2	1,0	0,4	0,6
P ₂ O ₅	0,10	0,15	0,12	0,38	0,24	0,11	0,14	0,04
ппп	0,1	1,6	1,8	3,0	1,3	0,0	0,9	0,9
Сумма	99,5	100,2	99,2	100,2	99,6	100,0	99,9	98,6
FeO	7,97	7,03	6,40	7,65	11,03	7,82	8,45	6,99
Fe ₂ O ₃	2,97	2,61	3,30	9,88	7,48	1,78	3,46	6,81
MgO + CaO	19,1	6,15	16,44	8,07	9,51	16,7	17,43	16,14

Комплекс	Катангский (βT,kt)			Кузьмовский (βT,kz)		Оленёк-велингнинский (vβT,ov)		
	2	1	2	3	4	2	2	5
Порода	2	1	2	3	4	2	2	5
Мезостазис, %	30–35	25–27	10–15	15–20	50–55	15–20	15–18	5–10
Номер пробы	353	182	24	104	1065	372	190	7
Широта	65°47'73,9"	64°29'21,6"	65°11'38,8"	64°59'17,3"	64°57'48,3"	65°32'44,1"	64°18'9,5"	65°17'51,2"
Долгота	110°21'46,2"	109°15'41,7"	108°37'45,4"	109°30'41,6"	109°26'0,1"	110°32'1,9"	109°17'9,8"	108°3'25,5"
ΣFe	10,94	9,64	9,7	17,53	18,51	9,6	11,91	13,8
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	2,4	3,1	3	4,5	3,4	3,2	2,6	2,4
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	5,00	4,17	2,33	2,21	1,83	2,20	5,50	
Kф	59,01	61,64	60,63	91,16	87,68	59,63	65,05	70,77
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \times 100$	37,26	37,13	51,56	129,15	67,82	22,76	40,95	97,42
$\text{MgO}/(\text{MgO} + \Sigma\text{Fe}) \times 100$	40,99	38,36	39,38	8,84	12,32	40,37	34,95	29,23
$\text{TiO}_2/\Sigma\text{Fe} \times 100$	8,87	10,37	9,28	12,55	14,05	9,69	10,92	11,59
$\text{Al}_2\text{O}_3/(\Sigma\text{Fe} + \text{MgO})$	0,82	0,97	0,94	0,57	0,52	0,94	0,82	0,65
$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2 - 43)$	0,87	1,01	1,09	2,12	1,35	1,11	1,05	0,82
Ac	0,69	1,12	0,77	0,94	0,90	0,76	0,71	0,79
$(\text{K} + \text{Na})/\text{Ca}$	0,36	34,92	0,48	1,14	0,78	0,51	0,40	0,38

Примечание. 1 – долерит клинопироксен-оливиновый, 2 – долерит оливин-клинопироксеновый, 3 – габродолерит оливин-клинопироксеновый, 4 – долеритобазальт оливин-клинопироксеновый, 5 – габродолерит ортопироксен-клинопироксеновый. Петрохимические коэффициенты: фракционирования – $\text{Kф} = \Sigma\text{Fe}/(\Sigma\text{Fe} + \text{MgO}) \times 100$, магнезиальности – $\text{MgO}/(\text{MgO} + \Sigma\text{Fe}) \times 100$, титанистости – $\text{TiO}_2/\Sigma\text{Fe} \times 100$, глиноземистости – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\Sigma\text{Fe} + \text{MgO})$, серийный индекс Риттмана – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2 - 43)$, общей кислотности Ac и щелочности $(\text{K} + \text{Na})/\text{Ca}$ по данным [Бородин, 1987].

Средний химический состав (вес. %), 95-процентные доверительные интервалы, петрохимические коэффициенты и нормированные по хондриту средние значения содержаний РЗЭ (г/т)

Комплекс	Катангский (βT_{kt})	Кузьмовский (βT_{kz})	Оленёк-велингнинский ($\nu \beta T_{ov}$)
Количество проб	76	7	94
SiO ₂	49,19 ± 0,17	48,35 ± 0,19	48,84 ± 0,23
TiO ₂	1,09 ± 0,04	2,06 ± 0,07	1,44 ± 0,06
Al ₂ O ₃	15,03 ± 0,13	14,40 ± 0,31	14,91 ± 0,15
Fe ₂ O ₃	2,96 ± 0,19	3,97 ± 0,89	3,55 ± 0,21
FeO	8,56 ± 0,17	10,57 ± 0,76	9,06 ± 0,30
MnO	0,18 ± 0,0	0,22 ± 0,01	0,20 ± 0,01
MgO	7,72 ± 0,20	5,90 ± 0,54	6,61 ± 0,18
CaO	11,39 ± 0,11	9,65 ± 0,18	10,67 ± 0,14
Na ₂ O	1,82 ± 0,07	2,55 ± 0,13	2,33 ± 0,05
K ₂ O	0,41 ± 0,02	0,68 ± 0,11	0,58 ± 0,04
P ₂ O ₅	0,08 ± 0,01	0,230 ± 0,1	0,15 ± 0,01
ппп	0,64 ± 0,11	0,55 ± 0,36	0,69 ± 0,13
Сумма	99,06 ± 0,16	99,12 ± 0,39	99,72 ± 0,12
Ac	0,69 ± 0,01	0,69 ± 0,01	0,69 ± 0,01
(Na + K)/Ca	0,33 ± 0,01	0,56 ± 0,03	0,46 ± 0,01
Количество проб	77	7	87
La	21,87	32,65	29,40
Ce	18,47	28,74	25,40
Pr	17,24	27,78	23,60
Nd	16,12	26,59	21,98
Sm	13,95	23,05	18,98
Eu	13,08	20,50	16,67
Gd	11,97	18,79	16,18
Tb	11,80	19,46	15,38
Dy	11,26	17,65	14,56
Ho	11,16	17,31	14,21
Er	10,41	16,04	13,17
Tm	10,59	16,26	13,10
Yb	9,84	14,81	12,23
Lu	9,65	14,87	12,09

Примечание. Петрохимические коэффициенты: общей кислотности Ac и щелочности (K + Na)/Ca по Бродину [Бородин, 1987]. Содержания редкоземельных элементов в хондрите приведены по Балашову [Балашов, 1985].

Выделенные группы пород, характеризующиеся низкими, средними и высокими значениями параметра щелочности и содержаний РЗЭ, слагают соответственно катангский, оленёк-велингнинский и кузьмовский интрузивные комплексы. Это согласуется с данными других исследователей по характеристике интрузивных комплексов трапповой формации на участках детальных работ, расположенных на территории листа Q-49 – Удачный [Сивчиков, 2011]. Следует отметить, что возрастание параметра щелочности в сравниваемых интрузивных комплексах сопровождается увеличением в них содержаний K_2O , Na_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 и FeO , тогда как содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO понижаются. Величина параметра кислотности A_c для всех интрузивных комплексов составляет <1 , что свидетельствует о недосыщенности пород кремнеземом. Магматиты всех комплексов относятся к подотряду нормальнощелочных, отряда основных плутонических пород [Петрографический кодекс, 2008], поскольку содержание SiO_2 в них >45 и <52 вес. %, а сумма $K_2O + Na_2O >0,5$ и <5 вес. % (табл. 15). Судя по содержанию SiO_2 , K_2O и Na_2O , присутствию гиперстена, магматиты интрузивных комплексов трапповой формации схожи с базальтами толеитовой серии вулканических пород [Интерпретация ..., 2001].

Приведенные петрохимические и геохимические данные о расчленении интрузивных магматитов трапповой формации листа Q-49 – Удачный на три различающихся по щелочности и содержанию РЗЭ интрузивных комплекса согласуются с представлениями о разделении базитовой субформации трапповой формации на три фации щелочности: калиевую, натриевую и нормальную [Виленский, 1970]. При этом предполагалось, что они отражают три разновозрастные стадии вещественной эволюции мантийного магматического очага. Впоследствии в восточной части Тунгусской синеклизы были выделены три, значимо различающиеся по возрасту и составу, петрохимические группы магматитов, представляющих три фазы внедрения базитового расплава [Убинин, 2001]. По химическому составу и содержанию элементов-примесей первая фаза сопоставима с оленёк-велингнинским, вторая – с катангским и третья – с кузьмовским интрузивными комплексами.

Интрузивные образования листа Q-49 приурочены к двум тектоно-магматическим циклам – среднепалеозойскому и позднепалеозойскому–раннемезозойскому. Они резко различаются между собой как временем формирования, так и формационной принадлежностью.

Среднепалеозойский тектоно-магматический цикл фиксируется проявлением в районе кимберлитового магматизма и формированием небольших обособленных магматических тел центрального типа и сопровождающих их жил, сложенных породами кимберлитовой формации. Они объединяются в далдыно-алакитский кимберлитовый комплекс.

Мощно проявленный позднепалеозойско–раннемезозойский цикл обусловил формирование многочисленных интрузий основного состава трапповой формации пластового и секущего типов. В пределах площади листа развиты интрузии позднепермско–раннетриасового возраста оленёк-велингнинского комплекса габбродолеритов и такситовых долеритов, катангского долеритового комплекса и кузьмовского комплекса феррогаббродолеритов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа Q-49 в архейском кристаллическом фундаменте широко распространены полиметаморфические преобразования пород, связанные с архейско-раннепротерозойским региональным метаморфизмом, а в верхнепротерозойско-фанерозойском осадочно-вулканогенном платформенном чехле – локальные термально-метасоматические изменения пород, связанные с проявлениями интрузивного и эффузивного базитового магматизма.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

В пределах площади листа, судя по результатам бурения 11 глубоких скважин, вскрывших самые верхние части разрезов кристаллического фундамента, региональный метаморфизм гранулитовой фации широко проявлен в *далдынской*, *верхнеанабарской* сериях нижнего и *хапчанской* верхнего архея. По геофизическим данным кристаллические породы этих серий прослеживаются к северу на листы R-48 и R-49 и обнажаются на современной эрозионной поверхности в пределах Анабарского щита.

Позднеархейский метаморфизм гранулитовой фации выражен в образованиях кристаллических сланцев и плаггиогнейсов далдынской и верхнеанабарской серий, что установлено на основании исследований, проведенных в пределах Анабарского щита [Гусев и др., 2017; Липенков и др., 2015]. P-T условия метаморфизма соответствуют геотермическому градиенту, превышающему $35^{\circ}\text{C}/\text{км}^2$ при очень высоком тепловом потоке, который может быть вызван магматическим разогревом [Минц и др., 2016].

На основании анализа парагенезисов минералов в пределах щита были выделены метаморфические (структурно-вещественные) комплексы [Вишневский, 1978], отражающие неоднородные условия метаморфизма гранулитовой фации и сложную геологическую историю развития региона. На территории листов R-48 и R-49 таких комплексов выделялось два – анабарский и хапчанский. Анабарский комплекс соответствует метаморфическим образованиям далдынской и верхнеанабарской серий Далдынской СФЗ, хапчанский комплекс – хапчанской серии Хапчанской СФЗ.

Условия метаморфизма на основании метода фазового соответствия, а также набора критических парагенезисов оцениваются давлением 12–8,5 кбар, при температуре 950–820 °С. Высокие температуры метаморфизма подтверждаются наличием в центральной части Анабарского щита в верховьях

ях р. Алы высокоглиноземистых пироп-сапфириновых пород [Лутц и др., 1971], которые являются индикаторными для ультравысокотемпературного (ultrahigh temperature (УНТ) >900 °С) метаморфизма. Сапфириновые породы также упоминаются при описании разрезов далдынской и верхнеанабарской серий [Геологическая ..., 1984].

Результаты датирования цирконов из гранулитов Анабарского щита показали, что они являются полиметаморфическими образованиями и подвергались гранулитовому метаморфизму, по меньшей мере, дважды: первый раз в архее, второй раз – в раннем протерозое. По результатам U-Pb датирования циркона было определено время проявления архейского метаморфизма 2,7 млрд лет [Бибилова, 1989; Розен и др., 1988]. Однако в процессе дальнейших исследований выяснилось, что в Далдынской глыбе наиболее ранние процессы гранулитового метаморфизма с возрастом $2,76 \pm 0,02$ млрд лет, фиксируются лишь местами, тогда как ареальные возрастные оценки оказываются существенно моложе: 2,0–1,8 млрд лет [Розен и др., 2000].

Раннепротерозойский метаморфизм гранулитовой фации проявлен также в породах далдынской и верхнеанабарской серий, для которых он является наложенным на уже метаморфизованные в архее гранулиты. Проявление протерозойского гранулитового метаморфизма фиксируется по наличию оболочек, кайм, иногда самостоятельных зерен гранулитового циркона раннепротерозойского возраста. Для пород хапчанской серии протерозойский метаморфизм является первичным.

В составе хапчанской серии преобладают высокоглиноземистые, известково-силикатные и карбонатные породы: биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, гранат-кордиеритовые и гранат-силлиманит-кордиеритовые, диопсид-скаполитовые и диопсидовые гнейсы, а также мраморы и кальцифиры. Пироксеновые гнейсы, двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы имеют подчиненное значение. Парагенезисы высокоглиноземистых пород [Вишневский, 1978] представлены силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и лишь частично силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфациями. Дополнительными фазами являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Хапчанская серия сильно гранитизирована; в ее составе преобладают микроклинсодержащие гнейсы. Условия метаморфизма этой серии характеризуются относительно невысоким (7,5–6 кбар) давлением и несколько пониженными (830–750 °С) температурами по сравнению с метаморфизмом архейских толщ.

Раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм проявлен в возрастном диапазоне от 2096 ± 17 млн лет до 1990 ± 12 млн лет. В экстремальных случаях формирование циркона гранулитового облика продолжалось до 1928 ± 18 млн лет. В Хапчанской СФЗ седиментогенные отложения были метаморфизованы 1,97 млрд лет назад, а несколько позднее они подверглись ареальному гранулитовому метаморфизму, пик которого приходится на возраст 1,92–1,91 млрд лет [Розен и др., 2000].

Раннепротерозойский метаморфизм амфиболитовой фации проявлен наиболее интенсивно в связи с зонами разломов, разделяющими гранулитовые глыбы; породы гранулитовой фации подверглись диафторезу, т. е. наложенному метаморфизму, главным образом амфиболитовой и, частично, эпи-

дот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также гранитизации и мигматизации. Б. Г. Лутц и В. С. Оксман [Лутц и др., 1990] выделяют два цикла развития зон диафтореза – в позднем архее (2,8–2,6 млрд лет – I цикл) и в раннем протерозое (2,2–1,8 млрд лет – II цикл). На Анабарском щите первый цикл диафтореза проявлен заложением наиболее крупных долгоживущих глубинных разломов, приуроченных к границам архейских гранулитовых блоков, вдоль которых сформировались подвижные зоны, ограничивающие современную блоковую структуру фундамента. Развитие этих зон сопровождалось интенсивными процессами катаклаза, милонитизации и основным интрузивным магматизмом. Характерной особенностью второго цикла является неоднократное проявление процессов динамометаморфизма с развитием в раннем протерозое мигматит-гнейсовых комплексов.

Процессы регрессивного метаморфизма гранулитов с привнесом водного флюида, последующее повсеместное образование мигматитов и выплавление гранитоидов происходили в условиях падения давления от 6 до 4 кбар и температур от 800 до 500 °С и завершились формированием тектонитов зеленосланцевой фации при $P = 0,7$ кбар и $T = 200\text{--}300$ °С, что соответствует подъему с глубины около 20 км до глубин 2–3 км [Розен, 1995].

Имеющиеся U-Pb датировки по циркону из кварц-амфиболовых кристаллосланцев, гранитогнейсов и бластокатаклазитов гранитного состава дают основание предполагать интервал их формирования $1963 \pm 16\text{--}1897 \pm 25$ млн лет [Гусев и др., 2013].

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Контактные термально-метасоматические изменения пород обусловлены воздействием базитовой магмы на вмещающие породы. Это воздействие выражается в механических нарушениях, захвате ксенолитов, их перемещении с частичным плавлением, а также в перекристаллизации вмещающих пород, сопровождающейся привнесом и выносом вещества горячими флюидами. Изменчивость метаморфизма и масштаб его проявления зависит от размера магматического тела, его формы, а в общем случае от запасов механической энергии, тепла и флюида. Поэтому мощности экзоконтактных изменений измеряются от сантиметров и десятков сантиметров до единиц метров и десятков метров. Наименьшие мощности изменений вмещающих пород фиксируются в нижних пологозалегающих, а наибольшие – в верхних крутонаклонных контактах интрузивных тел.

Среди измененных пород выделяются: а) низкотемпературные изменения в контактах тел базальтов эффузивных фаций (рис. 6); б) высокотемпературные пироксеновые роговики крупных интрузий; в) роговики по породам песчаникового состава; г) роговики по породам глинистого и алевролитового состава; д) скарноиды и скарны по карбонатным породам; е) низкотемпературные метасоматиты; ж) гидротермальные образования.

Низкотемпературные изменения в контактах тел базальтов отмечены нами с перекрывшими их (почти сразу после излияния) туфами, когда туфы и лавы находились, вероятно, в разогретом состоянии, но не настолько, чтобы

образовались контактовые термальные роговики, поскольку температура для этого была недостаточна. Контактные изменения здесь выражаются в уплотнении и спекании туфов на глубину обычно 10–20 см, их карбонатизации и цеолитизации. В шлифах видно, что в непосредственном экзоконтакте пирокласты туфов цементируются вулканическим стеклом, заливообразно проникающим из тела базальта. В эндоконтакте консолидация тела базальта сопровождается формированием зональности («зона закалки») и не очень интенсивной минерализацией миндалекаменной зоны (рис. 6). В шлифах зональность выражена в постепенном переходе от базальта с гиалиновой и гиалопилитовой структурами к более раскристаллизованной породе с пилотакситовой и далее в глубь породы – до офитовой структур. В обнажениях в контактовой зоне базальтов обычно отчетливо видна «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами.

Высокотемпературные пироксеновые роговики крупных интрузий, вероятно, обогащенных щелочами и летучими компонентами [Лурье, 1962]. Вмещающими породами для них чаще всего оказываются туфы базальтов, сами базальты и более ранние интрузии долеритов, реже – осадочные породы. Эндоконтактные изменения тел долеритов сопровождаются уменьшением степени раскристаллизованности до микродолеритов (образование «зоны закалки»); экзоконтактные – прокаливанием туфов в зоне, прилегающей к контактовой поверхности микродолеритов, что выражается в спекании обломков с образованием афанитовых апотуфовых роговиков, в которых об исходной породе напоминает лишь унаследованная ими теневая, реликтовая обломочная текстура туфов, часто просматривающаяся на выветрелой поверхности сколов. Еще одним консервативным признаком туфов в роговиках является слоистость, обычно субпараллельная и пологонаклонная. Согласно неоднородностям состава слоев туфов, развиваются неоднородности в составе и структуре роговиков. Таким образом, параллельно поверхностям напластования в туфах формируются плоскости плитчатой отдельности, обычной в роговиках. Процесс ороговикования сопровождается также изменением окраски туфов от темной зеленовато-серой до светло-серой с голубоватым или фиолетовым и сиреневым оттенками. Видимая мощность роговиков – от долей метра, но чаще от 4–5 до 10 м и более. На аэрофотоснимках зоны контактовых изменений обычно выделяются светлым фототонем. Такие роговики по слоистым туфам видны на рис. 7.

Под микроскопом ороговикование туфов обычно отмечается замещением тонкозернистой основной массы исходной породы и образованием каемок микрогранобластового агрегата мельчайшими полигональными кристаллами бесцветного клинопироксена (размер от 0,005 до 0,01–0,02 мм) и мельчайшими лейстами плагиоклаза размером 0,001 × 0,01 мм вокруг литокластов и фено-кристаллокластов, подчеркивая их реликтовую текстуру. Кристаллы первичного клинопироксена породы часто бывают полностью перекристаллизованы и замещены микрогранобластовым агрегатом «роговикового» пироксена, зерна оливина сохраняются. Общее содержание новообразованного клинопироксена в роговиках обычно от 20 до 30 % в зависимости от первичного состава породы.



Рис. 6. Скальное обнажение в русле у правого берега р. Вилюй: с. ш. 64°04,038'; в. д. 109°13,932'.

Непосредственный контакт поверхности покрова базальтов с перекрывшими их (почти сразу после излияния) псефитовыми туфами. В базальтах отчетливо видна «зона заковки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитими.

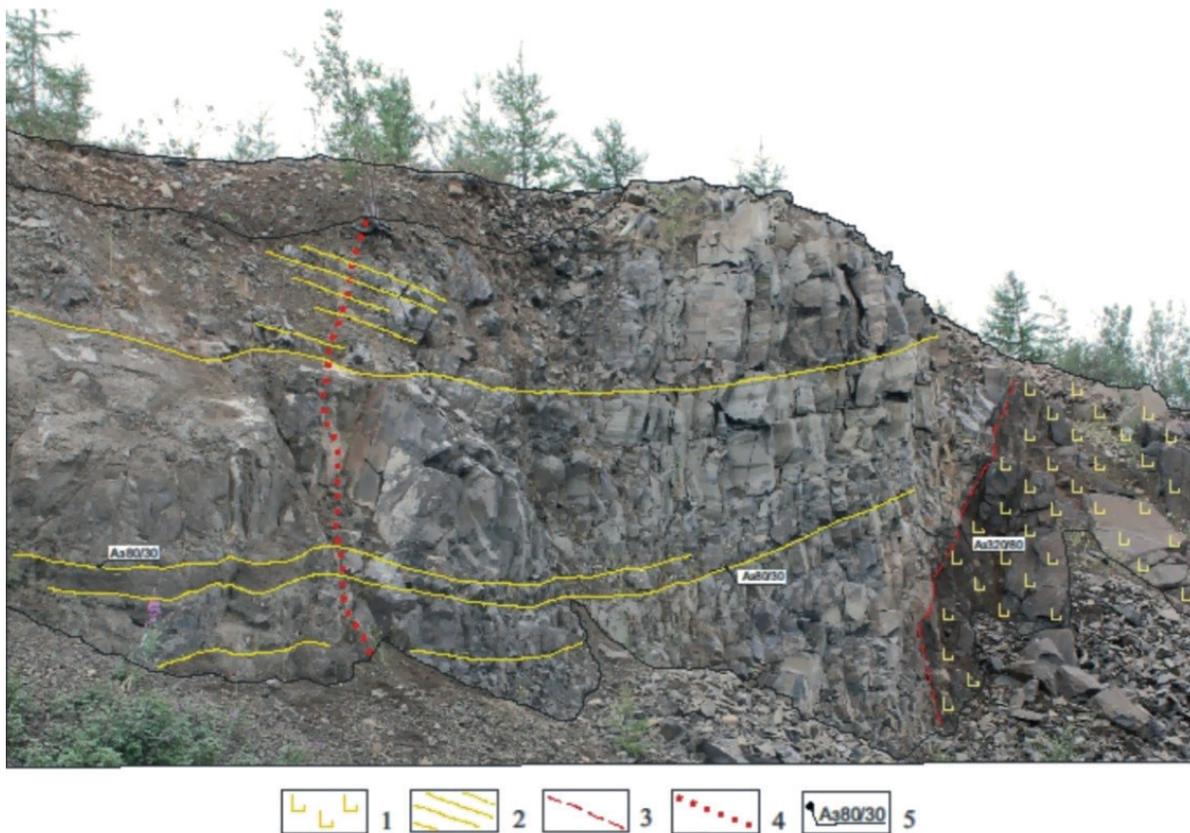


Рис. 7. Северный борт карьера трубки Айхал: с. ш. 65°55,550'; в. д. 111°30,396'.

Ороговикованная пачка слоистых туфов в контакте крупного интрузивного тела долеритов.

1 – долериты, 2 – слоистость в псаммитовых туфах базальтов, 3 – поверхность контакта долеритов с туфами, 4 – внешняя граница распространения ороговикования в туфах, 5 – замеры падения плоскостей.

Редко встречаются непосредственные контакты интрузий долеритов, принадлежащих к разным фазам или магматическим комплексам. Контакты здесь обычно резкие, сваренные в монолитную породу. По одну сторону контакта долериты «свежие» не ороговикованные, обычно с уменьшением зернистости к контакту («зона закалки»), по другую – плотные, очень крепкие обычно «белесые» на выветрелой поверхности с голубоватым оттенком. В шлифах ороговикование долеритов выражается в появлении мелких полигональных зерен пироксена размером 0,05–0,1 мм и мельчайших лейст плагиоклаза, приуроченных к интерстициям породообразующих минералов. В первую очередь, замещаются участки вулканического стекла и зерна породообразующего пироксена, сохраняются зерна оливина, а также крупные зерна клинопироксена и плагиоклаза. Реликтовые минералы приобретают пятнистую (микрокавернозную) поверхность за счет наличия мельчайших (точечных) вростков моноклинного пироксена. По мере приближения к контакту количество новообразованного «роговикового» пироксена в долерите увеличивается. Как правило, только по роговикам под микроскопом можно бывает установить относительный возраст контактирующих интрузивных тел.

Породообразующие клинопироксены долеритов, клинопироксены роговиков и кристаллиты клинопироксенов, приуроченные к участкам разложившего вулканического стекла, изучены на сканирующем электронном микроскопе высокого разрешения MIRA LM с катодом Шоттки в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (оператор Н. С. Карманов). Чувствительность обнаружения химических элементов составляла: для марганца, железа и натрия – 0,014 мас. %, для магния, алюминия, кремния, титана, кальция и калия – 0,01 мас. %. Получены качественные изображения зерен и агрегатов клинопироксенов при большом увеличении, изучены особенности их срастаний и соотношений в агрегатах, получены данные о химическом составе и кристаллохимических свойствах минералов, характере распределения в них компонентов-примесей. Химические анализы клинопироксенов пересчитаны на кристаллохимическую формулу по кислородному методу [Булах, 1967], а также рассчитано и отображено на диаграмме соотношение в них минералов CaSiO_3 (Wo), MgSiO_3 (En) и FeSiO_3 (Fs). В результате установлено, что по химическому составу и кристаллохимическим характеристикам клинопироксены пироксен-роговиковой фации отчетливо отличаются от породообразующих клинопироксенов долеритов и кристаллитов клинопироксенов на участках разложившего вулканического стекла.

Судя по геологической обстановке и минеральным парагенезисам роговиков по долеритам, базальтам и туфам, процесс контактового метаморфизма был связан с магматическими телами основного состава и протекал в условиях пироксен-роговиковой фации, температуры которой на небольших глубинах оцениваются в пределах 800–700 °С, а давления – до 300–200 атм. [Ревердатто, 1970; Фации ..., 1970; Jaeger, 1959]. Ореолы ороговикования повсеместно сопровождаются ореолами цеолитизации и карбонатизации.

Роговики по породам песчаникового состава распространены широко, но мощности их обычно измеряются десятками сантиметров, редко до 1 м. Песчаники на контакте с долеритами частично сплавляются и окварцовываются. Непосредственно в зоне контакта часто можно наблюдать появление

частично расплавленных песчаников типа бухитов. Цемент их спекается в стекловатую однородную массу с примесью рудной пыли, местами появляются новообразования цеолитов, эпидота, гидрослюда, карбоната. Обломочный материал подвергается сосюритизации, цеолитизации (плагиоклазы), пелитизации (калишпат), хлоритизации и эпидотизации (обломки основных пород), корродированию краев (кварц), наиболее крупные обломки изменяются слабее. Внешне такие породы (бухиты) выделяются более крепкой цементацией и светлой окраской. Далее в глубь породы в песчаниках отмечается лишь перекристаллизация цемента, в результате которой они уплотняются. Окраска породы становится темно-серой, с зеленоватым и буроватым оттенками. Песчаники в этой зоне состоят из кварц-полевошпатовой псаммитовой массы, базальный цемент которой замещен микроигольчато-волокнистым агрегатом цеолит-халцедонового состава с образованием микроблочных псевдоморфоз плагиоклаза по зернам полевого шпата, чешуек биотита и серицита.

Роговики по породам глинистого и алевролитового состава встречаются редко, как и сами породы. Отмеченные мощности их, как и роговиков по песчаникам, не превышают 1 м. Глинистые породы (алевролиты и аргиллиты) непосредственно в зоне контакта с долеритами частично плавятся (превращаются в бухиты), приобретают афанитовый облик, становятся очень плотными, массивными с раковистым изломом, приобретают темно-серую почти до черной окраску, при этом частично сохраняют тонкую полосчатость – реликт первичной седиментационной слоистости. В шлифах просматривается роговиковая, аллотриоморфнозернистая структура, отмечается появление микроигольчато-волокнистого агрегата цеолит-халцедонового состава и мелких чешуек слюды в тонкозернистой алевролитовой или пелитовой массе.

Скарноиды и скарны по карбонатным породам развиты незначительно, за исключением мест, где геологическая обстановка была благоприятна для циркуляции гидротермальных растворов. Скарноиды обычны на контактах пологозалегающих интрузий долеритов с карбонатными породами, где процесс термальной контактовой перекристаллизации (мраморизации) происходил с незначительным привнесением-выносом вещества в глубь породы не более 10 см. Внешне это плотные светлые желтоватые или зеленоватые породы, состоящие из тонко-мелкозернистого агрегата кальцита и доломита с примесью сидерита при участии редких минералов скарнового комплекса – граната, скаполита, пренита и др. Фиксируется редкая вкрапленность псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту.

В местах циркуляции гидротермальных растворов (зоны трещиноватости, контакты терригенных и карбонатных пород и т. д.) в экзоконтактах крупных интрузий долеритов (обычно в их лежачем боку) образовывались различные скарны: цеолит-гранатовые, кальцит-гранатовые, кальцит-магнетит-гранатовые, пироксен-гранатовые, эпидот-хлорит-серпентиновые с гроссуляром и др. Макроскопически это светлые, зеленовато- или голубовато-серые породы от мелко- до крупнозернистых. Гранат в них часто является преобладающим минералом (до 80–90 % всей массы породы), как правило, хорошо виден невооруженным глазом. Размеры кристаллов чаще всего 0,5–2,0 мм, но бывают и до 1 см. Зерна граната обычно имеют правильную кристаллографическую форму (ромбододекаэдры). По составу относятся к гроссуляру, гидрогроссуляру (ахта-

рандиту) или виллоиту. Кроме граната постоянно отмечаются цеолиты, кальцит, сидерит, халцедон, магнетит, пироксен, серпентин, эпидот, пренит и хлорит.

Низкотемпературные метасоматиты проявляются в незначительных масштабах в роговиках и иногда в самих интрузивных телах долеритов образованием зерен цеолитов и выделений бесцветного кальцита. Зерна цеолитов удлиненно-неправильной, пластинчатой формы размером в десятые доли миллиметра, обладающие низким рельефом и низкой (светло-серой) интерференционной окраской. Совместно с мелкими обломками они цементируют туфы, выполняют миндалины, изменяя при этом их конфигурацию, часто объединяя вместе несколько миндалин извилистыми проводничками. Кальцит бесцветный, прозрачный, иногда буроватый в проходящем свете, играет роль цемента – цементирует кристалло- и литокласты, вдавливается в них по микротрещинкам, выполняет миндалины.

Характер соотношений цеолитов и «роговикового» клинопироксена свидетельствует о том, что процесс цеолитизации развивался позже процесса ороговикования, а выделение кальцита завершило этот процесс. Вероятно, цеолитизация и карбонатизация происходили на низкотемпературной стадии процесса ороговикования.

Гидротермальные образования распространены ограниченно. По морфологическим признакам и характеру минералогических ассоциаций можно выделить:

– выполнение миндалин палагонитом, кальцитом, хлоритом, цеолитами, реже кварцем. Комплекс минералов свидетельствует о длительном процессе, охватывающем значительный температурный интервал. Начало его относится к высокотемпературной стадии, когда из затвердевающего магматического расплава обособляются минералы группы палагонита. К конечной, низкотемпературной, постмагматической стадии относится заполнение миндалин кальцитом и кварцем;

– карбонатные и цеолитовые прожилки и гнезда, связанные с минерализованными зонами трещиноватости. Трещины сколовые, прямолинейные, крутопадающие, часто северо-восточного простирания залечены кальцитом и цеолитами, иногда с анальцимом. Мощность жил и прожилков обычно до 1 см, редко до 5 см. На отдельных участках встречаются линзовидные прожилки длиной до 10 см и мощностью до 3 см в трещинах отрыва, выполненных слабозамутненным, прозрачным исландским шпатом, а также гнезда, линзы и прожилки цеолитов мощностью до 5 см. Цеолиты часто в радиально-лучистых агрегатах, белого или грязно-белого цвета с низким 0,004–0,006, редко, высоким 0,012 двупреломлением. Наблюдаются нарастания монокристаллов кальцита на радиально-лучистые образования цеолитов;

– кварцевые жилы, выполненные молочно-белым кварцем обычно с друзами горного хрусталя. Размеры жил по протяженности – 1–2 м, мощность – до 10 см, редко до 20–30 см. По периферии трещин обычно развит мелкокристаллический кварц серовато-белого цвета, к центру трещины наблюдаются слабонаклонные короткопризматические полупрозрачные кристаллы кварца, слегка окрашенные в фиолетовый цвет (аметист) [Побережский, 1964]. Встречаются редко.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Площадь листа Q-49 приурочена к зоне сочленения четырех структур первого порядка северо-восточной окраины Сибирской платформы – южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы, северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, западной части Сюгджерской седловины и северного замыкания Непско-Ботуобинской антеклизы. На территории сильно развиты разрывные нарушения, проявленные в фундаменте и чехле. Они представлены разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний, реже – субширотного и меридионального.

В вертикальном разрезе верхней части земной коры на рассматриваемой территории Сибирской платформы по геолого-геофизическим данным выделяются два структурных этажа, резко различных по своему строению и времени формирования: нижний – архейский кристаллический фундамент и верхний – верхнепротерозойско-фанерозойский платформенный чехол.

АРХЕЙСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Территория листа Q-49 находится в 120 км южнее границы выходов кристаллических пород архейского фундамента Анабарского щита. На основе сходства пространственной ориентировки, морфологии, интенсивности региональных геофизических полей многими исследователями [Лутц, 1962; Гарашук, Голубева, Панкратов и др., 1971; Ивлиева и др., 1977; Потуроев, 1977] проводится прямая аналогия геологического строения фундамента рассматриваемой территории и Анабарского щита. По их мнению, комплекс кристаллического фундамента рассматриваемой территории представлен теми же сериями и комплексами метаморфических пород, которые выделяются в пределах Анабарского щита или их аналогами. На территории листа это гранулитовые стратифицированные образования трех серий (далдынская, верхнеанабарская и иенгрская) нижнего архея, четырех комплексов (анабарский, далдынский, олёкминский и тюнгский) и одной серии (хапчанская) верхнего архея. Они представлены двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами с прослоями пироксеновых, амфибол-пироксеновых и магнетит-кварцевых кристаллических сланцев, графит- и гиперстен-гранатсодержащими плагиогнейсами, полосами и линзами плагиогранитов, лейкократовыми микроклиновыми гранитами, тоналитами, трондьемитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсогранитами, будинами пироксенитов, перидотитов,

дунитов и горнблендитов. По результатам U-Pb датирования циркона определено, что наиболее ранние процессы гранулитового метаморфизма проявились $2,76 \pm 0,02$ млрд лет назад, тогда как ареальные датировки оказались существенно моложе: 2,0–1,8 млрд лет [Розен и др., 2000]. Метаморфиты амфиболитовой фации проявились в связи с зонами разломов, разделяющими гранулитовые глыбы, породы гранулитовой фации подверглись диафторезу, а также гранитизации и мигматизации. Имеющиеся U-Pb датировки по циркону из кварц-амфиболовых кристаллосланцев, гранитогнейсов и бластокатаклазитов гранитного состава дают основание предполагать, что интервал их формирования 1963 ± 16 – 1897 ± 25 млн лет [Гусев и др., 2013].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Отложения верхнепротерозойско-фанерозойского платформенного чехла с резким угловым несогласием и с большим временным интервалом 250–300 млн лет [Гусев и др., 2017] перекрывают складчато-глыбовый архейский кристаллический фундамент. Поверхность фундамента периклинально наклонена под углами от $30'$ до 3° , местами наклон достигает 5 – 6° . В пределах картируемой территории кристаллические породы фундамента перекрываются непосредственно сульфатно-карбонатными отложениями вендской системы. Мощность платформенного чехла составляет приблизительно от 1,8 км на северо-востоке и до 5 км на юго-западе территории.

При анализе изогипс кровли фундамента установлено, что моноклинальное залегание пород платформенного чехла в значительной мере осложнено рядом пликативных структур и дизъюнктивных нарушений, подавляющее большинство которых связано с вертикальными подвижками блоков кристаллического фундамента.

В составе верхнепротерозойско-фанерозойского осадочно-вулканогенного платформенного чехла выделяется пять структурных ярусов, возникших в результате направленного полициклического его развития: вендско-нижнеордовикский, среднеордовикско-нижнесилурийский, среднесилурийско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнетриасовый и кайнозойский. По объему и значимости структурные ярусы отвечают этапам геологического развития платформы с формированием соответствующих формаций.

Вендско-нижнеордовикский структурный ярус – первый плитный ярус залегает со структурным несогласием на пенеппенизированных образованиях архейского кристаллического фундамента. Мощность яруса в скважинах: южный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы – 1962 м (скв. 3); северо-восточный борт Тунгусской синеклизы – 3581 м (скв. 35); Сюдджерская седловина – 3175 м (скв. 38); погребенная Непско-Ботубинская антеклиза – 3163 м (скв. 45). Формирование яруса происходило в условиях платформенной геодинамической обстановки обширного морского и прибрежно-морского осадконакопления после длительного перерыва, в результате которого в разной степени были размыты образования рифея, а на значительной площади также кровля архейско-нижнепротерозойского кристаллического

фундамента. На всей территории Сибирской платформы был сформирован сплошной платформенный чехол.

Вендские отложения представляют собой трансгрессивный цикл, сложенный фациями мелководных морских, прибрежных и лагунных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений, характеризующихся изменчивостью фациального состава. На южных склонах Анабарского щита, в т. ч. частично в пределах картируемой территории Мойеро-Оленёкской СФЗ, основание яруса слагает ранневендская терригенно-сульфатно-доломитовая формация старореченской свиты, залегающая с угловым несогласием и базальными конгломератами в подошве непосредственно на архейских образованиях фундамента. Южнее, в пределах Мархаро-Куондинской и Сюгджеро-Мархинской СФЗ архейский фундамент трансгрессивно, также с размывом и базальными слоями в подошве перекрывает глинисто-сульфатно-доломитовая формация бюкской свиты. Выше бюкскую и старореченскую свиты с размывом перекрывает глинисто-доломитовая формация успунской и кудулахской свит позднего венда. Выше также с размывом следует поздневендско-раннекембрийская глинисто-карбонатная формация юряхской и билирской свит. В пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ старореченскую свиту с размывом перекрывает поздневендско-раннекембрийская терригенно-сульфатно-доломитовая формация манькайской свиты. Ее согласно перекрывает пестроцветная глинисто-карбонатная формация эмяксинской свиты, а в Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ – сыгдахской, эльганской и толбачанской свит раннего кембрия. В Мойеро-Оленёкской СФЗ и межрифовом разрезе Мархаро-Куондинской СФЗ эмяксинскую свиту согласно перекрывает специфическая ранне-среднекембрийская доманикоидная (сланцевая) формация с максимальной мощностью до 100–125 м, представленная куонамской свитой. Она объединяет темно-серые и черные глинистые и кремнистые известняки и доломиты, часто тонкослоистые, переходящие в черные битуминозные сланцевые мергели. В рифовом типе разреза ей соответствует формация органогенных известняков крупных биогермов и прибрежных карбонатных платформ большой мощности, отнесенных к удачининской свите. В зарифовом пространстве Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ в это время отлагались, согласно сменяя друг друга – олекминская, чарская, ичерская и метегерская свиты, сформировавшие глинисто-доломито-известняковую формацию. Верхнюю часть среднекембрийского разреза в Мойеро-Оленёкской СФЗ продолжила зеленоцветная мергельно-карбонатная формация, включающая оленёкскую, джахтарскую и силигирскую свиты. В межрифовом разрезе Мархаро-Куондинской СФЗ им соответствуют оленёкская и зеленоцветная свиты. Завершает среднекембрийский разрез глинисто-известняково-доломитовая формация с сульфатными и галогенными осадками лагун чукукской и малькайской свит, перекрывающих с местными размывами более ранние рифовые и межрифовые карбонатные образования. В зарифовом пространстве Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ в это время формировалась пестроцветная мергельно-доломитовая формация согласно залегающих хабардинской и малькайской свит. Верхнекембрийский разрез продолжает пестроцветная глинисто-карбонатная формация, включающая мархинскую и онхой-юряхскую свиты, согласно перекрывающих чукукскую и малькайскую свиты в Юдомо-Оленёкской и Лено-Тунгусской СФО без раз-

деления на рифовый и межрифовый типы разрезов. Венчает разрез яруса позднекембрийские–раннеордовикские сульфатно-песчано-мергельно-доломитовые отложения балыктахской и олдондинской свит, сформировавшиеся на фоне регрессии моря.

Среднеордовикско-нижнесилурийский структурный ярус согласно перекрывает отложения вендско-кембрийского структурного яруса, известен в юго-западной части площади листа Q-49; в северо-восточной части отсутствует, вероятно, срезан эрозией. Мощность отложений яруса – 500–700 м. Основание разреза слагает раннеордовикская сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая формация сохсолохской свиты, трансгрессивно перекрывающая глинисто-карбонатную формацию вендско-кембрийского структурного яруса. В свою очередь перекрывается с размывом и с большим стратиграфическим перерывом средне-позднеордовикской песчано-мергельно-известняковой формацией сытыканской, станской и кылахской свит. Завершает разрез ордовика однообразная пестроцветная сульфатная глинисто-карбонатная формация харьялахской, делингинской и оюсутской свит. Выше с размывом и небольшим стратиграфическим перерывом отложения ордовика перекрываются зеленоцветной мергельно-известняковой формацией лландоверийского отдела силура, включающей куондинскую серию, огугутскую и ат-юряхскую свиты. Завершает разрез яруса формация органогенных известковистых доломитов венлокского отдела силура, представленная яралинской свитой.

Отложения яруса имеют моноклиальное залегание с падением на юго-юго-запад под углом около 1–3°, участками, приуроченными к флексурам и структурным уступам, наклон пластов увеличивается до 5–25°. Среди пликативных структур преобладают складки, связанные с тектоническими движениями, представленные сравнительно мелкими пологими структурами типа сводовых поднятий и небольшими антиклинальными куполовидными изометричными или несколько вытянутыми в плане структурами.

Среднесилурийско-нижнекаменноугольный структурный ярус формировался в условиях лагунных обстановок. Его структурный план определен активным тектоническим режимом, развитием систем рифтогенных структур и широким проявлением кимберлитового магматизма. Небольшие фрагменты подошвы яруса сохранились в обнажениях в истоках рек Моркока, Ниж. Томба и Могды. Здесь сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая пестроцветная формация позднего силура томбинской свиты без видимого несогласия перекрывает формацию органогенных известковистых доломитов раннего силура яралинской свиты, мощность – 110 м. Фрагмент кровельной части яруса, представленной его регрессивной карбонатно-терригенной ветвью – тегюрюкской толщей раннего карбона, известен в эрозионном останце над тр. Красно-пресненская, где толща выполняет мульдообразную депрессию, залегая с размывом непосредственно на кимберлитах. Мощность толщи – 50 м.

Среднекаменноугольно-нижнетриасовый структурный ярус формировался в условиях резкой смены тектонического режима и перестройки структурного плана. Территория была областью денудации с преобладанием восходящих тектонических движений и локальными прогибами, выполненными на раннем этапе образования яруса угленосными песчано-глинистыми лагунами и грубыми терригенными континентальными осадками, а на позднем

этапе – осадочно-вулканогенными образованиями с широким проявлением интрузивного и эффузивного базитового магматизма. Залегают со структурным несогласием на разных срезах среднепалеозойского, ордовикско-раннесилурийского и вендско-кембрийского структурных ярусов.

На уровне современной поверхности образования яруса сохранились в юго-западной части картируемой территории в виде обширных полей, степень эрозионного среза которых постепенно возрастает с юго-запада на северо-восток. Основание яруса составляет среднекаменноугольно-раннепермская угленосная песчано-глинистая лагунно-континентальная формация в составе конекской, чинокской, ботубинской, еробинской и ахтарандинской свит, сменяющимися в плане и разрезах постепенными фациальными переходами или местными размывами. С размывом и базальными конгломератами ее перекрывает нижне-верхнепермская грубая терригенная континентальная формация борулойской и дегалинской свит. Продолжает разрез яруса раннетриасовая трапповая формация с широким проявлением базитового магматизма в составе южночунской и чичиканской свит. В подошве формации фациальные переходы терригенных фаций, формировавшихся в водных бассейнах, вверх от нижележащих отложений обычно постепенные; вулканогенных – в водной среде постепенные, а на суше – несогласное налегание вулканитов на разновременные срезы подстилающих пород. Образования яруса сильно нарушены складчато-глыбовыми дислокациями вдоль разломов различной ориентировки. Большую роль играют вулкано-тектонические структуры разной морфологии: кольцевые структуры купольного типа, кольцевые и полукольцевые интрузии, которые сопровождаются обилием даек различных форм, размеров и ориентировок, неправильной формы мелких тел и полого залегающих силлов. Мощность яруса – 500–1000 м.

Кайнозойский структурный ярус формировался на фоне продолжающегося воздымания территории с развитием разветвленной речной сети, выравниванием рельефа, развитием ледниковых процессов. Все стратифицированные образования яруса относятся к континентальной терригенной формации квартера, залегающей с перерывом и резким угловым несогласием на толщах всех нижележащих структурных ярусов. Формация характеризуется разнообразием генетических типов и фациальных разновидностей. Среди них выделяются аллювиальные, элювиальные, делювиальные, коллювиальные, элювиальные и делювиальные, гляциальные, гляциофлювиальные и озерно-болотные отложения.

Суммарная мощность образований кайнозойского яруса не превышает 50 м.

ОСНОВНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

По времени образования разрывные нарушения могут быть подразделены на архейско-раннепротерозойские, возникшие в период формирования фундамента, и разломы, возникшие в различные этапы формирования чехла платформы.

Разломы архейско-раннепротерозойского возраста – это наиболее крупные долгоживущие разломы, вдоль которых заложились подвижные тек-

тонические зоны, обуславливающие современную блоковую структуру фундамента. Предположительно первый тектонометаморфический цикл проявился в конце позднего архея (2,65 млрд лет), а заключительный (2,1–1,8 млрд лет) – в раннем протерозое [Розен и др., 1988]. Разломы этого этапа заложения субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, с крутыми субвертикальными углами падения проявляли также активность в платформенный этап развития, главным образом в рифее, венде и триасе. Отдельные из них являются магмоподводящими каналами пласто-образных интрузий долеритов и залечены дайками долеритов. Поздние смещения по ним определяли развитие разветвленной речной сети и формирование современного рельефа территории.

Разрывные нарушения субмеридиональной ориентировки относятся к системе наиболее древних, выделенных на соседнем с севера листе в пределах Анабарского щита [Розен и др., 1988], контролировавших заложение и развитие крупных структур в фундаменте. Непосредственно на площади листа Q-49 в эту систему нарушений, проявившихся в современном рельефе, выделены три меридионально ориентированных субпараллельных сместителя в зоне шириной 40 км, простирающиеся от северной рамки листа на юг около 230 км и отмечающиеся в простирании и морфологии долин рек Верх. Монди, Верх. Бол. Куонда, нижнего течения рек Алакит и Мас-Юрях и участка долины р. Моккока. К трещинам этой системы приурочены многочисленные дайки долеритов, а в рельефе фундамента они определяют морфологию северной части Нижнеалакитского поднятия. Фрагменты этой системы нарушений на участках от долины р. Оленёк до широтного участка долины р. Моркока и от устья р. Унго-Халысых до южной рамки листа, выделены по геофизическим данным [Романов и др., 1990]. Разломы этой системы смещены более поздними разрывными нарушениями субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний.

Разрывные нарушения субширотного направления распространены по всей площади картируемой территории, смещения по ним имеют сбросо-сдвиговый характер, амплитуды вертикальных перемещений слабо выражены, горизонтальных не превышают 1 км. Выделяются субширотные разломы по геофизическим данным, зонам трещиноватости, структурным изменениям в осадочном чехле [Потуроев, 1975, 1977]. Заложение системы субширотных разрывных нарушений относится также к рифейскому времени, т. к. на Анабарском щите субширотные разломы контролируют базитовый магматизм, время проявления которого – рифей [Геологическая ..., 1983].

Наиболее крупная и отчетливо проявленная субширотная зона разломов прослеживается в центральной части картируемой территории от западной рамки к восточной и выходит в обе стороны за ее пределы. Общая ширина распространения этой зоны составляет 100–120 км. Система субширотных разломов здесь достаточно четко отражается в линейных градиентных характеристиках геофизических полей. Наибольшая их плотность, с одновременным увеличением протяженности отдельных нарушений, отмечается в южной и северной частях территории листа Q-49-XXI,XXII. Наиболее протяженные из них выделяются как Мархарьинский разлом в южной и Сохсолохский разлом в северной частях площади [Герасимчук и др., 1992]. С системой

субширотных разломов связаны наиболее хорошо выраженные смещения блоков фундамента, которые носят преимущественно характер сдвигов и сбросо-сдвигов с горизонтальной амплитудой смещений до 1–3 км. В кровле фундамента эта система разрывов ограничивает Нижнеалакитское поднятие и Серкиминский выступ. Предполагаемое время активизации широтных зон разломов – средний палеозой [Мокшанцев и др., 1974].

Рассмотренные субмеридиональные и субширотные зоны разломов образуют парную ортогональную систему наиболее ранних дизъюнктивных структур фундамента. Признаки проявления их активизации на платформенном этапе развития в осадочном чехле позволяют рассматривать ее как долгоживущую, проявленную в фундаменте и осадочном чехле [Мокшанцев и др., 1974].

Разломы северо-восточного простирання выделяются серией кулисообразно расположенных сместителей по комплексу геофизических данных (гравиразведка, магнитометрия, сейсморазведка) и данным дешифрирования МАКС, ДО и топографических карт. Пересекают по диагонали в полосе 32–37 км центральную часть листа Q-49 на протяжении 350 км. Отдельные разрывы подтверждены геологическими данными. На юго-западе площади, в бассейне р. Улахан-Вава среди них предшественниками выделялись Вавуканский и Верхневиллойский разломы. На северо-востоке площади в кристаллическом фундаменте выделена грабенообразная Силигирская мульда, ориентированная по удлинению согласно простиранию основных сместителей этой серии разломов [Мокшанцев и др., 1976; Герасимчук и др., 1977]. Характер нарушений сбросовый и сбросово-сдвиговый с незначительными амплитудами смещений. В физических полях они картируются по градиентным зонам $\Delta g_{\text{пер}}$ и $\Delta T_{\text{пер}}$, срывам осей корреляции протяженных линеаментов, нарушением корреляции сейсмического волнового поля и составляют самостоятельную группу разломов фундамента. Относительно малая протяженность дизъюнктивов и зачастую кулисообразное их положение свидетельствуют об отсутствии единого сместителя и, как следствие, затрудняют их корректное трассирование [Салихов и др., 2008].

Разломы северо-восточного простирання контролируют формирование наложенных малоамплитудных складчатых структур чехла платформы, а многие трубки, дайки и жилы кимберлитов размещены в сместителях также северо-восточного направления [Подмогов, 1982, 1985, 1987].

По мнению ряда авторов, Далдыно-Алакитский алмазоносный район находится в пределах Далдыно-Оленёвской зоны глубинных разломов северо-восточного простирання, выделенной И. П. Атласовым и В. Н. Вакаром в 1958 г. [Брахфогель, 1980] и считающейся кимберлитоконтролирующей [Герасимчук, 1988; Камышева, 1973; Лелюх, 1992; Мишнин и др., 1977; Потуров, 1977]. Предполагаемая ширина зоны – около 90 км, простирание по азимуту – 45–55°, однако положение ее границ на сегодня остается дискуссионным, равно как затруднено и трассирование отдельных нарушений в пределах этой зоны.

Время заложения системы северо-восточных разломов предположительно рифейское, активизация происходила в среднем палеозое и, возможно, в триасе, судя по наличию дайек долеритов этого направления.

Разрывные нарушения северо-западного простирания (290–320°) особенно широко проявлены в платформенном чехле и в кристаллическом фундаменте исследуемой территории. Входят в систему разрывов Виллойско-Котуйской зоны глубинного разлома шириной 100–150 км и протяженностью до 500 км. Прослежена от бассейна р. Котуй на северо-западе до Виллойской синеклизы на юго-востоке, осложняет строение северо-восточного борта Тунгусской синеклизы и контролирует базитовый магматизм. Разрывные нарушения этой системы являются секущими по отношению ко всем, охарактеризованным выше системам разрывных нарушений, часто бывают выполнены дай-ковыми интрузиями долеритов. Картируются по градиентным зонам геофизических полей, смещениям осей их корреляции, нарушением корреляции сейсмического волнового поля.

Виллойско-Котуйская система разломов впервые выделена Н. И. Красновым и В. Л. Масайтисом (1955 г.), возраст ее заложения, по аналогии с возрастом интрузий долеритов, датируется поздним палеозоем – ранним мезозоем. Анализ геолого-геофизических данных показывает, что некоторые разломы северо-западного простирания имеют лишь опосредованную связь с триасовым базитовым магматизмом и закладывались, вероятно, на начальных этапах платформенного развития.

Разломы северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений имеют на картографируемой поверхности чехла платформы субвертикальные падения, поэтому обычно совпадают по направлениям с разрывными нарушениями, выделенными в фундаменте платформы по геофизическим данным. Линейность тех и других разрывных структур определяется преобладанием в природе их образования сдвиговых деформаций, сформировавших вертикально направленные трещины скола, которые рассекают осадочный чехол и проявляются на картографируемой поверхности. Часть разломов в фундаменте, порождающих такие трещины скола, выделены на региональных профилях ГСЗ (проекты Шпат, Алмаз, Кратон и др.) как достоверные и предполагаемые. Могут влиять (и влияют) на распространение, формирование и морфологию залежей углеводородов в чехле платформы.

Второстепенные разломы в районе развиты очень широко. Морфология русел рек района, спрямленные участки речной сети и ориентировка крупнейших водотоков в пределах картируемой территории подчиняется преимущественно северо-западному, северо-восточному, субмеридиональному и субширотному направлениям, что соответствует основным направлениям разрывных нарушений платформенного чехла и подтверждает деятельность неотектонических движений на современном этапе. Распространены в целом равномерно по площади; выявлены в процессе геологосъемочных работ. Большинство их установлено при дешифрировании аэрофотоснимков; некоторое количество подтверждено наземными наблюдениями. На местности это прямолинейные сглаженные уступы, узкие протяженные рывины, грядки и т. п. Максимальные смещения по ним редко превышают первые десятки метров.

Кимберлитоконтролирующие разрывные нарушения в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе являются основополагающим структурным критерием локализации алмазоносных трубок. Пространственно в зону разломов северо-восточного направления попадают Далдынское, Алакит-

Мархинское и южная части Моркокинского кимберлитовые поля. Тектоническая структура последнего в целом несколько иная, наряду с северо-восточными на юге основные разрывы здесь широтные и северо-западные с поворотом к субмеридиональной ориентировке.

По результатам работ [Гладков и др., 2003; Устинов и др., 1983] в около-трубочном пространстве тр. Айхал и Юбилейная закартированы системы северо-восточных, субширотных, северо-западных и субмеридиональных трещин. Проведенное по результатам полевых исследований физическое моделирование позволило авторам исследований утверждать, что оптимальные условия для структурного контроля кимберлитовых трубок «айхальского» морфотипа присутствуют в сдвиговых зонах, характеризующихся одновременным действием сдвига и сжатия (транспрессионный тип деформаций).

Исходя из установленных закономерностей формирования трещин и разломов в сдвиговых зонах и ориентировки кимберлитоконтролирующих нарушений в пределах Далдынского и Алакит-Мархинского полей, можно предположить, что формирование рудоконтролирующих трещин (65–70°) происходило, вероятнее всего, в условиях правосдвиговых перемещений по разломам северо-восточного (40–50°) и левосдвиговых – по субширотной системе разломов [Салихов, 2007].

Пространственное расположение выявленных кимберлитовых диаграмм свидетельствует о более сложной, чем считалось ранее, сети разрывных нарушений, вмещающих кимберлиты (структурные «рамы» рудных полей). Помимо северо-восточного, на площади Далдыно-Алакитского алмазонасного района отчетливо проявляется группирование кимберлитовых тел в линии субширотного, субмеридионального и северо-западного направлений [Салихов и др., 2008].

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Глубинные профильные сейсмические исследования в районе проводились по 17 сейсмическим профилям, в т. ч. по двум опорным профилям, выполненным методом МГСР: Барнаул–Тикси (проект ШПАТ) и Берёзово–Усть-Мая (проект КРАТОН) и двум профилям методом МОВЗ Олёкминск–Терея и Моркока–Муна (проект Алмаз). Имеется 11 скважин глубокого бурения, вскрывших фундамент: Бысытыхская 1991 (2), Бысытыхская 1201 (3), Удачнинская 2531 (4), Айхальская 703 (5), Сохсолохская 706 (10), Танхайская 708 (30), Унга-Хахсыхская 298-0 (35), Моркокинская 707 (38), Мегеляхская 244-1 (40), Алымджакская 2671 (44), Мегеляхская 1151 (45). На всю территорию листа выполнены средне- и мелкомасштабные карты гравитационного и магнитного полей. Сведения о геологическом строении региона, особенностях его глубинного строения и физических характеристиках геологической среды изложены в публикациях и фондовых материалах [Манаков, 1999; Манаков, 2002; Мокшанцев, 1976; Мокшанцев и др., 1975; Парфенов, 1994; Парфенов и др., 2001; Розе и др., 2006; Смелов и др., 1993; Smelov, Timofeev, 2007].

Схема глубинного строения построена на основании интерпретации магнитного и гравитационного полей, изучения петрофизических характеристик

пород и результатов глубинных профильных сейсмических исследований, с учетом имеющихся геологических материалов по скважинам, вскрывшим фундамент платформы, а также по данным, полученным при создании опережающей геофизической основы (ОГФО) листа Q-49 Госгеолкарты-1000/3, представленной в виде комплекта геофизических карт и объяснительной записки к нему.

Данные о физических свойствах горных пород исследуемого района были обобщены при поисковых и опытно-методических аэромагнитных исследованиях, проводившихся Амакинской экспедицией АК «Алроса» на Аэрогеофизическом объекте [Кашетина и др., 2002].

Горные породы на территории листа подразделяются на следующие группы.

1. Метаморфические породы кристаллического фундамента.
2. Осадочные породы чехла платформы.
3. Породы траптовой формации.
4. Кимберлиты.

Метаморфические породы кристаллического фундамента на дневную поверхность в пределах картируемой территории не выходят, но они играют главную роль в формировании региональных магнитного и гравитационного полей. Исследованиями петрофизической лаборатории Амакинской экспедиции и других организаций было установлено несколько стабильных особенностей в намагниченности гнейсов, плагиогнейсов и сланцев, составляющих различные серии архея на Анабарском массиве: пониженная средняя намагниченность пород хапчанской серии; высокая средняя намагниченность пород далдынской и верхнеанабарской серий. Сведения по свойствам пород приведены в табл. 18.

Таблица 18

**Физические свойства пород архейского комплекса
Анабарского массива [Кашетина и др., 2002]**

№ п/п	Горные породы, слагающие комплексы и метаморфические серии	Средневзвешенные значения		
		Магнитная восприимчивость $\alpha \times 10^{-6}$ СИ	Фактор Q	Плотность σ , г/см ³
1	Верхнеламуйский комплекс повторно-метаморфизованных пород (ARVl)	27,8–55,7	0,4	2,67
2	Хапчанская серия (ARhp)	7,9–119,3	1,0–1,5	2,8
3	Верхнеанабарская серия (ARva)	119,3–143,2	2,8	2,76
4	Далдынская серия (ARdl)	198,9–238,7	2,0	2,90

Далдынской и верхнеанабарской сериям отвечают совмещающиеся в плане интенсивные положительные магнитные аномалии и градиентные зоны поля силы тяжести. Хапчанская серия характеризуется отрицательными значениями магнитного поля и положительным гравитационным полем.

Осадочные породы чехла платформы. Сведения об их физических свойствах представлены в табл. 19. Для осадочных пород всех стратиграфических

уровней в подавляющем большинстве случаев характерна магнитная восприимчивость, не превышающая $(0,8-1,60) \times 10^{-6}$ СИ. Карбонатные породы палеозоя являются практически немагнитными и не оказывают заметного влияния на характер магнитного поля. Значения « α » не превышают $(0,8-1,6) \times 10^{-6}$ СИ. Четвертичные образования по намагниченности относятся чаще всего к тем же петромагнитным группам, что и подстилающие их породы. На отдельных участках возможно возрастание магнитной восприимчивости рыхлых четвертичных образований за счет скопления обломков магнитных изверженных пород.

Т а б л и ц а 19

Физические свойства осадочных пород [Камышева, 1981, 1984, 1986]

№ п/п	Название пород	Возраст отложений	Плотность σ , г/см ³	Магнитная восприимчивость $\alpha \times 10^{-6}$ СИ
1	Пески, суглинки, илы, галечники	Отложения квартера, Q	Рыхл.	1,9
2	Галечники, пески с галькой, редко суглинки	Отложения квартера, Q	Рыхл.	1,9
3	Известняки, песчаники, глинистые и алевролитистые известняки	Олдондинская свита (\mathcal{C}_3-O_{10l})	2,44	<0,8
4	Известняки, мергели, битуминозные известняки	Чукукская и мархинская свиты ($\mathcal{C}_3\check{c}k + \mathcal{C}_2-3mr$)	2,55	<0,8
5	Известняки, мергели, глинистые известняки	Силигирская свита (\mathcal{C}_2sl)	2,59	<0,8
6	Известняки, мергели	Джахтарская свита (\mathcal{C}_2dg)	2,65	<0,8
7	Известняки, мергели	Оленёкская свита (\mathcal{C}_2ol)	2,62	<0,8

Породы трапповой формации на уч. Кратон опоискованы в рамках Аэрогеофизического объекта [Кашетина и др., 2002]. Незначительным распространением здесь пользуются раннетриасовые интрузивные образования (дайки и силлы долеритов). Магнитная восприимчивость долеритов высокая и колеблется в пределах $(3,5-163) \times 10^{-6}$ СИ, фактор Q изменяется от 0,1 до 16,4. Плотность повышенная, находится в пределах 2,63–2,94 г/см³ (табл. 20). Породы трапповой формации характеризуются в основном положительной намагниченностью. В Далдынском районе (уч. Кратон) долериты имеют как прямую, так и обратную намагниченность. В геофизических полях породы трапповой формации фиксируются интенсивным сложнодифференцированным магнитным полем, локальными гравитационными максимумами. Над дайками долеритов фиксируются аномалии, нередко соизмеримые с аномалиями над кимберлитовыми трубками.

Кимберлиты по магнитной восприимчивости крайне неоднородные породы. Средние величины физических параметров кимберлитов приведены в табл. 21.

Физические свойства траппов [Саврасов и др., 1961]

Район	Название породы, форма залегания	Количество образцов	$K \times 10^{-6} \pm \varepsilon$	$Q = J_n/J_i$	$\sigma, \text{г/см}^3 \pm \varepsilon$
Река Моркока	Долериты. Останцы, межпластовые интрузии	103	1390 ± 340	4,3	$2,92 \pm 0,02$
	Долериты. Останцы, межпластовые интрузии	120	1700 ± 140	7,0	$2,91 \pm 0,01$

Средние величины физических параметров кимберлитов [Саврасов и др., 1961]

Название района	Количество трубок	$\kappa \times 10^{-6} \text{СИ}$	J_n/J_i	$\sigma, \text{г/см}^3 \pm \varepsilon$	Средний диаметр аномалии, м
Алакит-Мархинский	18	104	0,8	2,34	130
Далдынский	25	131	0,8	2,34	180

В пределах листа выделены две области со сходным строением геофизических полей: Маганская и Далдынская, четыре зоны внутри этих областей. Области приблизительно соответствуют Маганскому и Далдынскому блокам Анабарской антеклизы, а также Маганскому и Далдынскому гранулитогнейсовым террейнам, разделенным Котуйканской коллизионной (разломной) зоной [Розен, 2003].

Маганская область (Маганский гранулитогнейсовый террейн – по Розену [Розен, 2003]) охватывает Энкондинскую и Моркокинскую зоны. Область в целом характеризуется преобладанием пород с высокой средней эффективной плотностью и отрицательным гравитационным полем с интенсивностью средней и ниже средней относительного уровня листа. Магнитное поле области дифференцировано, с обилием мелких изометричных и неправильной формы аномалий, большей частью положительных.

Энкондинская зона характеризуется высокой и средней, иногда ниже средней намагниченностью комплексов пород с разнообразной плотностью. Магнитное поле дифференцированное, с мелкой мозаикой локальных аномалий. Гравитационное поле зоны слабодифференцированное, ниже средней интенсивности, на юго-западе включает фрагмент обширной региональной отрицательной аномалии.

Моркокинская зона выделяется комплексами пород со средней намагниченностью, с высокой и средней плотностью. Магнитное поле зоны дифференцированное, положительное и отрицательное, с мелкой мозаикой локальных аномалий на юге зоны. На севере зоны наблюдается серия положительных линейных аномалий меридионального простирания. Гравитационное поле дифференцировано, имеет отрицательный знак, средней и выше среднего интенсивности. В пределах зоны наблюдается чередование протяженных линейных аномалий повышенной и пониженной интенсивности.

Далдынская область разделяется на Западно-Далдынскую и Восточно-Далдынскую зоны. Область в целом характеризуется высокой и средней намагниченностью, высокой и средней плотностью комплексов пород. Магнитное поле дифференцированное, с крупными линейными меридиональными аномалиями. Гравитационное поле отрицательное.

Западно-Далдынская зона (Котуйканская коллизионная (разломная) зона – по Розену [Розен, 2003]) характеризуется средней намагниченностью, высокой и средней плотностью пород. Магнитное поле дифференцированное, положительное и отрицательное, с мелкой мозаикой локальных аномалий на юге зоны. На севере зоны наблюдается система положительных разнонаправленных линейных аномалий. Гравитационное поле дифференцированное, отрицательного знака, с высокой и выше средней интенсивностью, характеризуется широкими вытянутыми региональными аномалиями повышенной интенсивности.

Восточно-Далдынская зона (Далдынский гранулитогнейсовый террейн – по Розену [Розен, 2003]) отличается комплексами пород со средней и высокой намагниченностью и высокой плотностью. Магнитное поле, дифференцированное положительное, с положительными линейными аномалиями меридионального простирания. Гравитационное поле дифференцированное, отрицательного знака, высокой интенсивности, в пределах зоны выделяется протяженная региональная аномалия повышенной интенсивности.

Детали глубинного строения территории показаны на геолого-геофизическом разрезе, построенном по линии, совпадающей с профилем «Кратон». Линия разреза пересекает с запада на восток Моркокинскую зону Маганской области, Восточно-Далдынскую и Западно-Далдынскую зоны Далдынской области.

Самая верхняя часть разреза, по-видимому, отвечающая вендско-фанерозойским породам осадочного чехла, имеет общую плотность $2,44\text{--}2,62\text{ г/см}^3$ и сложена, предположительно, карбонатными и терригенными комплексами с интрузиями траппов. По латерали в пределах этой части разреза меняются магнитные свойства пород от относительно средних до относительно низких значений намагниченности, вплоть до значений с обратной полярностью. Нижняя граница выделенного по магнито-плотностным свойствам платформенного чехла в пределах Восточно-Далдынской зоны совпадает с акустической границей профиля Кратон.

Средняя часть разреза, сложенная, предположительно, архейскими метаморфическими комплексами пород гранитогнейсового слоя земной коры, разделена на две части по эффективной плотности, сверху вниз с плотностью $2,68\text{--}2,79$ и $2,76\text{--}2,89\text{ г/см}^3$ и скоростью распространения сейсмических волн $6,30\text{--}6,45$ и $6,54\text{--}6,75\text{ км/с}$. Из предположения, что эта рассчитанная плотность отвечает степени метаморфизма и состава пород, выделенные комплексы условно отнесены к верхнему и нижнему архею.

Нижняя часть разреза (до границы Мохоровичича) представляет собой гранулит-базитовый слой земной коры со скоростью распространения сейсмических волн $6,91\text{--}6,98\text{ км/с}$.

Граница Мохоровичича, по данным моделирования, располагается на глубине $47\text{--}50\text{ км}$ и совпадает с акустической границей Мохоро на профиле Кратон. На других профилях она определена на глубинах от 43 до 54 км , имеет резко расчлененный характер. Наиболее погруженное, от 47 до 55 км , поло-

жение раздела М наблюдается в виде прогиба коленообразной формы, простирающегося от восточной рамки листа Q-49 в долине р. Эекит на юго-запад к долине р. Далдын в районе г. Удачный и далее до р. Леппириен, затем с поворотом почти на 90° на юго-восток, к слиянию рек Мархара и Делиндакан и вновь до восточной рамки листа Q-49. Направления ветвей этого прогиба пространственно совпадают с простираемостью зон разломов северо-восточного и северо-западного простираемости, а прогиб может быть связан с разломами генетически. Наименьшие глубины погружения раздела М порядка 43 км отмечены в юго-восточном углу картируемой территории в долине р. Олгуйдах в пределах периклинального замыкания Непско-Ботубобинской погребенной антеклизы.

Рельеф поверхности фундамента сложный. Представления о строении фундамента базируются главным образом на интерпретации геофизических материалов с учетом данных, полученных при бурении глубоких скважин. По данным сейсморазведочных работ, поверхность фундамента картируемой территории залегает на абс. отм. от -1,8 до -4,5 км и погружается от Анабаро-Оленёкской антеклизы на юго-юго-запад в сторону Тунгусской синеклизы, что согласуется с данными бурения глубоких скважин. При этом в рельефе фундамента отчетливо выделяются морфоструктуры II и III порядков. Так, в пределах южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы проявляется грабеннообразная Силигирская мульда северо-восточного простираемости с амплитудой около 100 м, а также горстообразные:

- Нижнеалакитское сложнопостроенное поднятие амплитудой около 1200 м;

- Серкиминский выступ северо-западного простираемости амплитудой 500 м.

В пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы – Могдинский выступ и Левоморкокинское поднятие амплитудой соответственно 500 и 1000 м, разделенные центриклинальным замыканием Вилуйской впадины амплитудой около 1500 м. Последнюю от Курейской впадины амплитудой 1000 м отделяет Улахан-Вавское поднятие амплитудой 1000–1500 м.

Разрывные тектонические нарушения, определяющие формирование современной, блоковой морфоструктуры кристаллического фундамента картируемой территории в большинстве своем проявляются как линеаменты в потенциальных полях и их трансформантах и имеют субмеридиональное, северо-западное, северо-восточное и субширотное простираемости. Нами рассчитано положение линеаментных неоднородностей в нижней части земной коры на уровне 30 км. Этот уровень выбран как наиболее удаленный от активной тектоники верхней части и от зоны перехода кора–мантия, тоже имеющей, как правило, весьма неоднородное строение. Для расчета были использованы аномальные гравитационное и магнитное поля на площадь трапеции. Следует отметить, что данные поля в масштабе 1 : 1 000 000 сильно сглажены и часть информации несомненно утеряна. С другой стороны, мы можем ожидать, что выделенные объекты весьма мощные и существенно формируют аномальные геопотенциальные поля. Расчет выполнен с использованием метода особых точек в потенциальных геофизических полях по методике [Утюпин и др., 2012] в программе GMInt. Система линеаментов, полученная в результате расчета, помещена на схему разрывных нарушений вместе с разрывами,

выделенными на картографируемой поверхности. Они во многом совпадают, а значит взаимосвязаны. Совпадение направлений и линейность этих структур определяется, вероятно, преобладанием в природе их образования одних и тех же сдвиговых деформаций, сформировавших вертикально направленные трещины скола в фундаменте, которые рассекают осадочный чехол и проявляются на картографируемой поверхности.

Такие разломы в фундаменте платформы являются, вероятно, отражением глубинных разломов, закрывшихся авлакогенов или палеорифтов [Милановский, 1994]. Рифтогенные структуры в процессе своего заложения и развития, по-видимому, использовали глобальную сеть линеаментов, которая, согласно В. Е. Хаину (1973 г.), образовалась либо к началу протерозоя, либо в позднем архее. В инверсионную стадию своего развития эти разломы испытали активизацию, были заполнены дайками и силлами основного состава, образовавшими в осадочном чехле протяженные даечные пояса. Типичным примером такого разлома является даечный пояс и система разрывов Виллойско-Котуйской зоны глубинного разлома шириной 100–150 км и протяженностью до 500 км, контролирующей базитовый магматизм.

Отличительной особенностью сместителей инверсионных разломов является то, что они отчетливо выделяются в физических полях узкими линейными зонами шириной 1–2 км, характеризующимися параметрами, отличными от основных структурно-вещественных комплексов разделяемых ими блоков фундамента. Приурочены они к тектоническим границам картируемых блоков фундамента и представляют собой катаклазиты и милониты с интенсивной тектонофлюидной проработкой. Такие сместители выявлены при обработке и интерпретации геофизических данных, проведенных с использованием интегрированных систем (Coscad-3D Pangea) в процессе картирования структурно-вещественных комплексов, слагающих верхнюю часть кристаллического фундамента в пределах листов Q-49-XXI, XXII [Салихов, 2007].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития территории определена двумя крупными циклами: архейским и позднепротерозойско-фанерозойским, характеризующимися определенными структурно-формационными комплексами, сформировавшими кристаллический фундамент и платформенный чехол Сибирской платформы.

АРХЕЙСКИЙ ЦИКЛ

Структурно-формационный комплекс, сформировавшийся в архейское время, представлен в пределах листа Q-49 только в фундаменте платформы, перекрытом платформенным чехлом, поэтому история его формирования дана с учетом глубинного строения территории по геофизическим данным, результатам бурения 11 глубоких скважин, вскрывших самые верхние части разрезов фундамента и использованием материалов по соседним с севера листам R-48 [Липенков и др., 2016] и R-49 [Гусев и др., 2017], где породы фундамента выходят на эрозионную поверхность в пределах Анабарского щита.

Анабарский щит представляет собой выходы кристаллических пород, относящиеся, вероятно, к числу наиболее древних образований Сибирского кратона. Возраст протолита (метабазита) пироксеновых кристаллических сланцев далдынской серии, определенный по циркону на SHRIMP II, составил 3,32 млрд лет [Розен и др., 2006] и по циркону U-Pb методом – 3,35 млрд лет [Степанюк и др., 1993]. Самая ранняя стадия, формирование далдынской и верхнеанабарской серий, характеризовалась интенсивной вулканической деятельностью – излиянием огромных масс лав основного и среднего составов, а также внедрением пластовых и секущих интрузий. Периоды ослабления вулканической деятельности характеризовались образованием нормальных осадочных пород.

С огромным временным отрывом от первичного формирования толщ произошел гранулитовый метаморфизм, возраст которого определен в $2,76 \pm 0,02$ млрд лет [Розен и др., 1991]. В процессе гранулитового метаморфизма супракрустальная толща была собрана в складки. Складчатые деформации создали в основном структуры линейного характера. К этой складчатости было приурочено образование метасоматических и анатектических гранитоидов, составляющих эндербит-мигматит-чарнокитовый анабарский комплекс. В картируемом регионе позднеархейский возраст коллизии 2,8–2,6 млрд лет

[Розен и др., 2006] совпадает с определениями возраста ксенолитов экологитов, в том числе алмазонасных ксенолитов из палеозойской (365 млн лет) кимберлитовой тр. Удачная (возраст экологитов $2,9 \pm 0,4$ млрд лет по Re-Os методу и $2,57 \pm 0,2$ млрд лет по Pb-Pb методу [Shatsky, 2015]).

Завершается формирование первичного состава гнейсовой толщи накоплением терригенно-карбонатных отложений – протолитов стратифицированных гранулитовых толщ хапчанской серии. Осадконакопление происходило в обстановке, отвечающей пассивной континентальной окраине на морском шельфе. Области питания были сложены зрелой континентальной корой, выходы которой не наблюдаются на современном срезе [Розен и др., 2006]. Этот фундамент служил источником сноса, предположительно, с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) обломочного материала. Полученные определения возраста циркона, отобранного из пород хапчанской серии на р. Котуйкан, по результатам U-Pb датирования на SHRIMP II указывают на дометаморфический возраст серии 2,86–2,54 млрд лет и возраст метаморфизма в условиях гранулитовой фации 2,28–2,20 млрд лет [Липенков и др., 2016].

На площади листа Q-49 породы гранулитовой фации представлены сложнодислоцированными метаморфическими образованиями *далдынской*, *верхнеанбарской* и *хапчанской серий* суммарной мощностью около 43–54 км, представляющими собой первично морскую осадочно-вулканогенную базальт-андезитовую и терригенно-карбонатную формации, претерпевшие метаморфическую переработку различной интенсивности в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Цикл отражает становление и развитие платформенного чехла, в формировании которого выделяются вендско-нижнеордовикский, среднеордовикско-нижнесилурийский, среднесилурийско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнетриасовый и кайнозойский этапы направленного полициклического геологического развития платформы с формированием соответствующих формаций.

Вендско-нижнеордовикский этап (600–470 млн лет) начался после длительного перерыва в осадконакоплении, сопровождавшегося процессами разрушения, пенеппенизации и формирования кор выветривания в позднем рифее, в результате которого к югу от сводового поднятия щита на значительной площади (включая картируемую территорию) были размыты отложения рифея, а также докембрийская кора выветривания и кровля архейско-раннепротерозойского фундамента. Глубина предвендского размыва могла достигать 600 м. Довендский перерыв в осадконакоплении, по мнению М. С. Мащака, составлял около 250–300 млн лет [Свириденко и др., 2013].

В начале вендского времени происходит общее погружение к югу от Анабарского щита, которое привело к трансгрессии моря и формированию в прибрежных условиях мелкого моря маломощной терригенной конгломерато-песчаниковой формации, залегающей здесь непосредственно на архейском

кристаллическом фундаменте и, местами, на довендских корях выветривания. Выше по разрезу терригенная формация сменяется мелководными морскими гипсоносно-карбонатной, глинисто-карбонатной, битуминозной и строматолитовой формациями. Мелководные условия осадконакопления, слабая соленость вод и достаточно теплый климат способствовали развитию органического мира, главным образом строматолитов и онколитов. Появление в верхней части карбонатной формации песчаного материала свидетельствует о наступлении регрессивной стадии осадконакопления.

Отложения морской терригенно-карбонатной формации поздневендско-раннекембрийского возраста легли с размывом на существенно карбонатные толщи венда. Карбонатные и терригенно-карбонатные преимущественно битуминозные слои ранне-среднекембрийского возраста формировались в условиях мелководного открытого морского или лагунно-морского внутриконтинентального Лено-Тунгусского бассейна повышенной солености [Структура ..., 1985], началось развитие нового комплекса организмов, что выразилось в образовании на наиболее мелководных площадях археоциато-водорослевых построек и рифов. Таким образом, в раннем кембрии обозначилось разделение территории на батиметрически и седиментологически различные области – открытый карбонатный шельф или рамп, рифово-отмельный (небарьерный) пояс карбонатного рампа, внутренний закрытый шельф или эвапоритовый бассейн Далдыно-Мархинской банки [Стратиграфия ..., 2016]. В пределах открытого шельфа глубины постепенно стали нарастать за счет недокомпенсации погружения.

С начала ботомского века намечилось усиление дифференциации осадочных обстановок при сохранении общего плана их распределения. Седиментационный режим резко изменился. На месте прежде открытого шельфа с хорошей аэрацией вод начал формироваться глубоководный Юдомо-Оленёкский бассейн со стратифицированными водами, связанный с океанической впадиной. В придонных слоях бассейна в результате ослабления циркуляции вод установились аноксичные и дисаэробные условия. Стали накапливаться тонкослоистые темные весьма маломощные глинисто-карбонатные осадки, обогащенные органическим веществом. В Юдомо-Оленёкском бассейне отчетливо проявилась зональность, связанная с глубиной и удаленностью от берега: во внутренней области преобладали кремнисто-карбонатно-глинистые отложения, а вдоль их берегов – карбонатные [Асташкин и др., 1984; Бахтуров и др., 1988].

В тойонском и амгинском веках в целом сохранились те же седиментационные обстановки. Выделяются две фазы развития: тойонская с относительным понижением уровня моря и амгинская – с пульсационным его подъемом. Низким стоянием уровня моря в тойонское время обусловлены замедление вертикального роста рифовых сооружений, их доломитизация и карстование, рост биотурбации отложений в окраинной зоне бассейнов и на предрифовых склонах. Во внутренних частях бассейнов преобладало накопление глинисто-кремнистых отложений. Полуизолированный эвапоритовый бассейн постепенно заполнялся солями, сульфатно-глинистыми и алевролитистыми доломитами. В амгинском веке вновь активизировалось рифообразование и продолжилось не компенсированное осадками углубление бассейнов. Интенсивное

рифообразование, разрушение карбонатных построек в результате волнений – все это привело к активному заполнению окраинных частей бассейнов и продвижению рифовых фронтов. Вслед за рифовой зоной значительные смещения испытывали все обстановки. Смещение границ фациальных зон связывалось с наращиванием вверх и разрастанием вширь карбонатных платформ. Окончательно оформилась Далдыно-Мархинская банка.

В самом начале майского века в результате резкого понижения уровня моря огромные пространства мелкого закрытого шельфа карбонатных платформ и банок осушились и превратились в прибрежную равнину или себху. Активизировался эоловый разнос силикатного материала. На просторах равнины началось накопление красноцветных ангидрито-доломитово-алевропелитовых пород. Поступление в окраинные зоны бассейнов огромных масс тонкого силикатного и кластического карбонатного материала привело к накоплению флишoidных толщ большой мощности, обмелению и сглаживанию флексур в рельефе дна бассейнов. Несмотря на значительный привнос силикатной пыли и угнетение роста карбонатных построек, рифообразование продолжалось. Быстрое бортовое заполнение депрессий привело к расширению карбонатных платформ и ликвидации Айхальского пролива, отделявшего Иркутско-Олёкминскую платформу от Далдыно-Мархинской банки. Продолжения края карбонатной платформы составило за майское время около 150–200 км [Сухов и др., 1986].

В позднемайское время начался новый пульсационный подъем уровня моря. Он выразился в появлении слоев зернистых и биогермно-биокластических карбонатов, фиксирующих ингрессии моря, среди красноцветных алевритокарбонатных отложений субаэральных равнин.

В течение аюсокканского века среднего кембрия и в позднем кембрии в пределах картируемой территории продолжали существовать мелководные и субаэральные обстановки осадконакопления. Почти полное прекращение погружений в центральной части платформы и поступление в бассейн большого количества силикатно-карбонатного обломочного материала обеспечивало дальнейшее расширение карбонатного шельфа и сокращение открытой морской акватории. При этом усилилось начавшееся еще в майском веке сглаживание рельефа дна карбонатных платформ [Стратиграфия ..., 2016].

Таким образом, на протяжении всего вендско-кембрийского этапа в пределах картируемой территории происходило формирование карбонатных платформ с рифовыми оторочками и черносланцевых бассейнов, постепенное заполнение и отеснение последних к окраинам Сибирского кратона.

В раннем ордовике морские бассейны, существовавшие в кембрии, сокращаются, на севере начинает воздыматься Анабарская суша. С раннего ордовика дифференцированные колебательные движения приводят к накоплению вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы латерально-изменчивых терригенно-карбонатных и карбонатных осадков. В северо-восточном углу картируемой территории образования этого этапа не формировались или были эродированы. Фациальный состав отложений пестрый. Низы разреза слагают водорослевые известняки и глинистые доломиты, мергели, сменяющиеся песчано-мергельно-доломитовыми осадками на фоне регрессии моря.

Среднердовикско-нижнесилурийский этап (470–433 млн лет). В начале среднего ордовика территория продолжает воздыматься, происходит частичный размыв раннеордовикских отложений. Затем в волгинское и киренско-кудринское время территория вновь погружается, отложения раннего ордовика со стратиграфическим перерывом перекрываются пестроцветными мергелями с прослоями гипсов, аргиллитами и органогенными известняками среднего ордовика. Жаркий влажный климат среднеордовикской эпохи благоприятствовал развитию трилобитов, брахиопод, остракод и др. В баксанское и долборское время позднего ордовика в условиях мелководья и замкнутых лагун происходит накопление пестроцветных терригенно-карбонатных отложений, которое продлилось в нирундинское и бурское время.

В раннем силуре произошло общее воздымание территории с частичным размывом ордовикских отложений. Затем, начиная со второй половины раннелландоверийского времени, в связи с начавшимся формированием Эвенкийской (Курейской) синеклизы территория района начала прогибаться. Раннесилурийская трансгрессия снивелировала условия осадконакопления и на ранних этапах привела к накоплению богатых углеродом илов с граптолитами. На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы стабильное стояние бассейна длилось всю лландоверийскую эпоху. Теплый климат способствовал развитию в мелководном бассейне нормальной солености многочисленных брахиопод, гастропод, конодонтов, кораллов. Высокая динамика вод привела к образованию главным образом детритовых известняков. К концу лландоверийской эпохи происходит обмеление и засоление бассейна. В венлокскую эпоху в лагунных условиях происходит накопление осадков, представленных в основном доломитами.

Среднесилурийско-нижнекаменноугольный этап (433–323 млн лет), охватывающий позднесилурийское–девонское–раннекаменноугольное время, сопряжен с перестройкой и инверсией раннепалеозойских структур Сибирской платформы. Образования подошвы этого этапа, представленные незначительными по мощности сульфатно-глинистыми доломитами лудловско-пржидольской эпох, известны на ограниченных площадях у западной рамки листа Q-49, где они залегают без видимого несогласия на отложениях венлокской эпохи предшествующего этапа. Образования кровли этапа, сложенные карбонатно-терригенными осадками турнейского века раннего карбона, установлены в кратерной депрессии над тр. Краснопресненская, где они выполняют мульдообразную депрессию, залегая с размывом непосредственно на кимберлитах. На остальной территории образования этапа срезаны эрозией или перекрыты более молодыми отложениями. Их былое присутствие подтверждается находками в ряде кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля в ксенолитах осадочных пород девонской фауны [Шамшина и др., 1999], указывающей на существование в районе отложений всех трех отделов девона.

Картируемая территория в позднем силуре представляла собой, вероятно, мелководный эпиконтинентальный бассейн лагунного типа с осадками пестроцветных аргиллитов и доломитов с остракодами и эвриптеридами засоленных лагун – гипсами и гипсоносными доломитами. На фоне регрессивного осадконакопления сульфатно-карбонатное и терригенно-карбонатное осадконакопление, вероятно, продолжалось до позднего девона. В конце позднего

девона – раннем карбоне вследствие оживления тектонической деятельности на Сибирской платформе подавляющая часть картируемой территории превратилась в область денудации девонских и позднесилурийских отложений. Ее структурный план определял активный тектонический режим с развитием систем рифтогенных структур и широким проявлением кимберлитового магматизма в формировании небольших обособленных магматических тел центрального типа и сопровождающих их жил, сложенных породами кимберлитовой формации. Размещение кимберлитовых тел определялось, по мнению большинства исследователей, положением зон глубинных разломов северо-восточного простирания, образующих Далдыно-Оленёкскую зону и являющихся участками высокой проницаемости, благоприятными для внедрения кимберлитовой магмы.

Ксенолиты осадочных пород ряда трубок содержат органические остатки среднего палеозоя, из которых наиболее молодыми являются средне-позднедевонские (позднеживетские–раннефранские) кораллы из тр. Айхал и позднедевонские (вероятно, раннефранские) спорово-пыльцевые комплексы из тр. Юбилейная. Наиболее ранними коллекторами минералов-спутников установлены терригенные отложения среднего карбона [Брахфогель, 1984]. Таким образом, по геологическим данным предполагается, что формирование кимберлитовых тел в районе исследований имело место не позднее позднефаменского и раннетурнейского веков (364–350 млн лет). Имеющиеся изотопные датировки кимберлитов в целом подтверждают их среднепалеозойский возраст. Основная масса значений изотопных возрастов лежит в инт. 370–350 млн лет [Зайцев, Смелов, 2010].

Среднекаменноугольно-нижнетриасовый этап (347–223 млн лет) охватывает средне-позднекаменноугольное–пермское–раннетриасовое время. Важнейшими особенностями этого этапа являются формирование угленосной формации Тунгусского бассейна и уникальный по своим масштабам эффузивный и интрузивный базитовый магматизм, связанный с развитием Сибирского суперплюма. Заложилась и развивалась Тунгусская синеклиза и Анабаро-Оленёкская антеклиза. Главная черта этапа – высокое стояние платформы (выше уровня Мирового океана) даже в областях аккумуляции, что обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий.

В раннекаменноугольное время закончился длительный период преобладания морского режима. На границе ранней и средней эпох каменноугольного периода после крупной структурной перестройки произошел переход к прибрежно-континентальным условиям осадконакопления. Области обширных опусканий, занятые морскими бассейнами, сменились поднятиями, осложненными на отдельных участках наложенными впадинами и прогибами. В начальный среднекаменноугольно–раннепермский период территория представляла собой слаборасчлененную, слегка наклонную к юго-западу равнину с многочисленными котловино- и долинообразными понижениями. Со второй половины среднего карбона, с оживлением тектонических движений и начальной стадией формирования Тунгусской синеклизы, территория испытывает медленное погружение. В прибрежно-морских условиях формируются терригенные угленосные осадки среднего–позднего карбона и ранней перми, знаменуя этап формирования терригенной угленосной формации, когда пре-

имущественно аридный климат сменился на гумидный, а карбонатное осадконакопление – на терригенное.

В конце ранней перми произошла небольшая трансгрессия, охватившая юго-западные склоны Анабаро-Оленёкской антеклизы. Тектонический режим стал характеризоваться дифференцированными движениями обоих знаков с кратковременными воздыманиями территории и частичным размывом накопленных осадков, а также тенденцией к общему прогибанию. Амплитуда прогибания соизмерима с общей мощностью отложений и составляет не менее 300–350 м.

В конце средней перми территория воздымается, устанавливается континентальный режим, происходит неравномерный по площади размыв (иногда полный) отложений терригенной угленосной формации среднего–позднего карбона и ранней перми. С размывом и базальными конгломератами их перекрывает ниже-среднепермская грубая терригенная континентальная формация.

С начала триаса активные тектонические движения обусловили интенсивную магматическую деятельность, выразившуюся в выбросах большого количества пирокластического материала, наземных излияниях лав и внедрении приповерхностных субвулканических интрузий основного состава. Начался новый цикл платформенного осадконакопления – вулканогенно-осадочный, продолжившийся и в триасе.

Излияния лав, сопровождавшиеся выбросами туфов, чередовались с периодами относительного покоя, в течение которых формировались туффиты и туфогенно-осадочные породы. Формируется вулканогенно-терригенная и эффузивная туфолавовая формации с широким проявлением базитового магматизма. Пирокластические и эффузивные образования заполняют неровности существующего рельефа. Интрузии основного состава, внедряясь по принципу гидроразрыва пласта, использовали палеоподнятия предыдущих ярусов, вследствие чего значительно усложняя их конфигурацию и увеличивая контрастность.

Вулканические выбросы и внедрение интрузий происходили в основном по каналам трещинного типа. Часть продуктов извержений, возможно, связана с вулканическими аппаратами центрального типа. В целом проявления магматизма в районе пространственно и во времени сопряжены с разломами северо-западного простирания (290–320°) Вилуйско-Котуйской зоны, но редкие дайки долеритов отмечаются в трещинах субмеридионального, субширотного и северо-восточного простираний. При этом эффузивы и пирокласты базитовой магмы из числа фаций, близких к местам извержения, широко распространены на изученной территории как в пределах Верхневилуйской, так и Алакит-Мархинской СФЗ.

Кайнозойский этап (66–0 млн лет). Территория листа Q-49 находится в северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья. Современный рельеф отражает ее неотектоническое строение: центральная часть представляет собой приподнятое, в разной степени расчлененное плато, с севера, запада и востока обрамленное районами развития относительно низких аккумулятивных равнин.

Наиболее значительный этап денудационного сноса относится к позднему мелу, следы которого отмечаются не только в областях аккумуляции, но и на

самой Сибирской платформе в виде соответствующих отложений. Палеогеографическая обстановка конца мелового периода без существенных изменений сохранялась в течение большей части палеогена. В это время территория представляла собой равнину, в пределах которой при спокойной тектонической обстановке господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования. Реликты коры выветривания установлены за пределами листа Q-49 – на междуречье Марха–Тюнг, левых притоков р. Виллой [Кардопольцева и др., 1961].

Известные в настоящее время сравнительно небольшие по площади пространства палеогеновые отложения в прилегающих к Сибирской платформе низменностях и их незначительная мощность позволяют предполагать, что величина денудационного среза для восточных и северных частей платформы была в это время незначительна.

Неогеновый период ознаменовался проявлением эпохи выравнивания с образованием коры выветривания на фоне теплоумеренного климата, изменившегося во второй половине миоцена и в раннем плиоцене на континентальный и резкоконтинентальный. В миоцене и начале плиоцена территория испытывала значительное поднятие, развивалась достаточно разветвленная речная сеть. В относительно короткое предпозднеплиоценовое время тектонического покоя произошло выравнивание территории с последующим захоронением древних речных долин.

Стратифицированные образования кайнозойского этапа относятся к континентальной терригенной формации, залегающей с перерывом и резким угловым несогласием на толщах всех нижележащих структурных ярусов. Кайнозойские стратифицированные отложения на рассматриваемой территории представлены образованиями квартера.

Новейший структурный план рассматриваемой части Сибирской платформы в общих чертах унаследован от мезозойско-кайнозойских этапов тектогенеза. Амплитуды поднятия положительных структур за новейшее время оцениваются от 200 до 500 м и более, отрицательных – от 50 до 100 м [Геологическая ..., 1983]. Плейстоценовая речная сеть в большинстве своем наследует древнюю.

На протяжении четвертичного времени рассматриваемая территория на фоне общего воздымания Сибирской платформы пережила сложную историю развития. В раннем и среднем неоплейстоцене территория подвергалась оледенению, центр которого, вероятно, находился на шельфе Карского моря. В пригляциальных областях в это время происходило формирование речных террас. В это же время начали формироваться многолетнемерзлые породы, развитые сейчас повсеместно на площади листа Q-49.

В дальнейшем, в ходе новейших тектонических движений поверхность Сибирской платформы, вероятно, была приподнята, разбита на отдельные блоки и в разной степени переработана процессами денудации [Геологическая ..., 1983].

Новейшие и современные колебательные движения земной коры проявлялись в образовании серии речных террас, в неоднократной перестройке гидрографической сети и, наконец, в интенсивном формировании современной поймы [Государственная ..., 1957].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследуемая территория листа Q-49 располагается в пределах восточной окраины Среднесибирского плоскогорья Восточносибирской страны платформенных плоскогорий, плато и равнин. В геоморфологическом отношении является частью обширного структурно-денудационного ступенчатого плато, выработанного в базитах, терригенных и терригенно-карбонатных породах фанерозоя.

Заложение Среднесибирского плоскогорья как морфоструктуры произошло в позднемеловое время. Дальнейшее ее развитие происходило в кайнозое в результате дифференцированных сводово-блоковых движений. На протяжении неотектонического этапа (начиная с позднеплиоценового времени) на территории листа неоднократно изменялись процессы рельефообразования, в результате чего было сформировано в разной степени расчлененное структурно-денудационное плато [Пинчук, 2001].

Современная речная сеть принадлежит к бассейнам рек Лена и Оленёк и прорезает структуры, углубляясь на 200–300 м. Среди них крупнейшими являются реки Вилюй, Моркока, Марха, Арга-Сала, Силигир.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

В зависимости от направленности и интенсивности новейших тектонических движений, контролировавших эрозионно-денудационную деятельность, на площади выделяются три геоморфологических района: Вилюйско-Моркокинское среднее пластово-трапповое плато (*I*); Вилюйско-Мархинское высокое трапповое плато (*II*); Среднеоленёкское низкое ступенчатое плато (*III*).

Вилюйско-Моркокинское среднее пластово-трапповое плато (*I*) сформировано на вулканогенно-осадочных образованиях триаса, в той или иной мере интродуцированных долеритами. Плато характеризуется пологохолмистым рельефом, но в ряде случаев отмечается ступенчатое строение поверхностей, определяющееся бронирующим эффектом прочных пород базитового комплекса. Поверхности обычно ограничиваются либо крутыми структурно-денудационными уступами (верховья р. Ейка и др.), либо четко выраженными перегибами рельефа (реки Алымдя, Ыгыатта и др.).

Плато плавно понижается от 650–750 м на западе до 350–550 м на востоке. Поверхность плато осложнена большим количеством впадин и долинообраз-

ных понижений, часто заболоченных и густо залесенных. Характерны плавные переходы к склонам долин; широко развиты медальоны вымораживания и бугры пучения. Количество глыбовых развалов долеритов незначительно.

Долина р. Виллой, пересекающая Виллойско-Моркокинское плато с севера на юг, имеет горный характер с каньонообразными сужениями (до 160 м), крайне извилиста. Склоны обрывистые, покрытые лесом; в русле имеются пороги. Главные притоки – Улахан-Вава, Ахтаранда, Ыгыатта, Марха и др.

Притоки р. Виллой в пределах плато имеют равнинный характер, протекают в относительно широких долинах с заболоченной поймой, с меандрирующим, бочажинным руслом, с большим количеством термокарстовых озер. В долинах и на прилегающих водоразделах растут северотаежные лиственничные леса.

Долинообразные понижения обычно ориентированы либо в юго-восточном, либо в юго-западном направлениях и в основном совпадают с зонами тектонических нарушений. На интрузиях долеритов отмечаются мелко- и среднеглыбовые развалы. Изредка секущие интрузии образуют в рельефе мелкие гряды протяженностью до 1 км. Высота гряд – до 4 м, ширина – до 100–150 м.

Виллойско-Мархинское высокое трапповое плато (II). В пределах плато четко прослеживаются два уровня рельефа. Верхний уровень, имеющий отметки 750–950 м, развит в бассейнах нижнего течения рек Улахан-Вава, Дялтули и в верховьях р. Моркока. Нижний уровень с абс. отм. 450–650 м развит в бассейнах рек Далдын, Мархара и в верховьях р. Марха.

Плато сформировано на последовательно сменяющихся друг друга с юго-запада на северо-восток образованиях ордовика, перми и триаса, бронированных траппами. Поверхность пологоволнистая, иногда почти плоская, определяется бронирующим эффектом прочных пород базитового комплекса и обычно ограничивается крутыми структурно-денудационными уступами.

Для юго-западной части плато характерно широкое развитие плосковерхих холмов, вытянутых увалов, ступенчатое строение склонов, почти полное отсутствие растительного покрова (за исключением некоторых участков, где развита мохово-кустарниковая и угнетенная древесная растительность). Над поверхностью плато возвышаются отдельно стоящие (высотой от 3 до 20 м) столбообразные денудационные останцы или мелкие гряды (высотой 3–4 м). На плато широко развиты крупноглыбовые развалы долеритов (отдельные глыбы достигают 1,5–3 м в поперечнике), образующие «каменные реки».

Реки текут в основном в узких, глубоко врезуемых в коренные породы долинах среди возвышенностей с крутыми склонами и каменистыми осыпями. На крутых поворотах высота скальных обрывов достигает 150 м. Русла извилистые, неразветвленные, шириной до 100 м, изобилуют каменистыми и галечными перекатами, выходами коренных пород.

В северо-восточной части плато чаще наблюдаются плавные, почти незаметные переходы к пологим склонам долин; днища иногда сильно заболочены. Русла рек извилистые, реже – разветвленные, шириной до 80 м, с большим количеством перекатов. В русле рек встречаются выходы скальных пород.

Среднеолёнёкское низкое ступенчатое плато (III), сформированное на моноклинально залегающих терригенно-карбонатных породах, располагается

на севере территории в бассейне среднего течения р. Оленёк. Абс. отм. поверхности лежат в пределах 300–500 м.

Междуречья представляют собой плоские и слабовыпуклые поверхности, которые в сочетании с крутыми склонами долин придают плато увалисто-грядовый характер. Препарировка подстилающих пород и нивальные процессы придают им ступенчатый облик. Высота ступеней – 1–5 м, обусловлена структурой карбонатных пород.

Плато осложнено серией отпрепарированных даек, образующих ряд мелких гребней высотой до 4 м и шириной у основания до 10 м. Поверхность их пологовыпуклая, покрытая мелкоглыбовыми развалами долеритов. Плато полого понижается от 450–500 м на юго-востоке до 300–400 м на северо-западе. В северо-западной части плато развиты среднелепистоценовые ледниковые образования тазовского и самаровского горизонтов.

Река Оленёк в верхнем течении, ниже устья р. Алакит, порожиста, течет в узкой долине, местами в ущелье, русло врезанное, слабоизвилистое, с пологими излучинами и скальными вогнутыми берегами (Оленёкские столбы).

Притоки р. Оленёк текут в относительно широких долинах (до 3000 м) в зоне тайги или редколесья, представленных лиственничными породами. Пойма широкая двусторонняя, занята старицами и болотами; русла шириной от 20 до 100 м, извилистые или разделены на рукава и пойменные протоки [Гиниятуллин, 1986; Клочков, 1972; Кулаев, 1981; Ломакин, 1984; Машталярчук, 1995; Попов, 1974].

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Современный облик рельефа территории обусловлен: а) направленностью и интенсивностью кайнозойских тектонических движений; б) интенсивностью денудационных процессов; в) структурно-литологическими особенностями докайнозойских пород, их устойчивостью по отношению к элементам денудации; г) климатическими условиями, существовавшими в кайнозойское время; д) техногенными факторами (минимальное значение).

По степени влияния рельефообразующих факторов можно выделить две генетические группы рельефа: денудационную и аккумулятивную.

Денудационная группа. В денудационном рельефе выделяются следующие генетические типы: 1) крутые склоны низких гор, сформированные в плейстоцене на субстрате фанерозойских пород под воздействием эрозионно-денудационных процессов; 2) склоны пологие и средней крутизны, сформированные в плейстоцене в результате литоморфной препарировки субгоризонтально залегающих пластов осадочных и интрузивных пород; 3) увалисто-грядовое глубоко расчлененное пластово-трапповое плато, сформированное в плейстоцене под воздействием комплексной денудации; 4) пологоувалистое расчлененное пластово-трапповое плато, сформированное в плейстоцене под воздействием эрозионно-денудационных процессов; 5) поверхности, сформированные в плейстоцене в результате литоморфной препарировки субгоризонтально залегающих пластовых интрузивных тел.

Крутые склоны (более 35°), сформированные в плейстоцене на субстрате фанерозойских пород под воздействием эрозионно-денудационных процес-

сов (1) приурочены к прижимам по долинам рек (Моркока, Марха, Амбардах, Силигир и др. и в обрамлении денудационных уровней плато. Образование склонов в течение плейстоцена связано с положительными неотектоническими движениями (амплитуда новейших поднятий колеблется от 100 до 300 м). Формирование продолжается и в настоящее время. Под действием обвальнo-осыпных процессов образуются поля курумников (мощность осыпей до 2–3 м). Часто глыбы и обломки траппов загромаждают верховья ручьев и перемещаются под действием мерзлотно-солифлюкционных процессов вниз по склону, а иногда полностью перегораживают долины водотоков.

Поверхности таких склонов обычно слабоогнутые, реже выпуклые, прорезаны глубоко врезанными распадками. На крутых склонах часто образуются столбообразные останцы высотой 20 м и более. Главная роль в формировании описываемых поверхностей принадлежит избирательной денудации, в меньшей мере – эрозии [Гиниятуллин, 1986]. Время формирования – квартал.

Склоны пологие (до 10°) и средней крутизны (10–25°), сформированные в плейстоцене в результате литоморфной препарировки субгоризонтально залегающих пластов осадочных и интрузивных пород (2), образуются в условиях котловинообразных расширений долин крупных рек (Виллой, Моркока, Марха и др.). Длительная денудация создала на карбонатном субстрате мягкие формы рельефа – плосковерхие холмы, широкие седловины.

Пологие склоны развиты на терригенно-карбонатных породах палеозоя. Поверхность их слабоогнутая, реже пологовыпуклая, часто заболоченная. Ведущими агентами при формировании склонов являются плоскостной смыв и солифлюкция. Солифлюкционные явления отмечаются в основном на склонах северной экспозиции. Эти процессы деформируют поверхность склонов, как бы покрывая их натечными террасами (уступы высотой 0,5 м, шириной 2–4 м), языками (длиной 2–4 м, шириной до 4 м). Широко развиты медальоны вымораживания и бугры пучения [Гиниятуллин, 1986].

Склоны средней крутизны ограничивают структурно-денудационные уровни, приуроченные к вулканогенно-осадочным породам и долеритам. Ведущие агенты при формировании склонов – гравитационное движение, плоскостной смыв, реже – солифлюкция. Большое значение в проявлении склоновых процессов имеет литология субстрата. Своеобразный характер склонам, сложенным карбонатными породами, придают делли – мелкие безрусловые ложбины стока. Деллевые суглинистые отложения постоянно сползают, ложбины расширяются: от 2–5 м в верховьях, до 10–20 м в основании склона, глубина вреза – до 0,7 м. Время формирования – квартал.

Увалисто-грядовое глубоко расчлененное пластово-трапповое плато, сформированное в плейстоцене под воздействием комплексной денудации (3). Плато, сложенное вулканогенно-осадочными породами фанерозоя, интрузивными долеритами, характеризуется абс. отм. 700–900 м. Останцы этого плато сохранились по всей территории. Поверхность их пологоволнистая, иногда почти плоская и определяется бронирующим эффектом прочных пород базитового комплекса. Плато обычно ограничивается либо крутыми структурно-денудационными уступами, либо четко выраженными перегибами рельефа. Лишь на отдельных участках наблюдаются плавные, почти незаметные переходы к склонам долин.

Общим и характерным для плато является широкое развитие плосковерхих холмов, вытянутых увалов, местами почти полностью лишенное растительного покрова. В ряде случаев отмечается ступенчатое строение их поверхностей, обусловленное мелкими структурно-денудационными уступами протяженностью до 0,3–0,5 км и высотой 1–3 м. Над поверхностью плато слегка возвышаются денудационные останцы. Они представляют собой гряды высотой 3–4 м и длиной 100–150 м. На плато широко развиты крупноглыбовые развалы долеритов (отдельные глыбы достигают 1,5–3 м в поперечнике), образующие «каменные реки».

Породы платформенного чехла расчленены многочисленными долинами рек и ручьев, наиболее крупные из которых – Виллой, Оленёк, Марха, Моркока, Делинге, Сохсолох и некоторые другие – прорезают «базитовую броню» и глубоко врезаются в осадочную толщу фанерозойских пород. Мелкие речки и ручьи текут по поверхности траппового плато и лишь на разобщенных участках, где мощность пластовых интрузий минимальна, неглубоко вскрывают континентальную толщу перми. Характер долин (помимо общего поднятия страны) определяется мощностью «базитовой брони» и водообильностью потоков. Время формирования – квартал [Гиниятуллин, 1986].

Полого-увалистое расчлененное пластово-трапповое плато, сформированное в плейстоцене под воздействием эрозионно-денудационных процессов (4), образует часть водоразделов с абс. отм. 500–600 м на вулканогенно-осадочных породах триаса и терригенных образованиях карбона–перми в той или иной мере интродуцированных долеритами. В отличие от высокого плато, здесь развивается пологоволнистый, участками плоско-увалистый и мелко-грядовый рельеф. Часто встречаются осложняющие рельеф мелкие формы, созданные избирательной денудацией – островерхие (до 10–30 м) и плосковерхие (до 20 м) останцы траппов, гряды, представляющие собой отпрепарированные дайки высотой 3–8 м, шириной у основания 5–8 м, длиной до 10–12 км.

Для плато характерны плавные переходы к склонам долин, меньшее количество глыбовых развалов долеритов, наличие пониженных заболоченных участков, залесенность. Здесь также большее количество структурно-денудационных впадин и долинообразных понижений. Склоны котловин и понижений большей частью очень пологие, незаметно сливающиеся с окружающей поверхностью. Лишь на отдельных участках они переходят в крутые денудационные уступы. Размеры котловин колеблются от 1 до 3–4 км в поперечнике. Во многих из них находятся озера (оз. Байтах и др.). Днища крупных котловин часто осложнены мелкими термокарстовыми западинами. Долинообразные понижения обычно ориентированы либо в юго-восточном, либо в юго-западном направлениях. Возможно, что понижения приурочены к зонам тектонических нарушений. Время формирования – квартал.

Поверхности, сформированные в плейстоцене в результате литоморфной препарировки субгоризонтально залегающих пластовых интрузивных тел (5), распространены в южной части территории. Водораздельные поверхности часто окаймлены структурными уступами высотой от 2 до 10–15 м. Структурные уступы отчетливо выражены на поверхности вне зависимости от крутизны примыкающих склонов. Коллювий, формирующийся у подошвы

уступов, представлен щебнем, глыбами карбонатных пород. Междуречья и склоны долин осложнены узкими (40–50 м) грядами высотой до 4 м, представляющими собой отпрепарированные дайки долеритов. Время формирования определяется как плейстоценовое, на протяжении которого произошло преобразование неогеновой поверхности [Гиниятуллин, 1986].

Аккумулятивная группа. Аккумулятивный рельеф занимает незначительную часть района и, в зависимости от преобладания того или иного рельефообразующего фактора, подразделяется на следующие генетические типы: флювиальный, бассейновый и гляциальный.

Флювиальная подгруппа. Флювиальный рельеф сформирован в речных долинах разновозрастными образованиями. В долинах рек развиты пойма низкая и высокая, надпойменные террасы. На геоморфологической схеме они отражены в виде поверхностей среднелепистоцен-голоценовых и позднелепистоцен-раннелепистоценовых террас.

Аллювиальные аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы, низкая и высокая поймы (б): включают позднелепистоцен-голоценовый комплекс, а также фрагменты террас ранне-среднелепистоценового возраста.

На севере (р. Оленёк) комплекс надпойменных террас залегает в узких (до 1 км), но глубоко (до 200–300 м) врезанных долинах. Третья надпойменная терраса р. Оленёк расположена на уровне 40–60 м над урезом воды, бровка и тыловой шов выражены хорошо, ширина от 0,2 до 1,2 км, протяженность – до 8 км, полого наклонена к руслу. Поверхность осложнена многочисленными мелкими формами, генетически связанными с многолетней мерзлотой. В долинах рек Марха и Моркока высота III надпойменной террасы 25–32 м, высота цоколя 15–20 м над урезом воды. Поверхность террасы шириной 100–300 м наклонная, бровка сглаженная.

Вторая надпойменная терраса развита отдельными фрагментами на всем протяжении долины р. Оленёк и расположена в 25–40 м над урезом воды. Протяженность ее фрагментов – от 2–3 до 8 км, бровка и тыловой шов выражены четко. Терраса цокольная, полого наклонена к руслу. В долинах рек Марха и Моркока высота II надпойменной террасы 18–20 м, ширина не превышает 0,7–0,8 км. Уступ к I надпойменной террасе выположенный, тыловой шов в рельефе не выражен.

Первая терраса развита на всем протяжении долины р. Оленёк. Высота над урезом воды – до 8 м у бровки и до 18 м у тылового шва. Морфологические элементы выражены хорошо. Ширина площадки – до 1 км, она наклонена к руслу. Поверхность осложнена многочисленными старичными и термокарстовыми озерами. Высота I надпойменной террасы р. Моркока 10–12 м, р. Марха – 7–8 м, ширина – до 2 км, уступ к пойме (или реке) более четкий. На поверхности террасы встречаются мелкие термокарстовые, реже старичные озера, бугры пучения, небольшие болота.

Высокая и низкая поймы р. Оленёк занимают выпуклые части излучин. Ширина высокой поймы – от 20 до 300–400 м, высота – 5–6 м. Иногда у поймы наблюдается цоколь. На пойме многочисленные озера-старички, термокарстовые озера. Русло рек сильно меандрирует. Меандры наложенные. Для русла характерны песчано-галечные косы, перекаты. Высота поймы в долине

рек Марха и Моркока 2,5–4 м, ширина ее в долине р. Марха достигает 1–2 км, а в долине р. Моркока не превышает нескольких десятков метров. Поверхность поймы почти плоская, сильно заболоченная. Вблизи реки она иногда осложнена низкими береговыми валами, встречаются старичные и термокарстовые озера, конусы выноса [Лупейчук, 1979; Салихов, 2007]. По всей территории встречены фрагменты террас ранне-среднеплейстоценового (al_{tl}, al_{ltb}, al_{šr}) возраста. Длительность образования аллювиальных террас рек – ранний неоплейстоцен–голоцен – определяется по времени формирования коррелятивных отложений.

Аллювиальные эрозионно-аккумулятивные террасы (7). Разрозненные обособленные площадки на высоте 90–105 м от уреза воды с аллювием позднеэоплейстоцен-раннеэоплейстоценового возраста (dE_{ll-l}) установлены на абс. отм. 450–500 м на междуречье Марха–Далдын, по долине р. Моркока (реки Туора и Мегелях) и др. На геоморфологической схеме показан фрагмент, расположенный на междуречье Марха–Далдын. Площадки расчлененные, эродированные, ограниченные крутыми осыпными склонами и уступами шириной от 0,4 до 2,0 км, протяженностью до 3,5 км. Поверхность наследует рельеф подстилающих карбонатных и траптовых пород [Гиниятуллин, 1986].

Бассейновая подгруппа. Эту подгруппу формирует лимно-палюстринный (8) тип рельефа.

Лимно-палюстринный тип рельефа (8) развит повсеместно. Поверхности слабо вогнутые, заболоченные, с морозобойными трещинами, термокарстовыми воронками и буграми пучения. Характерным для территории является распространение расширенных котловин и низин с озерно-болотной аккумуляцией. Данные отложения заполняют блюдобразные и неправильной формы (округлые, овальные, изометричные) депрессии в элювиально-делювиальных, делювиальных, аллювиальных, ледниковых отложениях. Часть низин наблюдается перед сужениями речных долин. Характерным для днщ является мелкобугристо-западинный рельеф с участием булгунняхов. Присутствуют следы ледяных жил и клиньев. Широко развит термокарст.

Термокарстовые озера связаны с процессами вытаивания льда в осадочных многолетнемерзлых породах. При активном протекании этого процесса образуются термокарстовые котловины (озера Хоптолох, Уолба и др.). Береговые обрывы крутые, высотой до 15 м. Если по каким-либо причинам термокарстовое озеро было осушено, то на дне бывшего озера формируется плоская заболоченная поверхность – алас, с мелкими остаточными озерками, иногда соединенными между собой извилистыми протоками. При слабой расчлененности поверхности аласа на участке бывшего подозерного талика при его последующем промерзании одновременно сверху и снизу формируется булгуннях – бугор пучения. Высота бугров пучения может достигать 8–10 м при диаметре до 30 м. Время формирования – поздний неоплейстоцен–голоцен [Гиниятуллин, 1986].

Гляциальная подгруппа. Эту подгруппу формируют гляциальный, гляциофлювиальный и гляциолимнический типы рельефа.

Гляциальный тип рельефа (9). Эта плоская, местами холмистая равнина на ледниковых образованиях (Q_{I-II}) сформировалась под воздействием лебедского, аргасалинского и муруктинского ледников на высоте 200–550 м. Ледник

двигался с северо-запада на юго-восток, где сформировались краевые моренные образования. В результате образовался грядово-холмистый и холмисто-западинный моренный рельеф, осложненный полями гляциофлювиалов. Характерной особенностью рельефа является незначительная (30–40 м) глубина рачленения и весьма пологая волнистость. Кроме того, для участков распространения ледниковых форм характерна сильно кочковатая и сильно залесенная поверхность. На общем равнинном фоне выделяются моренные холмы высотой до 10–15 м с довольно крутыми склонами и слегка выпуклыми вершинами, сложенные валунными суглинками. На поверхности большое количество термокарстовых западин либо обводненных, либо заболоченных, булгуньяхи и другие мерзлотные формы. Относительно четкие границы имеет лишь муруктинский ледник. Эта площадь на схеме показана как равнина, сложенная конечно-моренными образованиями муруктинского ледникового комплекса (Q_{II}). Аргасалинский и лебедский ледник оставили следы ледниковых форм, поэтому установить точную границу их распространения здесь невозможно, границы всех оледенений показаны как предполагаемые.

При движении ледников в среднечетвертичное время происходил захват и ассимиляция аллювиальных отложений древних доплейстоценовых рек валунными сугинками морены и гляциофлювиалами. Так, в долине р. Верх. Монди ледниковые отложения и гляциофлювиалы содержат переотложенные третичные споры и пыльцу: *Leiotriletes*, *Tsuga*, *Myrica*, *Carya*, *Quercus*, *Castanea* и др. (определения С. М. Носовской) [Шпунт, 1986]. Время формирования гляциального рельефа – ранний–средний неоплейстоцен.

Гляциофлювиальный тип рельефа (10). От пологонаклонной поверхности, сформированной гляциофлювиальными потоками перед фронтом морены, остались редкие фрагменты в бассейне рек Оленёк и Арга-Сала (реки Верх. Монди, Алылах) на абс. отм. 280–300 м, располагающиеся вдоль водотоков. Гляциофлювиальные поля имеют слабозалесенную ровную поверхность с широким развитием полигональных грунтов и медальонов. На геоморфологической схеме показаны отдельные камовые холмы, не выражающиеся в масштабе карты. Время формирования – средний неоплейстоцен.

Гляциолимнический тип рельефа (11). В районе развития гляциального типа рельефа обращают на себя внимание котловинообразные впадины, представляющие остатки спущенных озер. Склоны котловин пологие (3–6°), днища ровные, почти плоские, местами сильно заболоченные. Иногда на пониженных участках котловин наблюдаются булгуньяхи высотой до 5 м. Кроме котловинообразных впадин наблюдаются сквозные долины, приуроченные, возможно, к древним ложбинам стока ледниковых вод. Об этом свидетельствует широкое развитие песчано-галечных гряд и холмов на их склонах. Сквозные долины имеют линейно-вытянутую форму с пологими (2–3°) плоскими заболоченными днищами шириной 0,3–0,5 км [Шпунт, 1986; Лупейчук, 1979]. Время формирования – средний неоплейстоцен.

Техногенная группа. Следует отметить наличие на рассматриваемой территории техногенного рельефа, распространенного в районе действующих горнодобывающих предприятий – карьеры, выемки, отвалы, хвосты обогащения, насыпные дороги. Площадь распространения и мощность техногенных отложений напрямую зависят от размеров и глубины разрабатываемых

карьеров. Высота отвалов достигает 40 м в районе месторождения Айхал и 50 м в районе месторождения Удачная. Карьер тр. Удачная имеет размеры у поверхности 490 × 350 и 400 × 330 м, глубина – 640 м. Глубина карьера тр. Айхал – 380 м [Атлас ..., 2015]. На геоморфологической схеме и карте четвертичных образований карьеры, горные отвалы и др. нанесены в виде знаков, не выражающихся в масштабе карты. Возраст техногенного рельефа современный, поскольку время отработки месторождений – вторая половина XX – начало XXI веков. [Салихов, 2007; Атлас ..., 2015].

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Рассматриваемая площадь на протяжении неотектонического этапа представляет собой тот особенный тип в формировании рельефа, знак рельефообразования которого неоднократно сменялся на противоположный. Процессы элювиообразования сменялись эпохами формирования довольно глубоких долин.

Наиболее значительный этап денудационного сноса относится к позднему мелу, следы которого отмечаются на Сибирской платформе, за пределами рассматриваемой площади, в виде соответствующих отложений. Палеогеографическая обстановка конца мелового периода без существенных изменений сохранялась в течение большей части палеогена. В это время территория представляла собой равнину, в пределах которой при спокойной тектонической обстановке господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования. Реликты палеогеновой коры выветривания установлены за пределами листа – на междуречье Марха–Тюнг, левых притоков р. Виллой [Кардопольцева и др., 1961]. В дальнейшем, в ходе новейших тектонических движений поверхность территории, вероятно, была приподнята, разбита на отдельные блоки и в разной степени переработана процессами денудации. В позднем плиоцене, предположительно, произошла кратковременная морская трансгрессия Арктического бассейна [Дегтяренко, 1970].

Неоднократное повторение эпох накопления осадков и разделявших их периодов выноса материала, усложняло рельеф и создало разновозрастную полигенетическую равнину, в общем наклоненную к северу. Таким образом, к началу эоплейстоцена была сформирована слабоволнистая пенепленизированная реликтовая равнина с редкой, но хорошо врезанной гидрографической сетью.

Во время наступившего в конце раннего неоплейстоцена и длившегося до середины среднего неоплейстоцена этапа денудационного развития региона на всей территории происходит интенсивное расчленение равнины. В пределах плоскогорья преобладает глубинная эрозия, в результате которой образуются глубокие (до 60–80 м) V-образные долины и увалистый рельеф. К вершинам последнего приурочены реликты плиоценовой равнины, которая, будучи выведенной из сферы активной денудации, консервируется.

В зоне сочленения низменности с плоскогорьем и на самой низменности происходит интенсивный вынос материала, формируется сильно расчлененный рельеф, тесно связанный со структурами района и литологическими особенностями пород (полого-увалистый, ступенчатый – на ритмичных толщах).

Вырабатываются ящико- и корытообразные долины. Отложения первого этапа аккумуляции почти полностью уничтожаются.

В процессе образования речных долин, несмотря на интенсивные эрозионные процессы, на отдельных участках накапливался позднеэоплейстоцен-раннеэоплейстоценовый аллювий, большую часть которого позднейшие процессы денудации уничтожили. Реликты их мы видим в современных долинах, которые во время данного этапа были сформированы почти полностью и в дальнейшем только погребались и препарировались вновь. Общий подъем территории во время этого этапа происходил пульсационно, что выразилось в образовании структурных уступов.

Во второй половине среднего неоплейстоцена новая трансгрессия привела к замедлению, а затем и к полному прекращению эрозионных процессов и постепенному затоплению сопредельных территорий в границах плиоценовой трансгрессии. Затопленной оказалась почти вся Северо-Сибирская низменность. На территории листа Q-49 аккумуляция происходила вдоль медленно текущих рек, в мелководных водоемах и заболачиваемых западинах рельефа.

Начиная с зырянского времени, денудационные процессы проявились с несколько меньшей интенсивностью, чем после первого этапа осадконакопления. Сформировался уступ третьей террасы.

Последний этап значительной площадной аккумуляции падает на конец зырянского времени. В этот период происходит интенсивное заболачивание междуречий и формирование аллювия третьей надпойменной террасы.

Новый подъем территории в позднеэоплейстоценовое время выразился в оформлении уступа второй террасы и низких террас, продолжающих формироваться и в голоцене. Происходит денудация накопленных отложений и образование делювиально-солифлюкционных и пролювиальных отложений на склонах сформированного рельефа [Пинчук, 1970]. В неоплейстоцене западная часть территории листа неоднократно подвергалась оледенению: в лебедское, самаровское и тазовское время.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа Q-49 расположена в зоне сочленения структур первого порядка северо-восточной окраины Сибирской платформы – южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы, северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, западной части Сюгджерской седловины и северного замыкания Непско-Ботуобинской антеклизы.

На этой площади выявлены разнообразные виды полезных ископаемых, среди которых алмазы, иногда сопровождающиеся хризолитом и титановой минерализацией, являются основным полезным ископаемым, определяющим ее перспективы. Известны также месторождения, многочисленные проявления и пункты минерализации нефти и битума, бурых и каменных углей, черных и цветных металлов, оптического и горнотехнического сырья, солей и рассолов, а также строительных материалов.

Основная информация о полезных ископаемых площади листа приведена на картах полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ. На картах отражены минерагенические подразделения трех иерархических уровней – четырех минерагенических субпровинций и бассейнов, двух минерагенических областей, восьми подразделений ранга рудных районов, а также шести рудных узлов и полей.

На одноименной карте и в списке, прилагаемом к объяснительной записке (прил. 1), представлено 784 объекта полезных ископаемых. Проведена типизация рудных объектов по рудноформационным и генетическим признакам.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть и газ. Площадь листа Q-49 целиком входит в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП) и включает почти равные площади Анабарской (на северо-востоке) и Сюгджерской (на юго-западе) нефтегазоносных областей (НГО), а в юго-восточном углу – небольшой участок Непско-Ботуобинской НГО. Здесь в разрезах венда и раннего палеозоя глубоких скважин, а также в обнажениях кембрия, ордовика и силура выявлены многочисленные нефтегазопроявления, что свидетельствует о высоких перспективах, но месторождений нефти и газа и объектов, подготовленных к бурению, на рассматриваемой территории нет.

Нефть. *Проявления* (I-1-3, I-1-4). В правом борту долины р. Кюэнеликян (правый приток р. Арга-Сала) на расстоянии 16–17 и 30 км от устья имеются

два выхода нефти, просачивающейся из карбонатных пород чукукской свиты среднего кембрия. В одном из шурфов вблизи выхода нефти дебит составлял 0,5 л/ч. Физические свойства нефти: удельный вес 0,89–0,9; вязкость условная в градусах Энглера Е – 4,04–1,85; температура застывания –16 °С, кипения +114 °С, вспышки +73 °С; теплотворная способность 10 370 кГ/кал [Государственная ..., лист Q-49, 1958].

В районе проявления косвенным признаком нефтеносности в виде рассеянной битуминозности отмечаются карбонатные породы верхней половины разреза кембрия. Битуминозность начинает появляться с середины разреза среднекембрийских отложений, достигая максимума в верхней его части. Общее содержание битумоида в породах колеблется от 0,0003 до 0,15 % при среднем содержании 0,023 %. Отношение хлороформного битумоида к спирто-бензольному изменяется в пределах от 1 : 4 до 26,6 : 1, составляя в среднем 2,4 : 1. Лучшими коллекторскими свойствами обладают массивные и толстоплитчатые доломиты, изобилующие пустотками различной формы, размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров в поперечнике. Средняя открытая пористость составляет 4,95 %, максимальная – 12,01 %, минимальная – 1,74 %. Проницаемость пород колеблется в пределах 0,1–2,4 мД.

Битумопроявления в чукукской свите развиты равномерно по всему разрезу. Среднее содержание битумоида в породах составляет 0,42 %, в том числе хлороформного – 0,13 %, спирто-бензольного – 0,29 %. Максимальное содержание достигает 0,65 %, минимальное – 0,0008 %. Средняя пористость – от 5,78 до 7,24 %, средняя проницаемость 7,27 мД.

Битумопроявления в мархинской свите приурочены в основном к верхней части разреза. Среднее содержание общего битумоида – 0,09 %. Среднее содержание хлороформного битумоида – 0,075 %, спирто-бензольного – 0,0015 %. Большинство битумоидов являются вторичными, несколько образцов содержат асфальтены. Средняя пористость пород – 7,64 %, максимальная – 25,37 %, средняя проницаемость в пределах 0,005–2,5 мД.

Для оценки прогнозных запасов нефти данной территории общую мощность нефтеносных свит можно принять равной 80 м, при средней пористости до 12 % и заполняемости пор до 70 % [Государственная ..., лист Q-49-I,II, 1986].

Месторождения (III-5-28; III-5-29; III-5-41). При разведке трубок Удачная и Зарница практически во всех скважинах на различных глубинах отмечены кимберлиты, пропитываемые битумом, а также ксенолиты сильнобитуминозных известняков и пропитывание битумом кальцита в прожилках и гнездах. В скважинах трубки Удачная на глубинах 150–200 м встречается капельно-жидкая нефть, а в приконтактовых частях трубки вскрыт пропитанный нефтью сильно разрушенный кимберлит. На глубине 217 м обнаружена жидкая нефть в виде пленки толщиной 3 см на поверхности воды [Геологическая ... Лист Q-49-XVII, 1960].

Месторождения (III-5-28; III-5-29; III-5-41) и проявление (III-5-34). Выходы природного газа отмечались при проходке горных выработок и скважин на трубках Зарница, Удачная и Сибирская в кимберлитах и осадочных породах олдондинской свиты позднего кембрия–нижнего ордовика. Газы горючие, загораются со взрывом. Наиболее интенсивные выделения газа наблюда-

лись на трубке Удачная в зоне сочленения рудных тел кимберлитов, для которой характерна повышенная трещиноватость пород. Здесь при проходке буровой скважины с глубины 367,9 м вырвался газ, который превратился в факел. Длина факела – 12–13 м, давление – до 70 атм. В настоящее время скважина затопнирована [Геологическая ... Лист Q-49-XVII, 1960].

Твердые горючие ископаемые. На площади листа Q-49 известны месторождения и проявления каменно- и буроугольной формаций, приуроченных к позднекаменноугольным и пермским отложениям в пределах восточной части Тунгусского угольного бассейна.

Уголь каменный установлен в 25 проявлениях на юго-западе территории в пределах Улахан-Вавского и Чона-Батырского прогнозных районов угленакпления осадочного типа. По степени метаморфизма угли от бурых (1Б, 2Б) до переходных от жирных к коксовым (Ж–К) марок. В бассейне верхнего течения р. Виллой (лист Q-49-XXXI, XXXII) описаны шесть подобных проявлений [Попов и др., 1974].

Проявление (VI-1-2) вскрыто на пологом склоне в верховьях р. Амбардах. Здесь уголь прослежен двумя шурфами на расстоянии 30 м. Подошва пласта залегает горизонтально на глубине до 7,5 м. Мощность изменяется от 1 до 2,8 м. Уголь перекрыт алевролитами и элювиально-делювиальными отложениями, в подошве пласта лежат аргиллиты. Уголь черного цвета, слоистый, мощность слоев – от 2 до 10 см, излом занозистый, ступенчатый, блеск матовый, реже стеклянный.

Проявление (VI-2-4) расположено на правом берегу р. Лахарчаана выше устья р. Хахсык. Здесь среди песчаников и аргиллитов нижней перми наблюдаются четыре пропластка угля. Два из них по 0,4 м, остальные – 0,1 и 0,2 м. Залегание их наклонное: азимут падения 240°, угол 15°. Уголь черный плотный, тонкополосчатый за счет чередования полуматовых и полублестящих разностей.

Проявление (VI-2-5) вскрыто шурфом в 1 км от проявления VI-2-4, выше по р. Лахарчаана, на правом берегу в толще песчаников и алевролитов. Залегает линза на глубине 5 м с падением: азимут 20°, угол 40°. Уголь черный слоистый, плотный, тонкополосчатый за счет чередования матовых и блестящих разностей.

Проявление (VI-2-9) на правом берегу р. Виллой, в 3,6 км ниже устья р. Лахарчаана, в 2,6 км от берега. Здесь под 10-метровой толщиной аллювиальных отложений II надпойменной террасы шурфом вскрыт пласт угля мощностью 4,5 м. Пласт залегает горизонтально. В подошве – углисто-глинистые сланцы. Уголь черный плотный, трещиноватый, блестящий, слоистый.

Проявление (VI-2-11) на левом берегу р. Амбардах, в 3,6 км от устья. Здесь в распадке наблюдаются выходы двух пластов: верхний мощностью 0,3 м и нижний 0,8 м, разделенных алевритистыми аргиллитами мощностью 0,8 м. В кровле верхнего пласта – песчаники. В подошве нижнего пласта – аргиллиты. Верхний пласт на глубине 2,4 м. Пласты залегают наклонно: азимут падения 30°, угол 35°. Уголь черный матовый, тонкослоистый.

Проявление (VI-2-13) находится у уреза воды на левом берегу р. Виллой, в 3,7 км ниже по течению от устья р. Амбардаах. Здесь пласт угля видимой мощностью 0,3 м залегает наклонно: азимут падения 110°, угол 15°. В кровле пласта – песчаники. Уголь такой же по качеству, как и в проявлении VI-2-11.

Уголь бурый выявлен в одном малом месторождении и 60 проявлениях в пределах Тунгусского среднекаменноугольно-пермского угленосного бассейна.

Малое месторождение бурого угля Черное (III-3-16). Площадь – 4,75 км², мощность угольного пласта – от 0,2 до 3,5 м. Угли относятся к типичным бурым с параметрами: зольность (в сухом состоянии) – 26,6 %, летучих на горючую массу – 43,41 %, теплотворная способность – 6100 ккалорий, выход полукокса – 73,39 % [Чернов, 1987].

Месторождение представлено одним пластом угля, установленным горными и буровыми работами на площади 4,7 км² и имеющим рабочую (более 1 м) мощность. Глубина залегания пласта варьирует от 1,6–21,4 м в зоне выхода карбоновых отложений на дневную поверхность до 29,7–63,3 м на участке, перекрытом интрузией долеритов. Абсолютные отметки подошвы пласта в пределах 578,6–620,5 м, кровли – 582,1–621,0 м. Пласт не выдержан по мощности. Она изменяется от 0,3–3,5 м на незэродированной части месторождения до 0,1–0,8 м на площади выхода пласта на дневную поверхность. Отмечается закономерное уменьшение мощности пласта угля и угленосного горизонта в северном направлении, т. е. по восстанию. Общее падение пласта на юг, в этом же направлении наблюдается и увеличение углов падения: от 35° на севере до 2–10° на юге. Кроме того, залегание пласта осложнено несколькими положительными и отрицательными структурами высших порядков амплитудой от 10 до 25 м.

Пласт угля имеет сложное строение. Чаще всего он представляет собой переслаивание прослоев угля (3–10 см, иногда 50 см) с линзами и прослойками (от 1–2 мм до 20 см) углистых и глинистых сланцев и сажистых алевролитов. Уголь трещиноватый и минерализованный, трещины выполнены кальцитом и гидроокислами железа. По степени углефикации относится к обычным бурым углям, по исходному материалу (высшие наземные растения) – к группе гумитов. Уголь в основном серовато-черный, реже черный и бурый полуматовый, иногда блестящий и матовый. По составу и содержанию компонентов уголь подразделяется на четыре типа.

Угли первого типа не развиты широко ни в пласте угля, ни в угленосном горизонте. Характеризуются большим содержанием компонентов группы витринита (91 %) и незначительным содержанием семивитринитовых (6 %) и фюзинитовых (3 %) ингredientов.

Широко развиты угли второго типа. Компоненты группы витринита составляют в них от 3 до 23 %, семивитринитов – от 50 до 91 %, в среднем 72 %, фюзинита – от 5 до 25 %, в среднем 13 %. Третий тип углей составляет 28 %. Основное значение в них имеют компоненты группы семивитринита – 34–70 %, в среднем 52 % и фюзинита – 23–43 %, в среднем 35 %. На компоненты группы витринита приходится от 1 до 25 %, в среднем 12 %. Лейптинитовые компоненты составляют 1 %. Угли четвертого типа составляют примерно 22 %

всего объема углей. Основное место в них занимают компоненты группы фюзинита – от 44 до 62 %, в среднем 52 %. На втором месте стоят ингредиенты группы семивитринита – от 25 до 46 %, в среднем 34 %. Витринитовые компоненты составляют от 9 до 17 %, в среднем 13 %.

По результатам технического анализа, угли пригодны для использования в качестве энергетического сырья и характеризуются следующими показателями: рабочая влажность – 22,8–31,60 %, лабораторная влажность – 10,51 %, зольность – 23,77 %, сера общая – 1,97 %, летучие – 42,25 %, теплотворная способность – 6100 ккалорий.

Степень изученности месторождения позволила подсчитать балансовые запасы по категориям В, С₁ и забалансовые по категории С₂. Балансовые запасы составляют 1528,9 тыс. т, забалансовые – 1372,4 тыс. т. Месторождение не эксплуатировалось [Фолисевиц, 1996].

Проявление бурого угля Моркокинское (IV-3-39) расположено на правом берегу р. Моркока, в 10 км ниже устья р. Тегюрюк. Приурочено к отложениям ботуобинской свиты (С_{3bt}), которые прослеживаются в нижней части склона долины р. Моркока на протяжении 4,5 км. Пласт угля залегает в нижней части разреза и прослеживается по простиранию на расстояние 2,5 км с падением на юг под углом 30°. Буроугольные отложения перекрыты силлом долеритов мощностью от 120 до 300 м. Мощность пласта угля колеблется от 0,8 до 1,2 м. Кроме того, встречаются линзы угля мощностью от 0,1 до 0,4 м и протяженностью не более 0,4 км.

Образцы бурого угля были подвергнуты техническому анализу. Результаты (средние данные по четырем образцам) этих анализов следующие (%): влага (W_a) – 9,27, зола (A_a) – 14,06, углерод на горючую массу (C_г) – 65,42, сера (S_c) – 1,48, летучие на сухое топливо (V_г) – 39,13, полукокс – 72,0, теплотворная способность (Q) – 6455 ккал. Таким образом, угли Моркокинского проявления можно отнести к углям переходным от бурых к длиннопламенным, так как они отличаются пониженным содержанием летучих компонентов и довольно высокой для бурых углей теплотворной способностью [Салихов, 2007].

Кроме описанных месторождения и проявления установлены многочисленные углепроявления, объединенные в Айхальский буроугольный район (2.1 УБ/С₃). Пласты угля в пределах этого района маломощные (0,2–3,5 м), быстро выклинивающиеся и расщепляющиеся. Залегают на больших (20–200 м и более) глубинах. Положение залежей угля с минимальной рабочей мощностью (0,7 м) контролируется 35-метровой изопахитой суммарной мощности отложений конекской и айхальской свит. Угли средnezольные, низкосернистые и низкофосфористые. Преобладают марки Б (бурые), реже встречаются угли марок БД и БЖ (переходные к длиннопламенным и жирным). Число угольных пластов – 1–5, рабочих – 1–2, коэффициент угленосности – 2–9 %. Прогнозные ресурсы территории оцениваются по категориям Р₂ в 419 200 тыс. т, Р₂₊₃ – 1153 000 тыс. т [Салихов, 2005].

Улахан-Вавский прогнозируемый угольный район (2.2 УК, УБ/Р₁₋₂) площадью 4010 км². По состоянию на 1.01.2017 г. в Перечне некондиционных прогнозных ресурсов угля учитывается угольный объект в Республике Саха (Якутия) «Улахан-Вавский прогнозируемый район» с прогнозными ресурса-

ми угля (неразделенными по марочному составу Б-К) категории P_3 в количестве 4351 млн т (протокол ВНИГРИуголь № 5 от 26.02.2012 г.). Улахан-Вавский район углепроявления прослежен от р. Улахан-Вава (на северо-западе) до р. Лахарчаана (на юго-востоке). Угольные пласты имеют сложное строение. Суммарная мощность залежей, разделенных породным прослоем до 12 м, достигает 4,0–5,8 м (в среднем 4,9 м). Глубина залегания пластов угля не превышает 100–200 м. По степени метаморфизма выделяются угли от бурых (1Б, 2Б) до переходных от жирных к коксовым (Ж–К) марок.

Рабочая группа ВНИГРИуголь, используя оценочные параметры, принятые ранее, оценила количество прогнозных ресурсов углей Улахан-Вавского района на территории листа Q-49 по категории P_3 – 1693 млн т (протокол ВНИГРИуголь № 5 от 26.02.2012 г.). При этих условиях удельная продуктивность Улахан-Вавского района равна 344 806 т/м².

Чона-Батырский прогнозируемый угольный район (2.3 УК, УБ/ P_{1-2}) площадью 2500 км² с углепроявлениями, неразделенными по марочному составу (Б–К). Прогнозные ресурсы угля категории P_3 Чона-Батырского района составляют 813 млн т (протокол ВНИГРИуголь № 5 от 26.02.2012 г.).

Олгуйдахский бурогольный район (2.4 УБ/ C_3) выделен в верховьях р. Олгуйдах.

Маломощные прослои и линзы бурых углей, невыдержанные по простираению, залегают на глубине до 110 м, вскрыты скважинами в терригенных отложениях верхнего палеозоя практически по всей площади. Мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 0,3 м, максимальная – 2,8 м. Визуально угли черные, матовые, иногда со стекляннным блеском, трещиноватые, с большим содержанием терригенного материала в виде примесей и прослоев малой мощности. Технический анализ проб показал, что угли кларено-дюроновые, класс гумитов, с теплотворной способностью 6200–6500 ккал/кг. Основная часть углей относится к длиннопламенным и классифицируется как переходные от бурых к каменным [Кулаев и др., 1981; Гиниятуллин и др., 1981].

Оценка прогнозных ресурсов углей Олгуйдахского района проведена методом геологической аналогии с Улахан-Вавским районом, принятым в качестве модельного объекта. Прогнозные ресурсы категории P_3 Олгуйдахского района составляют 797 млн т (авторская оценка).

Вавукаканский прогнозируемый узел угленакопления (2.0.1 УК, УБ/ C_{2-3} - P_1) расположен вне прогнозируемых районов угленакопления в нижнем течении рек Улахан-Вава и Сээн, притоков р. Виллой.

Сам узел оконтурен по пяти проявлениям угля, расположенным близко друг к другу. Известные к настоящему времени углепроявления практически не изучены, выявлены в единичных обнажениях или горных выработках. По простираению и падению они не прослеживались. Пласты угля на проявлениях маломощные – 0,3–0,4 м.

Прогнозные ресурсы угля категории P_3 Вавукаканского прогнозируемого узла составляют 580 млн т (авторская оценка).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На территории листа выявлены проявления и пункты минерализации железных руд и одно малое месторождение титана.

Железо. Выявлено пять проявлений и три пункта минерализации железных руд, связанных с магнетитовой и осадочной сидеритовой формациями. Все проявления и пункты минерализации расположены в пределах Тунгусской шпатоносной глинозем-медно-железородной минерагенической субпровинции.

Магнетитовая формация связана с контактово-метасоматическими образованиями. Руды приурочены к зонам скарнирования с формированием кальцит-магнетитовых и кальцит-магнетит-гранатовых скарнов на контактах (в кровле и подошве) долеритов с карбонатными породами нижнего палеозоя и зонах дробления в карбонатных породах вблизи интрузий долеритов. Проявления представлены магнетитовыми мелкокрапленными рудами, реже – рудами с полосчатой и массивной текстурами. Содержания Fe_2O_3 – 35,9–64,54 %, FeO – 14,69–20,31 %, MnO – 0,13 %, $S_{\text{общ}}$ отсутствует [Салихов, 2007].

Проявления (VI-1-1) и (VI-1-4) приурочены к единой зоне гидротермальных изменений с магнетитовой минерализацией в пределах разрывного тектонического нарушения, которое прослежено в северо-восточном направлении (аз. прост. 50–55°) на расстояние 15 км.

Проявление VI-1-4 вскрыто канавой, представляет собой магнетитовую жилу мощностью 15 см среди кальцит-магнетит-гроссуляровых скарнов на контакте интрузивного тела долеритов с туфами. Протяженность жилы – до 15 м, простирание ее совпадает с простиранием интрузии (55–60°). Жила имеет небольшие ответвления.

Проявление р. Кюрюнгенекян VI-1-1 также как и проявление VI-1-4 приурочено к зоне скарнированных пород на контакте туфов с дайкой долеритов. Магнетитовая жила прослежена в высыпках на протяжении около 150 м. Простирание ее совпадает с простиранием дайки (45–50°). Мощность жилы, судя по обломкам в копушах и высыпках, до 5 см.

Еще два проявления магнетитовых руд отмечены на левом склоне р. Хахсык и на левом склоне небольшого правого притока р. Амбардаах. Связаны они зонами ороговикования на контакте с интрузиями.

Проявление р. Хахсых (VI-2-1) отмечено в зоне ороговикования на контакте пластообразной интрузии мелкозернистых долеритов с аргиллитами перми. Мощность зоны ороговикования – не более 1 м. Роговики полосчатые, плотные, зеленовато-серого цвета. Вместе с роговиками в высыпках на площади 5 м² встречаются обломки магнетитовых руд, обычно тонкозернистых однородных или полосчатых. Содержание магнетита (макроскопически) – около 35–40 %. По характеру и облику обломков можно предположить, что магнетитовые руды слагают несколько жил мощностью 3–4 см (каждая) и протяженностью не более 5 м.

Проявление р. Амбардах (VI-1-5) установлено на контакте дайки мелкозернистых долеритов с туфами чичиканской свиты. Простираение дайки меридиональное. Магнетитовое оруденение приурочено к западному контакту дайки с туфами, прослежено по высыпкам и в копушах на протяжении до 200 м (по маршрутным наблюдениям), ширина зоны – около 50 м [Салихов, 2007].

Проявление Верхне-Олгуйдахское (VI-5-25) приурочено к скарнированным карбонатным породам сохсолохской свиты в экзоконтакте интрузивного тела долеритов. Горными выработками вскрыта серия жил и гнезд скрытокристаллических магнетитовых руд в зоне мощностью 4,5 м и протяженностью более 50 м. Содержание FeO + Fe₂O₃ – 70,6–87,4 %, среднее – 75,2 % [Мащак, 2009].

Сидеритовая формация. На правом берегу р. Моркока, в 10 км ниже устья р. Тегюрюк в угленосных отложениях ботуобинской свиты (C_{3bt}) выявлены пункты минерализации (IV-3-47), (IV-3-48) в виде прослоев сидерита мощностью 0,05–0,7 м. Результаты химического анализа сидерита следующие: Fe (мет., вал.) – 25,67 %; Mn (растворимая часть) – 0,35 %; P – нет; S – нет; TiO₂ – 3,12 %; MgO – 16,5 %. Так же в районе листов Q-49-XXI, XXII прослои сидерита мощностью от 0,05 до 0,7 м установлены в целом ряде скважин в угленосных отложениях ботуобинской (C_{3bt}) и ахтарандинской (P_{1ah}) свит на значительных глубинах (от 30 до 150 м перекрывающих образований). Практического интереса они не представляют [Салихов, 2007].

Титан. На территории листа выявлено одно малое месторождение титана (Ш-5-28) магматического типа апатит-титаномагнетитовой формации в щелочно-ультраосновных породах кимберлитовой алмазонасной формации тр. Удачная. Месторождение является комплексным, в котором титан имеет подчиненное значение при главенствующей роли алмазов. Титан связан с пикроильменитом при содержании в нем TiO₂ – 47,3–52,2 %, V₂O₅ – 0,38 %, Nb₂O₅ – 0,14 %. Содержание пикроильменита в трубке 2,8–3,0 кг/т, запасы до глубины 400 м составляют 814 тыс. т, а запасы TiO₂ в пикроильмените – 400 тыс. т.

Повышенные концентрации пикроильменита отмечены также в трубках: Ильменитовая – 8,9 кг/т, Овал – 23,2 кг/т, Зарница – 6,1 кг/т, Электра – 7,1 кг/т, Эврика – 14,1 кг/т и Любимая – 13,0 кг/т, что дает основание рассматривать эти трубки как перспективные на титан рудопроявления [Мащак, 2009].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Установлены в проявлениях и пунктах минерализации.

Медь, никель, кобальт определены в 16 пунктах минерализации (I-1-5, I-1-6, II-1-4, III-2-1, III-2-2, III-2-3, III-2-10, IV-1-1, IV-2-9, IV-2-14, IV-2-15, IV-2-22, IV-2-23, IV-2-31, IV-2-32, V-4-4), расположенных в пределах Тунгусской позднепалеозойско-раннемезозойской минерагенической провинции, связанной с проявлениями медно-никелевой формации в магматитах основного состава.

Пункты медной минерализации приурочены к минерализованным и скарнированным зонам дробления в контактах интрузий долеритов с туфами,

песчаниками и известняками. Проявляются повышенными содержаниями элементов в пределах локальных участков приповерхностных интрузивных тел до-леритов, несущих в себе более высокие концентрации меди, никеля и кобальта, в несколько раз превышающие значения регионального фона. Представлены мелкой рассеянной вкрапленностью халькопирита – до 2,3 %, пирротина – до 1,17 %, пирита – до 17 %. В связи с малыми размерами выявленные пункты минерализации представляют собой чисто минералогический интерес.

Магний проявлен бруситом в четырех пунктах минерализации (IV-2-6, IV-2-28, IV-2-34, IV-2-35). Брусит тонкозернистый, светло-серого цвета с бледным зеленоватым оттенком, мягкий, плотный. Содержит (%): $H_{\text{ост}}$ – 2,40; P_2O_5 – 1,14; CaO – 0,70; MgO – 62,80; H_2O^- – 0,66; H_2O^+ – 29,48. Проявления связаны с метасоматическим воздействием интрузий долеритов на раннепалеозойские карбонатные породы [Побережский и др., 1964].

Свинец, цинк определены в 10 пунктах минерализации свинцово-цинковой стратиформной формации в карбонатных породах (I-4-2, I-4-3, I-4-5, I-5-1, I-5-3, I-5-4, I-6-3, I-6-4, I-6-6, I-6-7). Полезный компонент установлен в виде жилок и гнезд галенита и сфалерита мощностью до 3–5 мм, часто совместно с целестином. Обычно это мелкая спорадическая вкрапленность, занимающая не более 3–5 % объема породы, реже встречаются жилки и линзы. Целестин в криптозернистых известняках местами слагает слои мощностью до 1 м с содержанием стронция до 1 % и бария до 0,8 % [Мащак, 2009].

Алюминий. В пределах территории листа выявлено четыре проявления (IV-5-3, IV-5-19; IV-6-1; VI-2-10) бокситовой латеритовой формации в пределах Мойеро-Верхневильюйской глинозем-железо-меденосной рудной зоны, связанной с латеритными корами выветривания.

Проявление р. Дабан (IV-5-19) связано с латеритной корой выветривания, сохранившейся в карстовых воронках в доломитах олдондинской свиты (C_3-O_3l). Кора выветривания вскрыта бурением в эрозионно-карстовых воронках на площади 1,5 км². В одной из воронок на глубине 12–50 м установлены пластовые и линзовидные тела бокситов гётит-гипбситового состава мощностью до 3,5 м. Содержание глинозема достигает 38–40 % при содержании кремнезема 4–5 %. Бокситы относятся к маркам «Б-3» и «Б-6». Прогнозные ресурсы – 13 тыс. [Мащак, 2009].

Проявления Кюндэ (IV-5-3) и Туман-Кюэль (IV-6-1) выявлены в красно-коричневой перетолженной глине латеритной коры выветривания, в которой до 10 % занимают обломки бокситов размером 0,5–4 см. Минеральный состав обломков (%): гипбсит – 55,7–56,81, гётит – 24,45–26,85, галлуазит – 11,24–16,48.

Все выявленные проявления бокситов малоперспективны [Мащак, 2009].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории представляет кальцит оптический, принадлежащий к формации исландского шпата в траппах.

Кальцит оптический выявлен в 10 проявлениях в породах трапповой формации в пределах Верхневилуйско-Нижнегунгусской прогнозируемой минерагенической области исландского шпата и поделочных камней.

Проявления (VI-3-4) и (VI-3-6) относятся к проявлениям, связанным с мелкими дизъюнктивными нарушениями (минерализованные зоны трещиноватости).

Проявление (VI-3-4) расположено в долине р. Халлах, в 18 км от устья. Здесь в обнажении обломочных туфов чичиканской свиты наблюдается зона трещиноватости мощностью 2,5–3,0 м. Трещины субвертикальные с простиранием на северо-восток 10–15°. Большинство трещин залечены кальцитом и цеолитами. Мощность жил и прожилков различная – от волосовидных до 1 см. В одной цеолит-кальцитовой жилке встречено несколько кристаллов оптического кальцита размером 0,5 × 1,0 см. Кристаллы сдвойникованы, трещиноваты, бесцветные или слабо окрашены в бледно-чайные цвета. Размер монокристаллов – до 0,7 см (по длинной оси) [Клочков, 1972].

Проявление (VI-3-6) расположено на правом берегу р. Халлах, в 24 км от его устья. Здесь в береговом обрыве среди обломочных туфов наблюдается серия трещин преимущественно прямолинейных, субвертикальных, соединяющихся тонкими ветвящимися прожилками. Трещины заполнены кальцитом с цеолитами. Мощность жил кальцита – до 3 см. Кальцит желтоватого и молочно-белого цвета. Наблюдаются также мелкие (0,5 см) прозрачные, бесцветные кристаллы оптического кальцита. Кристаллы сдвойникованы, трещиноваты [Клочков, 1972].

Проявление (VI-3-5) относится к проявлениям, связанным с минерализованными зонами в экзоконтактовых частях интрузий. Находится на правом берегу р. Халаах, в 17 км от устья. Здесь в обнажении в экзоконтактовой части слепого интрузивного тела наблюдается жила кальцита мощностью 1–2 см, угол наклона 60°, азимут простирания 60°. Проявленность жилы – 20–25 м. Жила сложена кальцитом желтого цвета с отдельными кристаллами оптического кальцита. Величина кристаллов достигает 10 мм (по длинной оси). Совместно с кальцитом развиты анальцит и цеолиты (десмин и гейландит) [Клочков, 1972].

Проявление (VI-3-7) на левобережье р. Лахарчаана, на правом берегу руч. Пограничный, в 1 км выше по течению от абс. отм. русла 333 м. Связано с миндалекаменной частью тела базальтов (мандельштейнов). Объем миндалин достигает 60 % массы породы. Миндалины имеют различную, но преимущественно изометричную форму. Размер миндалин – от 2 до 10 см, преобладают 1–2 см. Большинство миндалин выполнено кварцем молочно-белого цвета. Кальцитом выполнено незначительное количество миндалин. Кальцит преимущественно белого цвета, трещиноватый, в нем наблюдаются отдельные кристаллы оптического кальцита размером до 0,5 см. Кристаллы бесцветные, прозрачные, трещиноватые [Клочков, 1972].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

На территории листа представлено проявлениями цеолитов.

Цеолиты выявлены в четырех проявлениях вулканогенно-гидротермальной формации, расположенных в пределах Тунгусской шпатоносной глинозем-медно-железородной субпровинции (IV-2-38; IV-4-120; IV-4-122, VI-3-2).

Гидротермальные цеолиты установлены в базальтах и туфах трапповых образований. Слабее, часто только на микроскопическом уровне, процессы цеолитизации проявлены и в интрузиях долеритов. Мелкие пустотки и трещинки в туфах и миндалины в базальтах чаще всего выполнены цеолитами, реже анальцитом, кальцитом и кварцем. Размер миндалин различный – от 1 до 30 мм, количество миндалин также неодинаково и составляет от 1 до 20 %. Миндалины частично выполнены прозрачным, бесцветным и молочно-белым волокнистым (в миндалинах, имеющим радиально-лучистое строение) натролитом ($N_g = 1,483-1,501$; $N_p = 1,474-1,486$; погасание прямое) [Салихов, 2007].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории листа Q-49 представлены алмазами и хризолитом алмазоносной кимберлитовой формации.

Алмазы – это перспективное и наиболее значимое сырье на территории листа Q-49. Все проявления выявлены в пределах Оленёк-Вилуйской алмазоносной минерагенической субпровинции, в составе которой выделены Далдыно-Алакитский (0.1 di/D₃-C₁,Q_H), Средне-Мархинский (0.2 di/D₃-C₁,Q_H) и Муно-Тюнгский (0.3 di/D₃-C₁,Q_H) алмазоносные районы.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район (0.1 di/D₃-C₁,Q_H) занимает центральную часть территории. Расположен в зоне сочленения Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы на северо-восточном раздробленном фланге обширного среднепалеозойского Ботуобинского поднятия. Северо-восточная краевая часть этого поднятия сложена в пределах района позднекембрийскими, ордовикскими и раннесилурийскими карбонатными отложениями, а юго-западная – позднепалеозойскими (пермо-карбонowymi) континентальными угленосными породами и раннетриасовыми траппами.

Далдыно-Алакитский алмазоносный узел (0.1.1 di) выделяется в центре района. В своих границах объединяет распространение всех известных промышленных коренных и россыпных месторождений алмазов на описываемой территории.

На 1.01.2018 г. по Далдыно-Алакитскому алмазоносному району учтены 11 месторождений с общими запасами алмазов категорий А + В + С₁ – 356 243,7 тыс. кар, С₂ – 117 996,1 тыс. кар, забалансовыми – 55 113,4 тыс. кар. Среди них шесть крупных: трубки – Юбилейная (III-4-120), Удачная (III-5-28, III-5-29), Зарница (III-5-41), Айхал (IV-4-38), Заря (IV-4-54), Сытыканская (III-4-24, III-4-25); три средние: трубки – Комсомольская (III-4-108), Краснопресненская (IV-3-24) и Дальняя (III-5-81); две средние россыпи: Законтурная

делювиальная россыпь трубки Удачная (Ш-5-26) и Россыпь руч. Пироповый (Ш-5-27); пять шлиховых ореолов, 153 проявления и порядка 295 одиночных находок алмазов, как в древних, так и в современных отложениях.

В Распределенном фонде недр на балансе АК «АЛРОСА» (ПАО) на 1.01.2018 г. числятся девять месторождений, из них семь коренных и два россыпных. Кроме того, на учете находятся остатки техногенного месторождения (хвостохранилище фабрики № 11), спецотвалы тр. Юбилейная, рудные склады трубок Айхал, Юбилейная, Удачная и Зарница.

В Нераспределенный фонд недр (не переданные в освоение) из Распределенного фонда переведены забалансовые запасы спецотвалов трубки Сытыканская. Кимберлитовые трубки Краснопресненская и Сытыканская учитываются в Нераспределенном фонде недр (не переданные в освоение) [Госбаланс ..., 2018].

22 декабря 2020 г. Управление по недропользованию по Республике Саха (Якутия) приостановило лицензию АК «АЛРОСА» на разведку и добычу алмазов на месторождениях трубки. Заря (ЯКУ 15666 КЭ) и др. Дальняя (ЯКУ 03046 КЭ).

Кимберлитовые тела располагаются в зоне глубинных разломов и группируются в трех разобщенных кимберлитовых полях – Моркокинском прогнозируемом алмазоносном поле (0.1.1.1 di), Алакит-Мархинском (0.1.1.2 di) и Далдынском (0.1.1.3 di) алмазоносных полях.

Моркокинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.1.1 di). В геологическом строении исследуемой территории принимают участие кристаллические породы архея, карбонатные и терригенные отложения венда, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, а также магматические образования.

Магматические породы представлены среднепалеозойскими кимберлитами далдыно-алакитского комплекса (трубки взрыва, жилы, дайки) и широко распространенными на территории поля раннемезозойскими траппами (силлы, секущие инъекционные тела, дайки недифференцированных долеритов нормального ряда).

На сегодня в пределах Моркокинского поля имеется только тр. Моркока площадью – 1,6 га (275 × 30/35 м), которая по данным опробования по стандартной методике оценки алмазоносности отнесена к категории непромышленных объектов. Однако некоторые исследователи отмечали необычные для низкоалмазоносных трубок ураганные содержания пикроильменита, что, возможно, свидетельствует о несоответствии потенциальной и реальной алмазоносности трубки Моркока, что, вероятно, связано с тем, что реальная алмазоносность кимберлитов снижена в результате растворения, окисления алмазов, вынесенных из мантийного первоисточника [Джумаян и др., 2016]. Шпинелиды тр. Моркока также сильно отличаются от шпинелидов из других объектов в Алакит-Мархинском поле более высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO₂ до 3 мас. %. В пределах поля также по результатам поисковых работ оконтурено порядка 20 погребенных шлихоминералогических ореолов.

Алакит-Мархинское алмазоносное поле (0.1.1.2 di). Первые трубки были открыты в 1955 г., однако в силу сложности геологического строения поля, большая часть которого перекрыта терригенно-трапповой толщей пород, активные поисковые работы здесь продолжаются по настоящее время.

В пределах Алакит-Мархинского поля расположены месторождения трубок Юбилейная, Айхал, Комсомольская, Сытыканская Юго-Западная, Сытыканская Северо-Западная, Краснопресненская, Заря.

Трубка Юбилейная (III-4-120) находится в 15 км к северо-западу от пос. Айхал; открыта в 1975 г. геологами Айхальской геологоразведочной партии Амакинской экспедиции при проведении площадных поисковых работ масштаба 1 : 10 000.

В структурном плане приурочена к центральной кимберлитовмещающей зоне Далдыно-Оленёкского глубинного разлома на пересечении ее с разломами северо-западного простирания. В плане имеет грушевидную форму, суженной частью обращенную к северо-востоку. Простирание трубки северо-восточное (азимут 72°). Площадь ее равна 59 га (1280 × 740 м). В вертикальном разрезе трубка представляет собой сочетание воронки взрыва в центральной части и дайкообразного тела с незначительным раструбом у поверхности в восточной и западной частях [Салихов, 2007].

В 1978 г. завершена разведка верхних горизонтов месторождения. По состоянию на 1.09.1978 ГКЗ утверждены запасы (протокол от 14.12.1978 № 8601) по категориям А + В + С₁ – 255 197,7 тыс. кар. В 1983 г. завершена предварительная разведка глубоких горизонтов тр. Юбилейная (инт. глубин 500–1100 м). По результатам работ произведен подсчет запасов алмазов по глубоким горизонтам.

Добычные работы начаты в 1984 г. с переработкой руды на фабрике № 8. С этого же времени в небольших объемах ведутся работы по эксплуатационной разведке. С 1998 г. обогащение руд производится на обогатительной фабрике № 14, построенной возле карьера Юбилейный и имеющей производственную мощность 11 млн т в год. Обогащение производится по прогрессивной технологии с извлечением алмазов класса +1,2 мм (у. с. к. +3). Запасы, предназначенные для открытой и подземной отработки месторождения, на 1.01.2018 г. представлены в табл. 22 [Государственный баланс ..., 2018].

Институтом «ЯкутНИИпромалмаз» было разработано ТЭО эксплуатационных кондиций для переоценки запасов алмазов тр. Юбилейная. В соответствии с этим ГКЗ МПР РФ переутвердила 22.11.2002 запасы алмазов тр. Юбилейная по у. с. к. +3. Из баланса исключены запасы алмазов у. с. к. –3. Последний пересчет запасов алмазов месторождения трубки Юбилейная был проведен в 2009 г. с учетом всех данных предыдущих этапов разведки, начиная с 1975 г., на всю разведанную глубину до 1300 м. Кондиции для подсчета запасов и запасы месторождения тр. Юбилейная для открытой разработки были утверждены ГКЗ в декабре 2010 г.

Трубка Айхал (IV-4-38) площадью 3,46 га (510 × 80 м) была открыта в 1960 г. геологами АмГРЭ В. Т. Изаровым, Е. Д. Черным и Б. А. Афанасьевым. Находится на левом склоне долины р. Сохолоох в непосредственной близости от пос. Айхал. Трубка представляет собой крутопадающее кимберлитовое рудное тело, прорывающее карбонатные породы ордовика и нижнего силура и прослеженное по падению на 400 м. Карьерная отработка трубки Айхальским ГОКом началась в 1969 г. Впервые запасы утверждены ГКЗ СССР в 1962 г. (протокол № 3627). Месторождение разрабатывалось с 1962 по 1981 год открытым способом, с 1997 г. – подземным (табл. 23).

Балансовые запасы месторождения тр. Юбилейная по состоянию на 1.01.2018 г.

Категория	Вес руды, тыс. т	Содержание, кар/т	Алмазы, тыс. кар
Для открытой разработки, алмазы класса +0,5 мм			
В	9213	1,196	7509,2
С ₁	62 413	1,196	78168,8
Попутно добываемые алмазы условно-ситового класса (у. с. к.) +2			
В			6713,4
С ₁			71384,6
Попутно добываемые алмазы условно-ситового класса (у. с. к.) –2			
В			795,8
С ₁			6784,2
Для подземной разработки, алмазы класса +0,5 мм			
С ₁	25149	1,394	35056,7
С ₂	8173	1,394	11809,4
Попутно добываемые алмазы условно-ситового класса (у. с. к.) +2			
С ₁			32290,3
С ₂			10828,7
Попутно добываемые алмазы условно-ситового класса (у. с. к.) –2			
С ₁			2766,4
С ₂			980,7
ИТОГО	В = 15018,4	С₁ = 226 451	С₂ = 23618,8

В 1998 г. ГКЗ СССР утверждены запасы глубоких горизонтов трубки (ниже гор. +230 м). В 1999 г. с Госгортехнадзором России согласован нижний предел крупности извлекаемых алмазов на фабрике № 14 (протокол от 27.01.1999). Предусмотрено извлечение алмазов класса +1,2 мм (у. с. к. +3).

В 2017 г. на месторождении было добыто 348 тыс. т руды с запасами алмазов класса +0,5 мм 2393,3 тыс. кар и класса –0,5 мм 51,9 тыс. кар. При производстве добычных работ был выявлен прирост запасов за счет увеличения фактических контактов рудного тела и содержания алмазов в объеме 0,3 тыс. т руды с запасами алмазов класса +0,5 мм 198 тыс. кар. Данные по балансовым запасам месторождения тр. Айхал по состоянию на 1.01.2018 г. представлены в табл. 23 [Государственный баланс ..., 2018].

Тр. Комсомольская (Ш-4-108) с размерами в плане 7,73 га (864 × 225 м), расположенная в верхнем течении р. Сохсоолох, в 17 км от пос. Айхал, была открыта в 1974 г. Разведочные работы проведены в 1974–1976, 1978–1981, 1999–2000, 2003–2004 и 2007 гг. комплексом горно-буровых работ. Отрабатывается АК «АЛРОСА» с 2001 г. открытым способом.

Трубка залегает в карбонатных и терригенно-карбонатных нижнепалеозойских отложениях и перекрыта терригенно-трапповыми породами карбона–

триаса. Мощность перекрывающих пород составляет 34,4–110 м (в среднем – 65 м). Трубка имеет сложное дайкообразное строение с раздувом в центральной части, сложена двумя типами кимберлитов – автолитовой кимберлитовой брекчией и порфириковым кимберлитом. Промышленные концентрации алмазов приурочены к автолитовой разновидности кимберлитов, слагающих центральное рудное тело.

Т а б л и ц а 23

Балансовые запасы месторождения тр. Айхал по состоянию на 1.01.2018 г.

Категория	Вес руды, тыс. т	Содержание класса +0,5 мм, кар	Алмазы класса +0,5 мм, тыс. кар
Для открытой отработки			
C ₁	92	3,87	355,8
C ₂	19	3,47	66,3
Для подземной отработки			
C ₁	10 138	5,769	58 487
C ₂	1559	5,769	10479,9
ИТОГО	C₁ = 58842,8		C₂ = 10546,2

В 2013 г. Управление по недропользованию по Республике Саха (Якутия) (Якутнедра) приняло решение изменить нижнюю границу горного отвода до горизонта +200 м (дополнение № 2 к лицензии ЯКУ 03015 КЭ от 13.06.2013). Таким образом, в 2013 г. были получены изменения в запасах по месторождению тр. Комсомольская в количестве 3419,9 тыс. т руды и 1333,8 тыс. кар алмазов класса +0,5 мм категории C₁. Данные запасы переведены из Нераспределенного фонда недр на баланс АК «АЛРОСА» (ПАО).

В 2017 г. добычные работы проводились в пределах подсчетных блоков 4C₁ и 5C₁ на горизонтах +325, +310, +300, +295, +280 и +265 м. Было добыто 977 тыс. т руды с запасами алмазов 395,9 тыс. кар, кроме того, попутно – 2,4 тыс. кар алмазов кл.–0,5 мм.

При производстве добычных работ был выявлен прирост запасов за счет увеличения фактических контуров рудного тела и содержания алмазов в объеме 3 тыс. т руды с запасами алмазов класса +0,5 мм 17,0 тыс. кар.

Данные о балансовых запасах месторождения тр. Комсомольская по состоянию на 1.01.2018 г. представлены в табл. 24 [Государственный баланс ..., 2018].

Т а б л и ц а 24

Балансовые запасы месторождения тр. Комсомольская на 1.01.2018 г.

Категория	Вес руды, тыс. т	Содержание класса +0,5 мм, кар/т	Алмазы класса +0,5 мм, тыс. кар
C ₁	2718	0,389	1056,4

Тр. Заря (IV-4-54) имеет размеры в плане 8,85 га (465 × 260 м), выявлена в 1973 г. при проведении поисковых работ. В тот же период трубка была оконтурена и вскрыта до глубины 50 м. По данным опробования была установлена ее убогая алмазонасность. В 2007 г. Амакинской экспедицией АК «АЛРОСА» на тр. Заря было выполнено ревизионное переопробование кимберлитов с использованием больших диаметров бурения. При этом в пределах трубки был выявлен центральный рудный столб с повышенным содержанием алмазов (0,2–0,3 кар/т) и высоким качеством кристаллов. По результатам поисково-оценочных работ 2008 г. установлено, что тр. Заря образована кимберлитами двух фаз внедрения. При этом промышленный интерес в ней представляет лишь центральный рудный столб, образованный кимберлитами второй фазы внедрения.

В результате разведочных работ 2014–2015 гг. было уточнено среднее содержание алмазов в центральном рудном столбе – 0,284 кар/т. По состоянию на 1.01.2018 тр. Заря числится в Распределенном фонде недр (ЯКУ 15666 КЭ, 30.01.2014–1.02.2034) для открытой отработки.

Данные о балансовых запасах месторождения тр. Заря по состоянию на 1.01.2018 г. представлены в табл. 25 [Государственный баланс ..., 2018].

Т а б л и ц а 25

Балансовые запасы месторождения тр. Заря по состоянию на 1.01.2018 г.

Категория	Вес руды, тыс. т	Содержание класса +0,5 мм, кар/т	Алмазы класса +0,5 мм, тыс. кар
В контуре карьера до глубины 300 м (гор. +300 м)			
C ₁	12 392	0,284	3514,9

17 апреля 2019 г. АК «АЛРОСА» запустила новое алмазное месторождение в Якутии и начала добычу руды на тр. Заря. Новое месторождение рассчитано на более чем 10-летний срок выработки. Тр. Заря расположена всего в 3 км от пос. Айхал, поэтому на месторождении новый город и новый ГОК построены не будут, здесь появятся лишь вагоны-бытовки. Обогащаться руда будет на действующей фабрике № 8.

22 декабря 2020 г. Управление по недропользованию по Республике Саха (Якутия) приостановило лицензию АК «АЛРОСА» на разведку и добычу алмазов на месторождении тр. Заря (ЯКУ 15666 КЭ).

Трубка Сытыканская открыта 18 августа 1955 г. отрядом (начальник В. Н. Щукин) партии № 167 Амакинской экспедиции. Трубка из двух тел: северо-восточного, представляющего из себя опять же два соприкасающихся кимберлитовых столба, и юго-западного.

Северо-восточное тело имеет в плане вытянутую форму с соотношением осей 4,6 : 1,0 и на глубоких горизонтах переходит в дайку. Юго-западное тело имеет форму эллипса. Размеры в плане: Сытыканская-юго-западная – 1,29 га (200 × 75 м), Сытыканская Северо-Восточная – 8,27 га (735 × 135 м). Запасы разведаны и подсчитаны по рудным телам – Сытыканская Юго-Западная (III-4-25) и Сытыканская Северо-Восточная (III-4-24), в том числе по Северо-

Восточному – в контуре карьера до глубины 350 м. За пределами контура карьера подсчитаны забалансовые запасы до глубины 690 м; по Юго-Западному рудному телу – только забалансовые запасы до глубины 490 м от дневной поверхности (по состоянию на 1.08.1976 г. утверждены ГКЗ). Добычные работы были начаты в 1980 г. и закончились в апреле 2000 г.

В 2003 г. остаточные балансовые запасы трубки Сытыканская решением ГКЗ МПР РФ (протокол от 25.08.2004 № 930) списаны; на балансе АК «АЛРОСА» утверждены забалансовые запасы категории С₁ северо-восточного рудного тела за контуром отработанного карьера в объеме 3374,7 тыс. кар и забалансовые запасы руд в спецотвалах № 2 и № 3 (всего 520,7 тыс. кар). В Нераспределенном фонде недр оставлены 1834,1 тыс. кар забалансовых запасов категории С₂.

В 2006 г. забалансовые запасы северо-восточного рудного тела переведены в Нераспределенный фонд недр. По результатам оперативного подсчета ГКЗ на государственный учет приняты забалансовые запасы юго-западного рудного тела трубки Сытыканская в количестве 3377,4 тыс. т руды и 448,4 тыс. кар алмазов (протокол от 23.12.2005 № 1076-оп).

На 1.01.2018 забалансовые запасы трубки Сытыканская составляют 35 365 тыс. т руды, 5657,2 тыс. кар алмазов и учитываются в Нераспределенном фонде недр (не переданные в освоение).

В 2018 г. запасы в спецотвалах № 1, 2, 3 трубки Сытыканская, числившиеся на балансе АК «АЛРОСА» в группе забалансовых в количестве 3211,6 тыс. т руды и 507,9 тыс. кар алмазов, переведены в Нераспределенный фонд недр (не переданные в освоение) согласно письму Роснедр от 26.05.2017 № СА-04-31/6707.

По состоянию на 1.01.2018 забалансовые запасы в спецотвалах № 1, 2, 3 тр. Сытыканская в количестве 3211,6 тыс. т руды и 507,9 тыс. кар алмазов со средним содержанием 0,158 кар/т учитываются в Нераспределенном фонде недр.

Трубка Краснопресненская (IV-3-24) расположена в 32 км к юго-западу от пос. Айхал, в истоках р. Алакит, правого притока р. Оленёк. Размеры в плане 17,8 га (580 × 360 м), Месторождение открыто в 1984 г. Трубка приурочена к юго-западной части северо-восточной рудовмещающей зоны глубинных разломов, в пределах которой зафиксировано 13 кимберлитовых тел. Рудное тело прорывает толщу венд-нижнепалеозойских карбонатных пород, контакты с вмещающими породами резкие.

Тр. Краснопресненская состоит из трех продуктивных тел, обособленных в пространстве и сложенных различными типами руд. *Верхняя часть* трубки, сложенная слабоалмазоносными кимберлитовыми туфобрекчиями – линзообразное тело; *средняя часть* трубки (отторгнутый блок мощностью 35 м), сложенная автолитовыми кимберлитовыми брекчиями – форма неопределенная; участок кимберлитового тела ниже интрузии траппов – форма трубообразная. Трубка изучена до глубины 510 м (гор. +100 м).

На 1.01.2018 в Нераспределенном фонде недр учтены запасы тр. Краснопресненская категории С₁ руды 19 748 тыс. т, алмазов 26055,3 тыс. кар со средним содержанием алмазов 1,32 кар/т.

Далдынское алмазоносное поле (0.1.1.3 di) наиболее хорошо изучено; на сегодня известно 70 кимберлитовых тел. Здесь прогнозируются только мел-

кие тела, по-видимому, не представляющие промышленного интереса, в связи с этим поисковые работы в пределах Далдынского кимберлитового поля не ведутся. Коренные месторождения алмазов трубок Удачная и Зарница выявлены на начальном этапе поисков и в дальнейшем крупных открытий не было, не считая ряда небольших по запасам умеренно-алмазоносных тел – тр. Кусова (Ш-5-89), тр. Иреляхская (Ш-5-92) и т. д., не представляющих пока промышленного интереса. Прогнозные ресурсы Далдынского кимберлитового поля в связи с его высокой (хотя местами и далеко не полной) изученностью отсутствуют.

Трубка Удачная открыта в 1955 г. В. Н. Щукиным и А. Н. Здотой, расположена в долине р. Далдын, левого притока р. Марха, в 52 км от его устья, в 2,5 км к северо-востоку от г. Удачный. Состоит из двух сопряженных тел – Удачная Восточная (Ш-5-29) размерами в плане 10,52 га (400 × 330 м) и Удачная Западная (Ш-5-28) размерами в плане 14,72 га (490 × 350 м), которые до глубины 250–270 м непосредственно контактируют друг с другом, а на глубине разобщаются. Месторождение является наиболее крупным по запасам алмазов (более 1 млрд кар) месторождением в мире. Карьерная отработка трубки началась в 1971 г. и завершена в 2015 г. Шахтную отработку глубоких горизонтов месторождения планируется производить в течение 59 лет. Последний из подсчетов запасов месторождения в соответствии с российскими нормативными требованиями выполнен в 2000 г., он был проведен с целью обоснования проектирования подземного рудника. Подсчет включал запасы, залегающие в интервале глубин 800–1400 м и выполнялся на основе данных разведки в 1990–1997 гг. и разведочных кондиций, разработанных в 1998–1999 гг. На основе данных последнего этапа разведки месторождения была выполнена экономическая оценка запасов, подготовлено ТЭО кондиций и проведен подсчет запасов для подземной добычи.

В 2012 г. институтом «ЯкутНИИпролмаз» разработан проект «Техническое перевооружение Удачинского ГОКа с доработкой карьера Удачный до глубины 320 м. Добычные работы в 2017 г. проводились на горизонтах –280 и –320 м. Добыто подземным способом 827 тыс. т руды с запасами алмазов 1675,9 тыс кар класса +0,5 мм. Запасы месторождения тр. Удачная, состоящие на Государственном балансе на 1.01.2018 г., приведены в табл. 26 [Государственный баланс ..., 2018].

Таблица 26

Балансовые запасы месторождения тр. Удачная по состоянию на 1.01.2018 г.

Категория	Вес руды, тыс. т	Содержание класса +0,5 мм, кар/т	Алмазы класса +0,5 мм, тыс. кар
Для открытой отработки			
C ₁	2854	1,342	3830,4
Для подземной отработки			
C ₁	91 914	1,478	136280,9
C ₂	53 991	1,478	68978,4
Итого по месторождению			
C₁ = 140111,3		C₂ = 68978,4	

Трубка Зарница (Ш-5-41) расположена на правом берегу р. Далдын (водораздел ручьев Дьяха и Загадочный) в 18 км к востоку от г. Удачный; открыта 21 августа 1954 г. (первая трубка в провинции) геологом Л. А. Попугаевой и ее помощником Ф. А. Беликовым, членами экспедиции, возглавляемой Н. Н. Сарсадских (ВСЕГЕИ). Тр. Зарница – это второе по величине после тр. Юбилейная кимберлитовое тело России с размерами в плане 21,7 га (540 × 520 м).

Запасы алмазов для открытого способа отработки (до глубины 400 м) утверждены ГКЗ по состоянию на 1.01.1985. Промышленная отработка велась с 1999 г. сезонно, в зимний период. ГКЗ Роснедр (протокол от 11.01.2007 № 207-к) был утвержден пересчет запасов в геологических контурах тела кимберлитов до абс. отм. +330 м. На месторождении на гор. +360 и +330 м добыто 2583 тыс. т руды с запасом алмазов класса +0,5 мм 781,7 тыс. кар. Кроме того, из забалансовых запасов добыто 3056 тыс. т руды с запасом алмазов 302,6 тыс. кар, в т. ч. в 2017 г. – 2362 тыс. т руды с запасом алмазов 233,9 тыс. кар, в 2016 г. – 694 тыс. т руды с запасом алмазов 68,7 тыс. кар и положено в отвалы тр. Зарница.

Данные о балансовых запасах месторождения тр. Зарница на 1.01.2018 г. представлены в табл. 27 [Государственный баланс ..., 2018].

Таблица 27

Балансовые запасы месторождения тр. Зарница по состоянию на 1.01.2018 г.

Категория	Руда, тыс. т	Содержание кл. +0,5мм, кар/т	Запасы алмазов, тыс. кар
C ₁	22 884	0,247	5654,5
C ₂	69 950	0,247	26581,2
ИТОГО		C₁ = 5654,5	C₂ = 26581,2

Трубка Дальняя (Ш-5-81) открыта в 1955 г., расположена на междуречье верховьев ручьев Онхой-Юрях (левый приток р. Марха) и Трапповый (приток р. Киэнг-Юрэх), в 25 км к юго-востоку от г. Удачный и в 13 км к востоку от автотрассы Айхал–Удачный. По размерам в плане 8,21 га (380 × 300 м) трубка относится к средним коренным месторождениям алмазов со сложным геологическим строением. Запасы и ресурсы алмазов по сумме категорий C₁ + C₂ + P₁ по месторождению (в центральном рудном столбе порфириновых кимберлитов) составляют: руды – 21,13 млн т, алмазов – 11,48 млн кар, среднее содержание алмазов по порфириновым кимберлитам – 0,56 кар/т. На кимберлитовой тр. Дальняя в 2014 г. выполнялась проходка наклонно-направленных разведочных скважин для подсечения контактов рудного тела на опорных горизонтах +400, +300 м и изучение его алмазоносности. Всего было пройдено 120 пог. м, проведено ГИС – 120 пог. м и обогащено 5 т керновых проб. Отчет и ТЭО кондиций прошли государственную экспертизу в ФБУ «ГКЗ» во II квартале 2015 г.

Запасы и ресурсы алмазов по трубке отнесены к категории забалансовых по экономическим показателям (протокол ГКЗ Роснедр от 15.07.2015 № 4260).

По состоянию на 1.01.2018 забалансовые запасы на балансе АК «АЛРОСА» (ПАО) учитываются в количестве 17 973 тыс. м³ песков, 9710,6 тыс. кар алмазов.

22 декабря 2020 г. Управление по недропользованию по Республике Саха (Якутия) приостановило лицензию АК «АЛРОСА» на разведку и добычу алмазов на месторождении тр. Дальняя (ЯКУ 03046 КЭ).

Далдыно-Алаakitский алмазоносный узел включает также две средние россыпи: Законтурная делювиальная россыпь трубки Удачная и Россыпь руч. Пироповый, открытые Амакинской экспедицией в 1955–1956 гг.

Законтурная делювиальная россыпь трубки Удачная (Ш-5-26) расположена на террасе правого склона долины р. Далдын, лев. прит. р. Марха, относящейся к бассейну р. Вилюй. Месторождение находится в пределах Далдынского кимберлитового поля. Формирование россыпи происходит за счет разрушения коренного кимберлитового месторождения тр. Удачная и первой надпойменной террасы р. Далдын. В строении россыпи принимают участие делювиальные щебенчатые глины и суглинки, аллювиальные отложения.

Россыпь эксплуатировалась объединением «Якуталмаз» с 1967 по 1974 год с переработкой песков по россыпной схеме на фабрике № 11. С 1984 по 1987 год россыпь эксплуатировалась периодически в небольших объемах с переработкой песков на рудной фабрике № 12. Всего с начала эксплуатации добыто 1807,4 тыс. м³ песков с запасами алмазов 3188,2 тыс. кар.

С 2006 по 2013 год россыпь числилась в Нераспределенном фонде недр. С 2013 г. АК «АЛРОСА» (ПАО) имеет лицензию ЯКУ 15659 КЭ (30.12.2013–30.12.2033) на разведку и добычу алмазов на месторождении.

По состоянию на 1.01.2018 запасы алмазов составляют по категории С₁ 211 тыс. м³ песков, 109,5 тыс. кар алмазов класса +0,5 мм [Государственный баланс ..., 2018].

Россыпь руч. Пироповый (Ш-5-27) расположена на правой террасе р. Далдын, левого притока р. Марха, относящейся к бассейну р. Вилюй. Месторождение находится в пределах Далдынского кимберлитового поля. Формирование россыпи происходит за счет разрушения коренного месторождения тр. Удачная и алмазоносных аллювиальных отложений р. Далдын. Россыпь долинного типа представлена залежью протяженностью 3,2 км, ширина промышленной части основной россыпи – 150–400 м. В строении россыпи принимают участие глины и суглинки с обломками карбонатных пород, а также аллювиальные галечники.

В 1956–1960 и 1971–1977 гг. проведены поиски и разведка месторождения тр. Удачная, а также россыпей алмазов, примыкающих к трубке. Запасы россыпей дважды утверждены ГКЗ СССР: в 1961 г. (протокол № 3285) и 1964 г. (протокол № 4227). В 1971–1976 гг. проведена доразведка с пересчетом остатков песков и алмазов (протокол ГКЗ от 27.09.1978 № 8140). Эксплуатационные работы проводились в 1968–1977 гг. и в небольших объемах в 1986–1989 гг. По состоянию на 1.01.2013 россыпь числилась в Нераспределенном фонде недр.

С 2013 г. АК «АЛРОСА» (ПАО) имеет лицензию ЯКУ 15658 КЭ (30.12.2013–30.12.2033) на разведку и добычу россыпных алмазов на месторождении Россыпь руч. Пироповый.

В 2017 г. добычными работами было извлечено из недр 490 тыс. м³ песков с запасом алмазов 272,3 тыс кар, в т. ч. из запасов категорий С₂ 79 тыс м³ песков с запасом алмазов 45,6 тыс. кар.

**Балансовые запасы месторождения Россыпь руч. Пироповый
по состоянию на 1.01.2018 г.**

Категория	Пески, тыс. м ³	Класс +0,5 мм	
		Содержание, кар/м ³	Алмазы, тыс. кар
Для открытой отработки			
C ₁	378	0,435	164,3
C ₂	162	0,435	80,9
ИТОГО		C₁ = 164,3	C₂ = 80,9

Данные о балансовых запасах месторождения Россыпь руч. Пироповый по состоянию на 1.01.2018 г. представлены в табл. 28 [Государственный ..., 2018].

Хризолит представлен в ранге крупного месторождения (III-5-28) в кимберлитовой тр. Удачная магматического типа алмазоносной кимберлитовой формации. Хризолит ювелирный является распространенным минералом кимберлитов Далдыно-Алакитского района. В тр. Удачная содержание его во фракции более 2 мм достигает 10 кг/т. Преобладающая окраска светло-зеленая, реже оливковая, фисташковая и винно-желтая. Часто встречаются совершенно чистые, прозрачные хризолиты. Величина кристаллов колеблется от 0,5 до 8 мм, реже – 10–15 мм. Перспективными на ювелирный хризолит также являются кимберлиты трубок Сибирская, Аэромагнитная, Фестивальная и Дальняя [Мащак, 2009; Васильева, 1960].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В начале 1960-х годов, в связи с организацией рудника Айхал, строительством промышленного комплекса и бытовых сооружений, были развернуты поисково-разведочные работы на строительные материалы с целью обеспечения развивающейся стройиндустрии местным сырьем. В результате были обнаружены и разведаны месторождения долеритов, известняков, песков, песчано-гравийных смесей, полностью обеспечившие потребности в указанных видах сырья.

Магматические породы

Основные интрузивные породы распространены в центральной части территории листа и представлены дифференцированными и слабодифференцированными интрузиями долеритов в трех крупных месторождениях (III-5-3, III-5-4, VI-5-7).

Месторождение Средне-Далдынское (III-5-3) расположено в 5,5–6,0 км северо-западнее устья р. Сытыкан, в бассейне руч. Аллы-Сэрна. Представлено пластовой интрузией долеритов мощностью в среднем 27 м. Вмещающие породы – известняки нижнего ордовика. Мощность пород вскрыши – до 4,5 м. Долериты пригодны в качестве заполнителя бетонов марок «200»,

«800» и «400». Запасы долеритов оцениваются в 22 683 тыс. м³, в т. ч. по категории В – 12 500 тыс. м³ и категории С₁ – 10 093 тыс. м³ [Петров, 1979].

Месторождение Долериты (Ш-5-4) расположено на правом склоне долины р. Далдын, в 2,5 км к югу от тр. Удачная, представлено sillом плотных оливиновых долеритов средней мощностью 17,5 м. Вмещающие породы – известняки и доломиты нижнего ордовика. Вскрышные породы – элювий долеритов мощностью 0,8–4,1 м. Сырье пригодно в качестве бутового камня марки «1000». Запасы утверждены в ТКЗ по категории В в количестве 2 916 620 м³. В настоящее время месторождение разрабатывается.

Карбонатные породы

Представлены известняками в двух средних месторождениях (Ш-5-22, IV-4-67).

Месторождение Горка (Ш-5-22) расположено на левом склоне долины р. Далдын, в 3 км восточнее устья р. Улахан-Бысыттах. В геологическом строении месторождения принимают участие карбонатные породы нижнего ордовика. Вскрытая мощность полезной толщи известняков – 1,0–4,1 м. Вскрышные породы – элювиально-делювиальные образования мощностью 1,8–5,4 м.

Испытаниями установлена пригодность сырья для производства извести II сорта и бутового камня марки «300». По результатам химического анализа известняки отвечают требованиям на сырье для производства гидравлической извести. Запасы утверждены в ТКЗ по категории С₁ и составляют 283 тыс. м³ [Петров, 1979].

Месторождение Крутое (IV-4-67) расположено в 0,4 км к югу от тр. Айхал в верхней части левого склона долины р. Сохсолоох-Мархинский. Промышленная залежь – органогенные известняки нижнего силура непостоянной мощности – от 8 до 17 м.

По результатам химических анализов, в известняках содержатся (%): СаСО₃ 74,81–80,75, в среднем 77,42; содержание MgСО₃ 4,86–9,95, в среднем 6,80; содержание нерастворимого остатка 8,96–26,98, в среднем 14,87. Физико-механические свойства известняков: удельный вес – $(2,62–2,7) \times 10^3$ кг/м³, в среднем – $2,66 \times 10^3$ кг/м³; объемный вес – $(2,2–2,45) \times 10^3$ кг/м³, в среднем $2,32 \times 10^3$ кг/м³; водопоглощение – 3,44–8,83 %, в среднем – 5,72 %; пористость – 7,9–19,63 %, временное сопротивление сжатию – 327,05–603,84 кг/см². По всем качественным показателям известняки месторождения Крутое пригодны для производства гидравлической извести, а также могут использоваться для производства воздушной кальциевой извести третьего сорта. Общие подсчитанные в процессе разведки 1963 г. и доразведки 1989 г. запасы известняка по категориям В + С₁ составляют 1136,9 тыс. м³.

С поверхности известняки перекрыты слоем дресвяно-щелнистых отложений с суглинистым заполнителем мощностью 2,2–4,3 м, объем вскрыши – 179 700 м³. Месторождение эксплуатируется с 1964 г. [Петров, 1979; Салихов, 2007].

Глинистые породы

Глины керамзитовые. Малое месторождение Далдын (Ш-5-62) находится на правом берегу р. Далдын, в 15 км от тр. Удачная. Аллювиальные глины

мощностью в среднем 2,0 м залегают под почвенно-растительным слоем. Мощность вскрыши – 0,2 м.

Глины пригодны для изготовления кирпича марок «50», «75» и «150», а также для получения керамзитового гравия марки «500», удовлетворяющего требованиям «ТА-01-58» и являющегося прекрасным заполнителем для конструктивно-теплоизоляционного бетона марки «25» с объемным весом 732 кг/м³. Запасы глин (с учетом естественной влажности) подсчитаны по категории В и утверждены в ТКЗ в объеме 334 тыс. м³ [Петров, 1979].

Обломочные породы

Представлены песчано-гравийными материалами и песками строительными.

Песчано-гравийный материал. В районе разведано девять месторождений песчано-гравийных материалов – *Водораздельное, Верхнее, Чукука, Ойуур-Юрэгэ* и др. Месторождения связаны с базальными горизонтами конекской (C_{2kn}) и ботуобинской (C_{3bt}) свит и аллювиальными отложениями квартера.

Месторождение Водораздельное (Ш-4-60) расположено в 18 км к северу от пос. Айхал, на левом склоне долины р. Сохсолоох. Продуктивный горизонт в пределах месторождения выдержан по простиранию и мощности и представлен песчано-гравийно-галечными слабосцементированными образованиями серого и буровато-серого цветов. Грубообломочный материал хорошо окатан и представлен кварцитами, кварцем, кремнями, реже встречаются кислые эффузивы, роговики, доломиты. Гранулометрический состав отложений (%): гальки – 20–35, гравий – 20–25, пески – 30–40. Гальки в основном средних размеров (10–50 мм), реже – крупные гальки и валуны. Пески кварцево-полевошпатовые средне-мелкозернистые. Мощность горизонта – 11,5 м.

Песчано-гравийные смеси месторождения характеризуются следующими показателями: содержание песка-отсева – от 30 до 73,8 %, в среднем 60,2 %. Пески-отсевы имеют следующие параметры: модуль крупности – 2,5–3,6, в среднем – 2,9; среднее содержание зерен, сито 0,14–5,7 %; содержание глинистых, пылевидных и илистых частиц – 8,6–23,6 %, в среднем 19,7 %; группа песков, согласно ГОСТу 8736-77, – крупная; пустотность песков – 45,5–48,3 %; удельный вес – 2,75–2,78 г/см³; колориметрическая проба на органические примеси – светлее эталона.

По результатам испытаний, пески-отсевы по всем показателям пригодны для изготовления силикатных кирпичей, камней и других мелкоштучных прессованных изделий. При гидрообогащении они могут быть применены для изготовления изделий из силикатного бетона ячеистой и плотной структуры как компонент вяжущего и заполнитель, а также для приготовления строительных растворов.

Гравийная составляющая изменяется от 30,6 до 70, в среднем – 39,8 %. Гравий характеризуется следующими физико-механическими свойствами: пористость – 5,6–5,7 %; водопоглощение – 1,5–1,8 %; содержание пылевидных и глинистых частиц – 1,7–6,9 %; марка гравия по дробимости – «Др 12», что соответствует прочности 800–1000 кг/см²; содержание зерен слабых пород – 0,9–3,1 %; колориметрическая проба – светлее эталона.

Согласно проведенным испытаниям при обогащении, т. е. отмучивании глинистых и пылевидных частиц, гравий может быть использован как заполнитель в бетон марки «300». Подсчитанные запасы по категориям В + С₁ составляют 734 тыс. м³. Месторождение не эксплуатируется, находится в группе резервных [Фолисевиц, 1996].

Месторождение Ойуур-Юэзэ (IV-4-68) находится в 8 км к юго-востоку от пос. Айхал в долине одноименной реки. Открыто и разведано в 1981–1982 гг. Продуктивный горизонт представлен песчано-гравийно-галечными отложениями средней мощностью 3,1 м. Песок (40–50 % объема породы) кварцевый среднезернистый, слегка глинистый светло-серый. Гравийно-галечный материал хорошей степени окатанности представлен кремнистыми породами, роговиками, редко кислыми эффузивами. Размер галек – до 5 см. Песчано-гравийная смесь месторождения характеризуется очень высоким (в среднем 86,1 %) содержанием песка-отсева. Его параметры следующие: модуль крупности – 1,1–1,7; в среднем – 1,6; среднее содержание зерен < 0,14–17,6 %; содержание глинистых и пылевидных частиц – 6,8–11,9 %, в среднем – 9,1; группа песков (ГОСТ 8736-77) мелкая; пустотность песков – 44,9–46,9; удельный вес – (2,62–2,65) × 10³ кг/м³; объемный насыпной вес – 1390–1460 кг/м³; колориметрическая проба – светлее эталона. По результатам анализов, пески-отсевы могут быть использованы для производства силикатно-бетонных изделий, а после гидрообогащения – для приготовления строительных растворов.

Гравийная составляющая по содержанию низкая и составляет 13,9 %. Согласно испытаниям, проведенным институтом ВНИИСТРОМ, пригодна в качестве вяжущего компонента для изделий из силикатного бетона. Подсчитанные запасы песчано-гравийной смеси по категории С₁ составляют 103 тыс. м³. Месторождение относится к группе резервных [Фолисевиц, 1996].

Месторождение Огонек (III-5-6) расположено в устье р. Сытыкан. Песчано-гравийные отложения средней мощностью 1,4–2,8 м выполняют нижнюю часть разреза аллювиальных отложений поймы и I надпойменной террасы. Породы вскрыши представлены суглинками и почвенно-растительным слоем средней мощностью до 2 м.

Качество песчано-гравийных смесей месторождения низкое и смеси могут быть использованы только для покрытия дорог с легким характером движения. Песок-отсев из ПГС пригоден для изготовления силикатобетона марок «200» и «300». В настоящее время месторождение эксплуатируется [Петров, 1979].

Песок строительный. *Месторождение Сохсолох (IV-4-30)* расположено на правом склоне долины одноименной реки, в 4 км южнее устья руч. Быстрый. Открыто и разведано в 1963–1964 гг. Геологическое строение месторождения весьма простое. Приурочено оно к выходу на дневную поверхность терригенных отложений ботуобинской свиты (С_{3bt}), залегающих практически горизонтально и сложено средне- и крупнозернистыми преимущественно кварцево-полевошпатовыми слабосцементированными песчаниками светло-серого, участками коричневатого-серого цветов. Изредка встречаются прослойки и линзы гравелитов, аргиллитов, углистых сланцев, углей. Мощность прослоев и линз не превышает 10 см. Нередко встречаются детрит

и отпечатки листовой флоры. Максимальная вскрытая мощность песчаников – 7,6 м.

По результатам лабораторно-технологических испытаний, песчаники характеризуются следующими показателями: пески среднезернистые, содержание частиц диаметром менее 0,05 мм – 10,85 %, содержание органических примесей – в пределах нормы, удельный вес песка – $2,64 \times 10^3$ кг/м³, содержание кремнезема – 90,32 %. По испытаниям вибрированных образцов, песок месторождения соответствует марке «150» по «СН 259-63». По результатам лабораторно-технологических испытаний песок был признан пригодным для изготовления силикатно-бетонных изделий. Дальнейшие полузаводские испытания песка показали пригодность его для производства ячеистого бетона объемной массой 700 кг/м³ и тяжелого силикатного бетона марки «300». В настоящее время месторождение полностью отработано [Фолисевиц, 1996].

Месторождение Быстрое (IV-4-21) расположено на правом склоне долины одноименного ручья, в 1 км от его устья и в 2,5 км (по прямой) от месторождения Сохолох. Открыто и разведано в 1981–1982 гг. Месторождение приурочено к нижней части разреза ботуобинской свиты (С₃bt) и представляет собой линзовидную залежь, сложенную разномерными кварцевыми слабосцементированными песчаниками светло-серого цвета с примесью гравийно-галечного материала. Гальки и гравий хорошо окатаны и представлены кремнистыми породами. Содержание их составляет соответственно 10 и 15 %. Цемент песчаников известковистый и железисто-глинистый. Мощность песчаников в пределах месторождения изменяется от 1 до 13 м, в среднем составляя 5,7 м.

Песок месторождения характеризуется показателями: модуль крупности – 0,7–2,1, в среднем – 1,3; среднее содержание зерен, проходящих через сито, 0,14–18,7 %; среднее содержание глинистых, пылевидных и илистых частиц – 6,8 %; группа песка, согласно ГОСТу 8736-77, очень мелкая; пустотность песка – 36,7–47,8 %; удельный вес – $(2,64–2,70) \times 10^3$ кг/м³; объемный насыпной вес – 1400–1670 кг/м³; колориметрическая проба на органические примеси – светлее эталона.

Учитывая, что песок месторождения очень мелкий, наиболее целесообразно использовать его в качестве вяжущего компонента для силикатного бетона. Месторождение разведано на площади 117 278 м². Подсчитанные запасы песка по категориям В + С₁ составляют 662 тыс м³. В настоящее время месторождение находится в эксплуатации.

Кроме перечисленных на площади района установлены еще три подобных месторождения – Туора, Онкучах-Юрях, Гусиное и 20 проявлений.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Прочие ископаемые представлены на территории гипсом, целестином и битумом.

Гипс. Компонент выявлен в восьми проявлениях (Ш-1-3,-4,-7; IV-3-54,-55, -56; IV-4-131; V-3-1) сульфатно-карбонатной формации, расположенных в пределах Анабарской ураноносной гипс-свинцово-цинковой минералогической области.

Гипсоносные горизонты приурочены к отложениям удачининской, мархинской, онхой-юрояхской, олдондинской, кылахской и делингдинской свитам. Гипсовые и ангидрит-гипсовые образования развиты в виде прослоев, жилков, гнезд, часто образуют карбонатно-глинисто-гипсовые слои. Отмечаются и мономинеральные пласты гипса мощностью до 2,0 м (IV-3-54, IV-3-55, IV-3-56; IV-4-131). Содержания $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ составляют 77,4–98,2 %. Практического значения проявления гипса не имеют [Салихов, 2007].

Целестин установлен в 13 проявлениях в пределах Анабарской ураноносной гипс-свинцово-цинковой минерагенической области, образует гнезда и жилки мощностью 0,5–3 см в криптокристаллических известняках среднего и верхнего кембрия, иногда слагает обогащенные слои мощностью до 0,15–1 м [Мащак, 2009].

Битум. Рассеянная битуминозность на территории листа распространена широко, люминесцентно-битуминологический анализ показывает ее почти во всех породах венда, кембрия, ордовика и силура. Наиболее значимыми являются 16 проявлений, расположенных в северной части листа.

Встречаются два типа битумоидов: сингенетичные (обычно, мельчайшие рассеянные точечные включения, содержание – тысячные и десятитысячные доли процента) и вторичные (скопление различной консистенции в кавернах, открытых порах, трещинах, содержание от десятых долей процента до десятков процентов). Значительные концентрации вторичных битумоидов наблюдались в верхней части кембрийских образований: чомурдахский горизонт (средняя открытая пористость – 16 %), кутугунский горизонт (средняя открытая пористость ~ 9 %) и хоснелегерский горизонт (средняя открытая пористость – 7 %). Среди перечисленных подразделений с улучшенными коллекторскими свойствами потенциально высокоперспективными К. К. Макаров считает породы верхней (100 м) части чомурдахского горизонта на глубинах порядка 1200–1500 м. Эти заключения основывались на изучении источников жидкой нефти на р. Верх. Кенелекян (приток р. Арга-Сала), где излияние нефти, видимо, происходило из залежи, расположенной в пористо-трещиноватых коллекторах чомурдахского горизонта [Скундин, 1980].

Отложения чукукской и малыкайской свит, имеющие также несколько повышенные коллекторские свойства, в пределах района работ считались бесперспективными из-за близповерхностного залегания и отсутствия экранирующих горизонтов. Однако не исключалось, что на сопредельных территориях они, находясь на достаточной глубине, могли при определенных структурно-тектонических условиях содержать нефтегазовые залежи. Одной из предпосылок этого является концентрация в них вторичных битумов, образовавшихся, по-видимому, при миграции углеводородов из нижних горизонтов кембрийских пород [Скундин, 1980].

В работах К. С. Забурдина (1971 г.) и В. В. Грицика (1962 г.) приводятся литолого-геохимические характеристики нижнепалеозойских пород и рассматривается ряд битумопроявлений. Макроскопления черных матовых и блестящих битумов (до 1 % на породу) в трещинах зон дробления известняков прослежены в трех обнажениях силигирского горизонта. Единственное

значительное битумопроявление (скопления темно-коричневых полужидких битумов в порах известняков) отмечалось в основании онхой-юряхской свиты на р. Кыылаах, в 17 км от устья. Наиболее высокие концентрации (до 5 %) битумов полужидкой консистенции наблюдались в прослоях пористо-трещиноватых водорослевых известняков и известняковых конгломератов на р. Кыылаах в 11,4 км от устья; на р. Амбардаах в 8 км от устья; на р. Сытыган в 7 км выше устья руч. Влажный.

В результате буровых работ удалось проанализировать материал верхних частей (~40 м) силигирского горизонта, полный разрез чукукских пород и основание (10,3 м) мархинской свиты. Эти исследования позволили уточнить характер изменения битуминозности и коллекторских свойств кембрийских пород большой территории.

Силигирский горизонт. Макроскопления битумов, по сравнению с проявлениями их на поверхности, редки. Они встречены в двух маломощных (по 0,8 м) прослоях гипсоносных известняков (примазки темно-коричневого тонкодисперстного вещества по краям и в трещинах кристаллов гипса) и в прослое (0,8 м) комковато-сгустковых известняков (налеты черного порошковидного вещества в мелких редких кавернах). Дисперсно-рассеянные битумы встречаются повсеместно, а их скопления красновато-бурого и темно-красновато-коричневого цветов приурочены к микропорам, межзерновым пространствам и трещинам. Степень битуминозности пород силигирской свиты, развитых в пределах положительных и отрицательных структур, практически не изменяется.

Коллекторские свойства пород низкие. Общая пористость колеблется в пределах 1,8–17,2 %, средняя 6,57 %. Большинство известняков крепкие, монолитные, с плотной упаковкой зерен и карбонатных образований, без значительной открытой пористости и трещиноватости. Макро- и микропористость (менее 1 %) и трещиноватость наблюдались лишь в прослоях гипсоносных, водорослевых и комковато-сгустково-псевдооолитовых известняков. Иногда микрокаверны капиллярной размерности прослеживались в карбонатном материале по плоскостям напластования, трещинам скола и сутурным швам. Во всех остальных случаях повышенные значения общей пористости, по-видимому, связаны с разобщенными порами субкапиллярной размерности.

Чукукская свита. Макробитумопроявления немногочисленны, тяготеют к срединным частям разреза и полностью отсутствуют в его верхах и основании. Скопления темно-коричневых до черных твердых и полужидких битумов наблюдались в прослоях (по 0,5–1 м) водорослевых известняков в порах (до 1 мм), по плоскостям напластования и стилолитовым швам; по плоскостям напластования в слоистых известняках и в горизонте водорослевых известняков по трещинам скола. Рассеянные битумы распространены по всему разрезу. Их микроскопления встречаются во всех разностях пород и приурочены к порам, межзерновым пространствам, трещинам скола, плоскостям напластования и сутурным швам.

Коллекторские свойства пород плохие. Общая средняя пористость – 7,13 %, минимальная – 0,7 % (псевдооолитовые известняки), максимальная – 13,8 % (водорослевые известняки) [Скундин, 1980].

Повышенная битуминозность *онхой-юряхской* и *мархинской свит* характерная для пористо-кавернозных прослоев пород с отношением ХБА/СП > 1 свидетельствует о миграционном характере битумов. Насыщающие разрез жидкие битумы темно-коричневого, черного цветов эпигенетического (миграционного) происхождения, пропитывают отдельные прослои, заполняя каверны, поры и микротрещины. Среди битумов выделяются все типы: от легких маслянистых до осмоленных и смолистых асфальтов.

Низкие содержания ХБА в породах образуют сингенетичный битуминозный фон, но во всех глубоких скважинах в нижней части вскрываемых разрезов (пород верхнего, среднего и нижнего кембрия) наблюдается стабильное присутствие парафино-нафтеновых и ароматических классов УВ, присущих нефти. Насыщенные нефтебитуминозным веществом породы содержат высокие концентрации УВГ. Битуминозность кимберлитов весьма неоднородна, содержание ХБА – 0,0006–0,0036 %, содержание легких и осмоленных битумов – 0,005–0,01 %; содержание ХБА на контакте кимберлитов и вмещающих пород возрастает до 0,08–1,24 %. Содержание $C_{орг}$ в кимберлитах 0,06–0,2 %. В составе ХБА кимберлитов выделяются ХБА с преобладанием фталатов и ХБА с преобладанием кислородных соединений (метано-нафтеновые, ароматические), кислородные, серосодержащие соединения незначительны.

Наиболее битумонасыщенные интервалы пород связаны с зонами трещиноватости, кавернозности, реже с участками, где присутствует заметное количество терригенного материала.

СОЛИ

Ископаемые соли. Каменная соль (галит). Проявления соли галитовой формации приурочены к отложениям удачининской свиты кембрия в районе г. Удачный. Мощность соленосных горизонтов достигает нескольких метров. В верхней части удачининской свиты доломиты содержат каменную соль в количестве до 25 %, где она слагает мономинеральные прослои мощностью до 5 см. Проявления соли практического значения не имеют [Салихов, 2007].

Глубинные рассолы. Рудная формация поликомпонентных йодно-бромных рассолов связана с глубинными рассолами венд-кембрийских водоносных комплексов Далдыно-Алаkitского района (0,4 J, Br, Li/V- C_3). Высокая концентрация в них промышленно ценных магния, брома, калия, рубидия, лития и стронция в среднем превышает минимально промышленные содержания в 8, 7, 6, 5, 2 и 2 раза соответственно. Низкие значения коэффициента Cl/Br (46–65) и Na/Cl (0,44–0,21) и высокие – Ca/Mg (0,7–3,58) свидетельствуют о седиментационном генезисе подземных вод и являются показателем высокой степени метаморфизации рассолов. Минерализация вод колеблется от 126 до 403 г/дм³, увеличиваясь с глубиной; состав хлоридный, кальциевый и кальциево-магниевый. Формирование и сохранность залежей глубинных рассолов обеспечивается факторами закрытости недр, наличием в разрезе венд-кембрийских отложений эвапоритовых образований (табл. 29).

Нижнекембрийский водоносный комплекс (С₁) вскрыт на глубине 1900 м и обладает напором до 1350 м над кровлей. Водообильность, состав рассола

и фильтрационные параметры коллектора не изучены. Средняя минерализация по зоне Верхне-Виллойского криоартезианского бассейна – 401 г/дм³.

Т а б л и ц а 29

Количественная оценка ресурсов поликомпонентных жидких руд

Наименование объекта	Вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категории Р ₃ , тыс. т		Баланс ресурсов по результатам работ
		на начало работ	по результатам работ	
Далдыно-Алакитская залежь глубинных рассолов и солей смешанного состава	Br	720 000	729 400	+9400
	K	2 162 000	2 182 000	+20 000
	Mg	1 965 000	2 012 000	+47
	J	–	14	+14
	HVO ₂	26 200	26 350	+150

Среднекембрийский водоносный комплекс (Є₂). Его кровля вскрыта на глубине 1100–1110 м. Общая мощность – 800 м. Водовмещающими являются карбонатные породы среднекембрийского возраста. Водопроницаемость незначительная – 0,01–0,35 м³/сут, величина напора – до 350 м. Рассолы хлоридные, с минерализацией до 403 г/дм³ и содержат до 0,4 г/м³ растворенных углеводородных газов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Гидроминеральное сырье (промышленные воды) – это природные воды, являющиеся важнейшим источником получения различных компонентов или соединений, в частности лития, рубидия и стронция. Нижний уровень концентрации щелочных и щелочноземельных металлов в воде, при котором и выше которого подземные воды рассматриваются как промышленные, литий – 10 мг/дм³, рубидий – 3 мг/дм³, стронций – 300 мг/дм³ [Изыскания ..., 1971]. Содержание основных компонентов в подземных водах карьера тр. Удачная приведено в табл. 30.

Рудная формация литиеносных высокоминерализованных вод представлена тремя проявлениями гидроминерального сырья (промышленные воды): Октябрьским, Киенгским и Заречным, расположенными в юго-западной части Далдыно-Мархинского криогидрогеологического бассейна [Мерзлотно ..., 1984] в районе трубок Удачная и Юбилейная в пределах выделенного нами Далдыно-Алакитского района высокоминерализованных подземных вод (0.4 J, Br, Li/V-Є₃)

Проявление Октябрьское (III-5-14) расположено на расстоянии 3,5 км от карьерного поля тр. Удачная. За период промышленной эксплуатации Октябрьского полигона захоронения дренажных рассолов (1986–2002 гг.) было удалено из карьера тр. Удачная в ММП 10,6 млн м³ дренажных рассолов.

Содержание основных компонентов в дренажных водах карьера тр. Удачная

Содержание	Компонент									
	г/дм ³							мг/дм ³		
	М	К ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	С ¹⁻	Br	Li ²⁺	Rb ⁺	Sr ²⁺
Макс.	396,7	17,7	28,6	17,6	88,9	247,2	5,2	300	32,5	1578
Мин.	96,8	4,2	7,6	3,4	6,1	57,7	0,6	13,9	1,9	154
Сред.	272,3	10,9	20,6	11,7	52,8	170,1	3,0	148	17	894

Примечание. М – минерализация подземных вод.

Проявление Киенгское (III-5-64) находится в 5–15 км к юго-востоку от карьерного поля тр. Удачная. За период (2002–2012 гг.) промышленной эксплуатации Киенгского полигона захоронения дренажных вод было сброшено 12,1 млн м³ минерализованных стоков в ММП.

Методом прямого подсчета была проведена оценка прогнозных ресурсов Октябрьского и Киенгского проявлений щелочных и щелочноземельных металлов по категории Р₃ (табл. 31).

Таблица 31

Прогнозные ресурсы Октябрьской и Киенгской прогнозируемых площадей щелочных и щелочноземельных металлов

Категория	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Оценка прогнозных ресурсов (ПР)	
			Октябрьское проявление	Киенгское проявление
Р ₃	Литий	тыс. т	1,412	1,612
Р ₃	Рубидий	тыс. т	0,162	0,185
Р ₃	Стронций	тыс. т	6,674	8,078

Проявление Заречное (IV-4-25) находится в 5,5 км от карьера тр. Юбилейная. Это действующий полигон закачки дренажных рассолов тр. Юбилейная, основной поглощающий интервал (143–168 м) которого приурочен к отложениям башенной и машковской свит, представленным известняками и доломитами.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Полезные ископаемые, связанные со структурно-формационными комплексами кристаллического фундамента Сибирской платформы, на территории листа Q-49 не установлены. Позднепротерозойско-фанерозойский минерогенический мегацикл платформенного чехла представлен широким и разнообразным кругом полезных ископаемых.

Минерогеническое районирование территории проведено на основе геологических, временных и генетических особенностей, контролирующих закономерности размещения полезных ископаемых в соответствии с требованиями [Методическое ..., 2017] и отражено на карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых (КЗРПИ) комплекта ГК-1000/3 листа Q-49 – Удачный. В основу районирования положены материалы Легенды Анабаро-Вилуйской серии листов ГК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) [Легенда ..., 2009], Карта полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 (второе поколение) листов Q-48,49 (Айхал) [Орлова и др., 1985], Карта полезных ископаемых республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 [Карта ..., 2012], Металлогеническая карта Сибирской платформы (Ред. М. С. Малич), 1982, материалы полистных геологических съемок масштаба 1 : 200 000, а также многочисленные авторские материалы [Малич, 1980, 2002; Романов, 1988; Калмыков, 1996; Зинчук, 2013; Баженова, 2014 и др.].

Согласно принятому минерогеническому районированию, площадь листа Q-49 целиком входит в состав Восточно-Сибирской минерогенической провинции, включает в северо-западном углу небольшую часть территории Котуй-Анабаро-Оленёкской (di/T-J), а в центре и на востоке листа – значительную часть Оленёк-Вилуйской (di/D₃-C₁) алмазонасных минерогенических субпровинций. Северная часть листа относится к Анабарской ураноносной свинцово-цинковородной прогнозируемой минерогенической области (1 Zn,Pb,U/RF-C₁). Центральная и южная части листа принадлежат к территории Тунгусской шпатоносной глинозем-медно-железородной субпровинции (Fe,Cu,Al,iš/T-J₁). Южная половина площади листа входит в состав Тунгусского угольного бассейна (2 УК,УБ/C₂₋₃-P), а юго-западная часть территории – Верхневилуйско-Нижнетунгусской прогнозируемой минерогенической области исландского шпата и поделочных камней (3 iš,КП/Т). Наконец, вся территория листа целиком входит в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (H,Гз/RF-PZ).

Закономерности размещения и перспективная оценка проявлений полезных ископаемых определяются их принадлежностью к четырем минерагеническим эпохам: вендско-раннепалеозойской, позднесилурийско-раннекарбонной, среднекарбонно-раннетриасовой и кайнозойской эпохи обусловлены особенностями тектонического (геодинамического) развития, составом формирувавшихся осадочных формаций и характером магматических процессов в исторической последовательности становления чехла Сибирской платформы [Малич, 1980]:

ВЕНДСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

В данную минерагеническую эпоху в составе Лено-Тунгусской нефтегазональной провинции (Н,Гз/RF-PZ) накапливалось углеводородное сырье. С эпохой также связано формирование свинцово-цинковой минерализации, гипса и целестина стратиформной формации в карбонатных породах венда и кембрия в пределах Анабарской ураноносной свинцово-цинковой прогнозируемой минерагенической области (1 Zn,Pb,U/RF-С₁). С соленосными венд-кембрийскими отложениями связаны проявления каменной соли галитовой формации, глубинные йодо-бромные и литиеносные поликомпонентные высокоминерализованные рассолы.

Нефтегазоносные комплексы. В соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования, рассматриваемая территория приурочена в основном к зоне сочленения Анабарской (6 Н,Гз/V₂-С₃) и Сюгджерской (5 Н,Гз/V₂-С₃) нефтегазоносных областей (НГО), а в юго-восточном углу включает небольшой участок Непско-Ботубинской нефтегазональной области (4 Н,Гз/V₂-С₃), входящих в состав Лено-Тунгусской нефтегазональной провинции (Н,Гз/RF-PZ). Перспективность территории определяется ее резко выраженной положительной морфоструктурой, наличием крупных рифогенно-аккумулятивных массивов, фациальной неоднородностью разреза в целом при широком развитии оолитовых и обломочных пород, непосредственным соседством с потенциально нефтематеринскими отложениями доманикового типа, наличием толщи многолетнемерзлых пород, изолирующей нижележащую часть разреза от влияния поверхностных факторов.

К факторам, снижающим перспективы территории, отнесены отсутствие устойчивых изолирующих горизонтов, многообразные проявления базитового и кимберлитового магматизма, а также широкое развитие дизъюнктивных нарушений, приведшее к значительной вертикальной проницаемости осадочного чехла. Обводненные зоны траптов и кимберлитов влияют на гидравлический режим осадочного чехла как гидравлические «окна».

Осадочный чехол зоны сочленения Анабарской и Сюгджерской НГО и северо-западная часть Непско-Ботубинской НГО представлены преимущественно карбонатными породами венда, кембрия, ордовика и силура. Кристаллический фундамент имеет сложное блоковое строение, его поверхность погружается в юго-западном и южном направлениях от 1,5 до 4 км и более. Здесь наблюдается широкое развитие разрывных нарушений, захватывающих как осадочный чехол, так и фундамент. Блоковое строение отражается на

особенностях формирования чехла. Выделяемые здесь рифогенно-аккумулятивные комплексы кембрийского возраста связаны с определенными системами разломов, активизация которых в соответствующие периоды седиментации обеспечивала необходимые условия для роста рифогенных построек [Арчегоев, 2008].

Рассматриваемая территория – область положительных новейших движений. Восходящие неотектонические движения повлияли на увеличение плотности разрывной сети, что повысило проницаемость чехла и открыло пути активной вертикальной миграции флюидов. Но эта же территория характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород (ММП). Среднегодовая температура горных пород составляет от $-2,9$ до $-8,8$ °С, мощность многолетнемерзлых пород 100–600 м [Вожов, 1983]. Зона активного водообмена полностью заморожена прогрессирующим плиоцен-плейстоценовым похолоданием. Зона замороженных пород наиболее приподнятых частей Сюдджерской седловины и юга Анабарской антеклизы охватывает отложения верхнего кембрия, а в погруженных частях – отложения ордовика и перекрывающие их более молодые породы.

Несмотря на суровые мерзлотные условия, в зоне сплошного и прерывистого распространения криогенной зоны обнаружены проявления и скопления жидкой нефти. Это связано с тем, что температура замерзания Восточносибирской низкосернистой нефти составляет -48 °С, что значительно ниже среднегодовой температуры горных пород [Ахметов и др., 2007]. При оттаивании в летний период замороженной породы, содержащей нефть, можно получить незначительный приток нефти. Примером тому служат Кюэнеликянские проявления (I-1-3 и I-1-4) нефти. Здесь при бурении и испытании замороженных нефтенасыщенных пород чукукской свиты среднего кембрия из скважины при использовании буровых растворов положительной температуры можно получить только незначительные притоки нефти. Получить же промышленный приток нефти из замороженных пород-коллекторов без специальных методов воздействия на пласт не удастся. Попытка освоения горизонта в криолитозоне при температуре около минус 9 °С на глубине 100–200 м не увенчалась успехом, приток нефти плотностью $0,93$ г/см³ быстро прекратился [Вожов, 1983].

Вся замороженная толща в настоящее время является надежным флюидоупором. Нефтяные, газовые и битумные включения, отмечаемые в разрезах этой толщи, были сформированы в докембрийский период. Углеводороды, поступающие в предыдущие периоды, накапливаются в подмерзлотных толщах.

Нефтегазоматеринскими породами служат, вероятно, мощные толщи рифейских отложений, сформировавшиеся в пределах Курейской синеклизы и Ыгыаттинской впадины. Возможно, нефтегазоматеринскими породами также служили отложения куонамской свиты, имеющие развитие в северо-западной и северо-восточной частях рассматриваемой территории [Баженова, 2014]. Миграция углеводородов из окружающих впадин становилась все более интенсивной по мере того как породы, выполняющие эти впадины, переходили в зоны все более интенсивного уплотнения, что обеспечивало поступление углеводородов в ловушки. С учетом структурного фактора фронт потоков пластовых флюидов продвигался с запада и юго-востока в северном

направлении. По физико-химическим свойствам, групповому и фракционному составу нефти рассматриваемой территории близки к нефтям Иреляхского и Среднеботуобинского месторождений [Геология ..., 1986].

Битумные поля в зонах выходов кембрийских отложений на дневную поверхность свидетельствуют о бывшем существовании гигантской нефтяной залежи на северо-востоке территории, флюидоупор которой был разрушен в средне-позднепалеозойское время.

На рассматриваемой территории в отложениях осадочного чехла выделяются рифейский, вендский, верхневендско-нижекембрийский, кембрийский и ордовикско-силурийский нефтегазоносные комплексы (НГК). Развитие отложений рифейского комплекса предполагается в западной части листа Q-49.

В зоне сочленения Анабарской (6 Н,Гз/V₂-Є₃), Сюгджерской (5 Н,Гз/V₂-Є₃) и Непско-Ботуобинской (4 Н,Гз/V₂-Є₃) нефтегазоносных областей (НГО) основные перспективы связаны с отложениями венда и кембрия, промышленная нефтегазоносность которых доказана южнее на площадях Непско-Ботуобинской НГО.

В соответствии с принятым в Анабаро-Вилюйской серийной легенде районированием, вендские и кембрийские отложения листа Q-49 входят в состав Юдомо-Оленёкской структурно-формационной области (СФО), ее двух структурно-формационных зон (СФЗ): Мойеро-Оленёкской и Мархаро-Куондинской в северо-восточной половине территории исследования; и в состав Лено-Тунгусской СФО, одной Сюгджеро-Ботуобинской СФЗ в западной половине территории.

Вендский нефтегазоносный комплекс включает два резервуара: непский и тирский.

Непский резервуар рассматриваемой территории представлен терригенными отложениями подошвы бюксской свиты. Толщины непского резервуара изменяются от 5 до 18 м. Песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов бюксской свиты обладают низкими емкостно-фильтрационными свойствами. Флюидоупором для непского резервуара служат плотные карбонатные породы верхов бюксской свиты мощностью 160–210 м.

Тирский резервуар представлен отложениями бюксской свиты и ее возрастного аналога – старореченской свиты. На юго-западе территории бюкская свита мощностью 220–240 м сложена плотными глинисто-карбонатными отложениями, выполняет роль флюидоупора среднего качества для терригенных отложений венда. К северу и в центральной части рассматриваемой территории экранирующие свойства флюидоупора существенно снижаются. При сокращенных толщинах, менее 220 м, в верхней части бюксской свиты появляются кавернозные карбонатные породы, затронутые процессами древнего выветривания. Открытая пористость доломитов изменяется в широких пределах от 4 до 15–20 %, тип коллектора – порово-трещинный и каверно-порово-трещинный.

Отложения бюксской свиты здесь могут служить резервуаром для миграции и аккумуляции пластовых флюидов. В скв. Айхальская-703 (5) при испытании верхней части бюксской свиты были получены притоки сильно газированной пластовой воды дебитами от 6,7 до 50,5 м³/сут с пленкой нефти. В скв. Танхайская-708 (30) керн верхней части бюксской свиты был нефтена-

сыщен, а при опробовании этого интервала получено 40 л нефти без признаков воды. Зона вероятного накопления углеводородов протягивается от скв. Бысытыхская-1991 (2) на северо-запад, где в крупных ненарушенных блоках могли сохраниться нефтяные литологические залежи с элементами тектонического экранирования на глубине 1800–2400 м.

Флюидоупором для тирского резервуара служат глинистые доломиты успунской свиты, толщина которой изменяется от 165 м на юге до 80 м на севере.

Верхневендско-нижнекембрийский нефтегазоносный комплекс выделяется в интервале карбонатных отложений успунской, кудулахской, юряхской и билирской свит.

Нижнеданиловский резервуар. Отложения успунской свиты литологически представлены плотными доломитами, доломит-ангидритами с прослоями известняков, аргиллитов и мергелей. Толщина отложений свиты сокращается с юго-запада на северо-восток от 152 до 79 м. На юго-западе территории в разрезе свиты коллекторы не выделяются. На северо-востоке территории в скв. Бысытыхская-1991 (2) в основании успунской свиты прослежен маломощный прослой кварцевого песчаника, позволяющий предполагать здесь предданиловский перерыв в осадконакоплении. В верхней части успунской свиты выделены водонасыщенные проницаемые интервалы, из которых в скв. Бысытыхская-1991 (2) получены притоки пластовой воды дебитами 1,2–12,6 м³/сут с растворенным газом и пленкой нефти.

Верхнеданиловский резервуар представлен доломитами микро- и тонкозернистыми, перекристаллизованными, в верхней части – известняками доломитовыми с примесью глинистого материала кудулахской свиты. Толщина свиты, в соответствии с развитием территории, сокращается в северо-восточном направлении от 170 м в скв. Унга-Хахсыкская (35) до 124 м в скв. Бысытыхская-1201 (3). Повсеместно в интервале кудулахской свиты выделяются водонасыщенные пласты-коллекторы. Доломиты обладают лучшими емкостно-фильтрационными свойствами, чем известняки: открытая пористость достигает 10,7–13,08 %, проницаемость $0,4 \times 10^{-3}$ мкм². Эффективные толщины составляют 20,8–33,4 м (Удачинская и Бысытыхская скважины). На всей рассматриваемой территории отложения кудулахской свиты служат резервуаром для пластовых флюидов. При испытании отложений кудулахской свиты получены притоки пластовой воды дебитами 3,6–10,8 м³/сут.

Нижнебилирский резервуар. Отложения юряхской и билирской свит на большей части рассматриваемой территории имеют преимущественно свойства флюидоупора. Юряхская свита мощностью 64–89 м представлена доломитами, часто мергелистыми, участками глинистыми, известняками, с прослоями доломитовых мергелей и аргиллитов. Билирская свита мощностью 65–107 м сложена доломитами и известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. Порода часто ангидритизирована. Отдельные пласты доломитов с хорошими емкостно-фильтрационными свойствами были выделены в доломитах билирской свиты.

Общая пористость по ГИС водонасыщенных пород составляет 7–11 %. Притоки пластовой воды до 17,8 м³/сут были получены при совместном ис-

пытании юряхской и билирской свит в скв. Сохсолохская-706 (10). При испытании отложений билирской свиты в скв. Удачнинская-2531 (4) получены притоки пластовой воды дебитами 4,7–6,2 м³/сут с пленкой нефти. Предполагается, что коллекторскими свойствами обладают породы нижнебилирской подсвиты мощностью 40–50 м в зоне пересечения крупных разрывов. Литологические газонефтяные залежи могли сформироваться и сохраниться в северо-восточной части зоны развития коллекторов, вверх по восстанию пластов в крупных ненарушенных блоках. В предполагаемой зоне развития коллекторов отметки кровли билирского резервуара составляют (от минус 1200 до минус 2000) м.

Флюидоупором служат как плотные глинисто-карбонатные породы верхов билирской свиты, так и вышележащие отложения на юге территории – отложения сыгдахской, эльгянской и толбачанской свит; в центральной части и на севере территории – отложения эмяксинской (толща пестроцветных известняков) свиты. Толщина флюидоупора сокращается в северо-восточном направлении от 730 до 166 м.

Кембрийский нефтегазоносный комплекс в Сюгджеро-Ботуобинской СФО представлен отложениями олёкминской, чарской, ичерской и метегерской свит, сформированными в условиях внутреннего шельфа. Верхним экраном среднего качества служат отложения хабардинской свиты толщиной 86–232 м, представленные мергелями, аргиллитами, глинистыми известняками, доломитами с включениями ангидритов. Как было показано выше, нижним флюидоупором кембрийского нефтегазоносного комплекса здесь служат отложения сыгдахской, эльгянской и толбачанской свит.

Биркинский потенциально продуктивный резервуар. Отложения олёкминской свиты толщинами 85–106 м сложены плотными известняками мелкозернистыми с прослоями известковистого песчаника, доломитами и доломитами скрытокристаллическими, кавернозными, с гнездами ангидрита. Порода участками трещиноватая, обогащена темным битуминозным веществом. Участки развития коллекторов выявлены в переходной бессолевой зоне между двумя фациальными регионами. В скв. Унга-Хахсыкская (35) при исследовании пород олёкминской свиты прибором для опробования пласта на кабеле (ОИПК) получено 15 л пластовой воды и 40 л газа, поддерживающего горение. В северо-восточном направлении известняки олёкминской свиты фациально замещаются плотными доломитами удачнинской свиты, которые служат латеральным экраном для мигрирующих углеводородов. Можно предположить наличие газонефтяной, литологически экранированной залежи на глубине 1000–1500 м в среднем течении р. Мархары.

Водонасыщенные пласты-коллекторы установлены в отдельных интервалах чарской и метегерской свит на юго-востоке территории. Суммарные толщины отложений чарской, ичерской и метегерской свит изменяются от 570 до 750 м.

В Мархаро-Куондинской СФО разрез кембрийского нефтегазоносного комплекса, сформированный в условиях внешнего шельфа, имеет сложное строение. В районе скв. Танхайская-708 (30) разрез начинается с отложений удачнинской свиты, которые перекрыты отложениями хабардинской и малыкайской свит. Севернее разрез начинается с отложений эмяксинской свиты,

сформированных в условиях открытого бассейна и в зоне перехода к внешнему шельфу. Выше по разрезу залегают отложения удачининской и чукукской свит (Айхальская (5) и Удачининская (4) скважины). Еще севернее, в Орто-Силигирской скв. (1) в разрезе выделяются удачининская и малыкайская свиты. В восточной части фациальной области снизу вверх выделены эмяксинская, удачининская и чукукская свиты (Бысытыхские (2, 3) скважины).

Основу рифовых сооружений составляют породы удачининской свиты, представленные доломитами и известняками светло-серыми скрытокристаллическими, доломитизированными, иногда кавернозными за счет растворения мелкокристаллической соли. В целом это малопроницаемая толща, коэффициент ее открытой пористости колеблется в пределах 3–9 %, проницаемость – 0,7–3 мД. Характерной особенностью древних рифогенных образований является их повышенная плотность в условиях открытого бассейна и в зоне перехода к внешнему шельфу.

Под влиянием вторичных процессов в рифогенной толще формируются участки локального разуплотнения, представляющие практический интерес как потенциальные коллекторы с высокими емкостно-фильтрационными свойствами. При испытании удачининской свиты в Айхальской (5) и Бысытыхских (2, 3) скважинах притоки пластовой воды составляли 1,2–3 и 17,3–351 м³/сут соответственно. В разрезах гидрогеологических скважин близ тр. Удачная в нижней части рифогенно-обломочной толщи отмечаются тонкие прослой кавернозных доломитов и известняков, часто обильно насыщенных нефтью [Геология ..., 1986]. Указанное сочетание плотных и проницаемых разностей в рифогенных образованиях благоприятно для нефтегазонакопления.

Эмяксинская свита представлена темно- и коричневато-серыми битуминозными известняками, иногда ангидритизированными с прослоями известняковых песчаников. В разрезе свиты с большим количеством прослоев известковых песчаников велика вероятность развития коллекторов.

В подошве удачининской свиты отмечены доломиты мелкозернистые, с неяснослоистой текстурой, кавернозные. Часть пор заполнена кремнеземом и битумом. Отложения обладают хорошими емкостно-фильтрационными свойствами, что доказывается получением притоков пластовой воды дебитами от 185–283 м³/сут – скв. Бысытыхская-1201 (3) – до 915–972 м³/сут – скв. Удачининская-2531 (4).

Латеральным северным экраном для массивных резервуаров удачининской свиты служат плотные глинисто-карбонатные отложения куонамской, джактарской и силигирской свит Юдомо-Оленёвской фациальной области.

Рифовые постройки выполняют функцию барьера между внутришельфовой областью и предрифовым бассейном [Корчагин, 2019]. Эрозия сооружения, обусловленная волноприбойными процессами, приводила к накоплению на его склонах перемытого и впоследствии цементированного органогенного обломочного материала. Органогенные, биоморфные (водорослевые) карбонатные образования относительно узкой полосой окаймляют рифогенные постройки. Клиноформоподобные образования хорошо видны на сейсмических разрезах [Филипцов, 2014]. В этих зонах резко возрастает доломитизация верхних частей свит и в них выявлены огромные полости (до 18 м в верти-

кальном сечении), прослеживающиеся с наклоном 50–60° на глубину более 100 м. Коэффициент проницаемости достигает здесь 176 мД [Сухов, 2004].

В процессе развития рифогенного комплекса зоны роста рифов перемещались в северо-восточном направлении и вместе с ними перемещались и окаймляющие их зоны развития биоморфных образований, что отражается в сложных разрезах Далдыно-Мархинской карбонатной банки [Стратиграфия ..., 2016]. Породы-коллекторы слагают линзы обломочных пористых и проницаемых известняков, залегающие с резкими контактами на склонах рифогенных построек (контакт прислонения). Наличие глинистых отложений, перекрывающих постройки, обеспечивает гидродинамическую изоляцию залежей, связанных с осыпными образованиями.

Рифогенные постройки удачинской свиты перекрыты отложениями хабардинской, чукукской и малыкайской свит. Хабардинская свита мощностью 86–232 м сложена красноцветными мергелями, пестроцветными глинистыми доломитами, аргиллитами и гипсами, формировавшимися в условиях внутреннего шельфа. Малыкайская свита толщинами от 75 до 245 м сложена чередующимися в разрезе пачками доломитов красно- и зеленоцветных, обычно сульфатизированных мергелей доломитовых, алевролитистых и глинисто-алевролитистых доломитов. Отложения хабардинской и малыкайской свит имеют в основном низкие коллекторские свойства. Только в скв. Сохолохская-706 (10) при испытании нижней части малыкайской свиты была получена жидкость дебитом 44,6 м³/сут.

Чукукский резервуар. Чукукская свита представлена пористо-кавернозными доломитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами доломитовыми, обломочно-оолитовыми известняками и доломитами. Для пород характерна загипсованность, соленасыщенность, пропитка битумом. Отложения развиты непосредственно над барьерно-рифовой системой и облекают последнюю. Максимальные толщины свиты 46–167 м смещены к западу от барьерно-рифовой системы, сокращаясь до полного выклинивания на северо-востоке.

На севере рассматриваемой территории отложения чукукской свиты выходят на поверхность. К этим отложениям приурочены КюэNELIKЯнские проявления нефти (I-1-3 и I-1-4). Коэффициент открытой пористости отложений чукукской свиты – от долей процента до 10–11 % и достигает 26–31 %, а проницаемость доходит до 473 мД, в отдельных случаях – до 9129 мД. Высокие коллекторские свойства связаны, вероятно, с палеогипергенными преобразованиями при перерыве в осадконакоплении. В колонковых скважинах вблизи Айхальской-703 (5) глубокой скв. кавернозные доломиты чукукской свиты и водорослевые известняки мархинской свиты пропитаны нефтью.

В зоне развития коллекторов чукукского резервуара нефтяные залежи могли сохраниться в крупных ненарушенных блоках юго-западнее границы выклинивания ордовикских отложений и выхода верхнекембрийских отложений на дневную поверхность. Пластовые, литологически и тектонически экранированные залежи предполагаются в интервале глубин от 600–700 до 1000 м.

Нижним флюидоупором кембрийского нефтегазоносного комплекса являются пестроцветные известняки и мергели эмяксинской свиты. Верхним –

отложения мархинской и онхой-юряхской свит, сложенные переслаиванием мергелей доломитистых и аргиллитов с доломитами и известняками. Толщина флюидоупора низкого качества сокращается от 1009 м на западе до 455 м на востоке и северо-востоке, в том числе и за счет разрушения пород при выходе на дневную поверхность. При сокращении толщин в разрезе мархинской свиты, где повышается количество алевритовых и глинистых известняков и прослоев известняковых конгломератов, появляются водонасыщенные пласты-коллекторы – скв. Удачинская (4). Улучшают качество флюидоупора многолетнемерзлые породы (ММП), толщина которых здесь составляет 100–350 м. Однако сохранение залежей углеводородов в среднекембрийских отложениях в зоне сокращенных толщин флюидоупора, то есть на северо-востоке территории, маловероятна.

Межрифовый тип разреза Мархаро-Куондинской СФО, сформированный в условиях открытого бассейна, представлен отложениями куонамской, оленёкской, джахтарской, силигирской, чукукской и малыкайской свит.

На западе, в скв. Сохсолохская-706 (10) куонамская свита толщиной 221 м сложена переслаивающимися аргиллитами и мергелями с редкими прослоями доломитов и известняков [Стратиграфия ..., 2016]. На востоке куонамская свита мощностью 150–194 м сложена водорослевыми известняками с прослоями глинистых известняков, мергелей и черных аргиллитов. К северо-востоку мощность свиты сокращается до 30 м и представлена горючими сланцами, аргиллитами с маломощными прослоями тонкодетритового известняка. В отложениях свиты коллекторы отсутствуют.

Оленёкская, джахтарская и силигирская свиты сложены переслаивающимися известняками и мергелями в разном соотношении. Эти отложения обычно низко проницаемые (открытая их пористость до 5 %, очень редко до 10 %) и могут рассматриваться как флюидоупоры.

Отложения чукукской свиты (чукукский резервуар) вскрыты скв. Сохсолохская-706 (10), где их мощность составляет 167 м. Зона развития отложений свиты окаймляет Котуй-Анабарскую карбонатную платформу и Далдыно-Мархинскую рифовую банку. Банково-рифово-баровый и обломочно-шельфовый верхнесклоновый комплексы чукукской свиты, судя по описаниям разрезов скважин [Геология ..., 2016], обладают высокими емкостно-фильтрационными свойствами.

Верхним флюидоупором служат глинисто-карбонатные отложения мархинской, онхой-юряхской и олдондинской свит на западе и мархинской на северо-востоке. Толщина флюидоупора на западе изменяется от 800 до 600 м, на северо-востоке сокращается до 500 м и менее за счет срезания при выходе на дневную поверхность. Улучшают качество флюидоупора ММП, толщина которых на западе составляет 100–350 м, на северо-востоке достигает 500–700 м, охватывая отложения не только мархинской, но и силигирской свит.

Залежи нефти здесь могли накапливаться, вероятнее всего, в коллекторах чукукской свиты на небольшом удалении от Далдыно-Мархинской карбонатной банки и сохраниться при толщинах отложений мархинской свиты более 600 м.

Ордовикско-силурийский нефтегазоносный комплекс. Отложения ордовика имеют развитие на юго-западе рассматриваемой территории и соглас-

но залегают на породах кембрия. Мощности отложений изменяются от 320 м и более до полного выклинивания к северо-востоку в скважинах Айхальской-703 (5) и Удачининской-2531 (4). Образования представлены сероцветными доломитами и известняками, прослоями пестроокрашенных мергелей и аргиллитов.

Силурийские отложения, сложенные преимущественно известняками, в меньшей мере мергелями и известково-глинистыми сланцами, известны в тех же районах, что и ордовикские, они повсеместно залегают с угловым стратиграфическим несогласием на различных горизонтах ордовика. Порой в разрезе присутствуют органогенно-обломочные известняки, коралловые известняки и ракушник [Геология ..., 1986].

Небольшая толщина ордовикско-силурийских отложений, разделенных региональными перерывами, и близость их к дневной поверхности не позволяет оценивать их перспективы высоко.

Нижним флюидоупором силурийско-ордовикского нефтегазоносного комплекса служат отложения мархинской, онхой-юряхской свит верхнего кембрия и олдондинской свиты верхнего кембрия – нижнего ордовика. Верхним флюидоупором служат замороженные отложения среднего ордовика и силура, состоящие из красно-коричневых мергелей, аргиллитов с прослоями доломитов и алевролитов.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Выявление новых зон нефтегазоаккумуляции и оценка перспектив нефтегазоносности территории сочленения Сюгджерской и Анабарской НГО необходимы для ускоренного определения возможностей энергоснабжения предприятий алмазодобывающей промышленности за счет местных источников сырья. На высокие перспективы этого региона указывает широкое распространение в скважинах и в разрезах поверхностных обнажений различных нефтебитумо- и газопроявлений. Оптимальное расположение тектонически экранированных литологических ловушек нефти и газа по отношению к путям миграции углеводородов, возникающих в результате проявления неотектонических движений, существенно увеличивает перспективы территории. Если рассматривать закономерности размещения залежей углеводородов Непско-Ботуобинской, Катангской, Байкитской НГО, то залежи приурочены к зоне резкого сокращения объема трапповых тел в осадочном чехле, поступающих со стороны Тунгусской синеклизы. Подобным условиям удовлетворяет центральная часть рассматриваемой территории. Широкое распространение межпластовых интрузий, предположительно, триасового возраста отмечено на юге, юго-востоке и юго-западе рассматриваемой территории, где в процессе проводки скважин выявлены трапповые тела в отложениях успунской свиты венда, сыгдахской, толбачанской, чарской свит кембрия и в отложениях ордовика. В центральной части и на севере территории тела траппов в разрезе скважин не отмечены. Наличие кимберлитовых трубок не снижает перспективность территории. К примеру, Мирнинская группа месторождений нефти и газа на севере Непско-Ботуобинской антеклизы соседствует с алмазоносной территорией.

По палеогеографическим условиям накопления карбонатных отложений венда и кембрия на рассматриваемой территории можно выделить четыре основных перспективных для накопления и сохранения углеводородов резервуара. В вендском нефтегазоносном комплексе выделяется тирский резервуар, в верхневендско-нижнекембрийском комплексе – нижнебилирский резервуар, а в кембрийском комплексе – биркинский и чукуцкий резервуары. Данный уровень изученности позволяет выделить в пределах листа Q-49 нефтегазоносные области с разным уровнем перспектив нефтегазоносности.

Более перспективной будет территория Сюгджерской НГО со средней плотностью начальных суммарных ресурсов условных углеводородов (НСР УУВ) 18,68 тыс. т/км², где перспективы, вероятно, будут связаны с отложениями верхнего венда и кембрия.

Территория Анабарской НГО со средней плотностью НСР УУВ 3,22 тыс. т/км² в силу существенно низкой изученности считается менее перспективной.

В связи с низкой изученностью потенциально нефтегазоперспективных вендских и кембрийских отложений на территории листа Q-49, отсутствием месторождений и залежей нефти и газа, выделение нефтегазоносных районов и зон нефтегазонакопления не правомочно.

Проводить геолого-геофизические исследования, в первую очередь, предлагается на участке между скважинами Удачинская (4), Сохсолохская (10) и Танхайская (30), расположенном на пересечении зон развития коллекторов тирского, нижнебилирского и чукуцкого резервуаров. Сейсморазведочными работами [Мерзлякова, 1984] здесь выявлены Удачинский и Орто-Силигирский объекты.

Выявленные объекты. В пределах листа Q-49 выявлено два кондиционных объекта: Удачинский и Орто-Силигирский, кондиционность которых обусловлена:

- 1 – точность структурных построений;
- 2 – амплитуда и площадь объекта;
- 3 – плотность сети профилей;
- 4 – качество (коэффициент) прослеживаемости целевого отражающего горизонта (ОГ);
- 5 – наличие профиля, характеризующего критическое направление (критическую седловину);
- 6 – обоснованность наличия тектонического нарушения, литологических замещений и стратиграфических особенностей соответственно для тектонически экранированных, литологических и стратиграфических ловушек;
- 7 – обоснованность выбранной для построений скоростной модели среды (если имеется соответствующая информация);
- 8 – эффективность сейсморазведки (в частности, с учетом кратности ОГТ) на момент подготовки объекта, косвенно зависящую от года подготовки объекта.

Удачинский объект выявлен в Мирнинском районе Республики Саха (Якутия) Дальневосточного федерального округа, в пределах листа Q-49-XVII масштаба 1 : 200 000. Объект показан на карте прогноза на нефть и газ.

Объект расположен на южном склоне Анабарской антеклизы. Структура выявлена в 1983 г. методом МОГТ и структурным бурением по подошве ма-

ныкайской свиты венда – нижнего кембрия (кровля бюкской свиты). Ловушка структурно-литологическая. Размеры $20 \times 3,5$ км, площадь 68 км^2 .

Возможно, продуктивными являются карбонатные отложения бюкской свиты. Ресурсы углеводородов категории $D_{\text{л}}$ оценены в 6,8 млн т.

Работы по выявлению объекта выполнены в объеме и с достоверностью, обеспечивающими оптимальный выбор объектов для последующей подготовки их к глубокому бурению.

Орто-Силигирский объект выявлен в Оленёкском районе Республики Саха (Якутия) Дальневосточного федерального округа, в пределах листа Q-49-ХII масштаба 1 : 200 000. Положение объекта приведено на карте прогноза на нефть и газ.

Объект расположен на Мархинском поднятии южного склона Анабарской антеклизы. Структура выявлена в 1987 г. методом МОГТ. Отражающий горизонт расположен в кровле бюкской свиты. Ловушка структурно-литологическая. Размеры ловушки по замкнутой изогипсе минус 1565,5 км составляют 37×8 км, площадь 210 км^2 . Амплитуда ловушки – 97,5 м.

Возможно, продуктивными являются карбонатные отложения бюкской свиты. Ресурсы углеводородов категории $D_{\text{л}}$ оценены в 21 млн т.

Работы по выявлению объекта выполнены в объеме и с достоверностью, обеспечивающими оптимальный выбор объектов для последующей подготовки их к глубокому бурению.

Для определения места заложения поисковой скважины целесообразна постановка сейсморазведочных работ, которые бы позволили картировать литофациальные особенности карбонатных отложений бюкской свиты, нижнебибирской подсвиты и рифогенного комплекса среднего кембрия. В случае подтверждения прогнозов здесь есть вероятность открытия залежи нефти, сопоставимой по запасам с залежью Талаканского месторождения. Поисковые скважины рекомендуется закладывать в крупных слабонарушенных и ненарушенных блоках, ближе к пересечению региональных разрывных нарушений, вверх по восстанию пласта.

Углеводороды и методика оценки их прогнозных ресурсов. Сюгджерская и Анабарская НГО относятся к слабоизученным территориям Сибирской платформы и для оценки начальных суммарных ресурсов углеводородов (УВ) этих областей в 1983 г. была использована модификация объемно-статистического метода (ОСМ), разработанная в СНИИГГиМС совместно с ВНИИЗарубежгеологией. При минимуме геологической информации о седиментационных бассейнах использована экспертная зависимость величины их начальных потенциальных ресурсов УВ категории D от объема осадочного выполнения.

Плотности геологических ресурсов УВ на большей части площади Сюгджерской НГО, согласно последней оценке (2009 г.), приняты по категории D на уровне в 5–20 тыс. т УУВ на 1 км^2 . Сейсморазведочные материалы последних 5 лет дают основание для повышения ресурсной оценки Сюгджерской НГО. Изменение в оценке прогнозных ресурсов УВ этой НГО связаны с уточнением контуров развития доманикоидных отложений куонамского типа и, соответственно, оценкой масштабов нефтегазообразования. По состоянию на 1.01.2017 г. прогнозные ресурсы углеводородов кембрийского

нефтегазоносного комплекса Сюгджерской НГО были оценены объемно-генетическим методом. Объемно-генетический метод оценки базировался на результатах раздельного подсчета количества нефтегазоносных флюидов, эмигрировавших из нефтегазоматеринских толщ доманикоидных отложений куонам-ского типа и количества рассеявшегося на путях миграции и в зонах аккумуляции в породах и водах [Зайцева, 2019].

Оценка прогнозных ресурсов УВ Анабарской НГО по состоянию на 1.01.2017 г. осталась на том же уровне, что и по состоянию на 1.01.1983 г. (табл. 32).

По количественной оценке СНИИГГиМС по состоянию на 1.01.2017 г. прогнозные ресурсы нефти и газа литолого-стратиграфических комплексов осадочного чехла территории листа Q-49 оценены по категориям D₁ + D₂, так как промышленная нефтегазоносность здесь не доказана. Месторождений нефти и газа и объектов, подготовленных к бурению, на рассматриваемой территории нет.

Оценка проведена по рифейскому, вендскому, верхневендско-нижнекембрийскому, кембрийскому, ордовикско-силурийскому нефтегазоносным комплексам. Отложения рифейского комплекса, предположительно, развиты на небольшой площади на юго-западе, вендского комплекса – на юге, а силурийско-ордовикского комплекса – на небольшой площади на юго-западе территории. Отложения верхневендско-нижнекембрийского и кембрийского комплексов развиты на всей территории листа Q-49. Основные прогнозные ресурсы углеводородов приурочены именно к этим комплексам (табл. 32).

Таблица 32

Прогнозные ресурсы углеводородов категории D₂ нефтегазоносных комплексов

Нефтегазоносный комплекс	Нефть, млн т		Газ, млрд м ³	Сумма УУВ, млн т	
	геол.	извл.	геол.	геол.	извл.
Рифейский	0	0	0,0	0	0
Вендский	2,2	0,6	3,2	5,4	3,8
Верхневендский–нижнекембрийский	246,0	70,7	279,9	525,9	350,6
Кембрийский	637,9	181,4	65,6	703,5	246,9
Ордовикский	38,4	9,5	0,0	38,4	9,5
ИТОГО:	924,5	262,2	348,7	1273,2	610,9

По состоянию на 1.01.2017 г. геологические ресурсы нефти территории листа Q-49 верхневендско-нижнекембрийского комплекса оцениваются в 246 млн т, извлекаемые ресурсы нефти – 70,7 млн т, газа – 279,9 млрд м³. Геологические ресурсы нефти кембрийского комплекса оцениваются в 637,9 млн т, извлекаемые ресурсы нефти – 181,4 млн т, газа – 65,6 млрд м³. Средняя плотность начальных суммарных геологических ресурсов условных углеводородов при площади листа Q-49 – 119 652 км² составляет 10,64 тыс. т/км².

Распределение перечисленных ресурсов углеводородов по территории листа Q-49 приведено из отчета по количественной оценке Ю. Л. Зайцевой [Зайцева, 2017].

Гидроминеральное сырье. Подземные хлоридно-кальциевые рассолы с высоким содержанием лития, рубидия, стронция и др. широко распространены на территории Сибирской платформы (рис. 8). Рудная формация литиеносных высокоминерализованных вод представлена проявлениями гидроминерального сырья, расположенными в пределах Оленёк-Вилуйской алмазонасной субпровинции, относящейся к северной геокриологической зоне со сплошным распространением ММП в юго-западной части Далдыно-Мархинского криогидрогеологического бассейна [Мерзлотно ..., 1984]. Этой криогидро-геологической структуре свойственны рассолонасыщенные толщи пород с высокими коллекторскими показателями, резко отличающимися от смежных криоартезианских бассейнов.

Содержание основных компонентов высокоминерализованных подземных вод (промышленные воды) Далдыно-Алакитского района (0.4 J,Br,Li/V-Є₃) приведено в табл. 33.

Т а б л и ц а 33

Содержание основных компонентов высокоминерализованных подземных вод (промышленные воды) Далдыно-Алакитского района

Содержание	Компонент									
	г/дм ³							мг/дм ³		
	М	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Sr ²⁺
Водоносный комплекс (Є ₃)										
Макс.	252,2	5	29,2	21,8	46,7	162,8	2,6	120,8	7,7	866
Мин.	31,1	00,3	3,1	1,5	3,96	18,6	0,06	3,1	0,1	58
Среднее	92	1,7	8,3	7,5	13,8	58,6	1,0	33,3	1,21	311
Водоносный комплекс (V-Є ₂)										
Макс.	404,3	23,1	48,2	28,0	97,5	253,7	6,5	415,3	25,9	2138
Мин.	198	2,4	8,4	1,8	34,1	99,1	1,8	34,1	1,6	223
Среднее	310,6	11,3	24,8	12,8	62,2	194,9	3,9	138,4	10,1	1032
Дренажные воды карьера тр. Удачная										
Макс.	396,7	17,7	28,6	17,6	88,9	247,2	5,2	300	32,5	1578
Мин.	96,8	4,2	7,6	3,4	6,1	57,7	0,6	13,9	1,9	154
Среднее	272,3	10,9	20,6	11,7	52,8	170,1	3,0	147,7	16,6	894

П р и м е ч а н и е. М – минерализация подземных вод.

Высокоминерализованные воды входят в состав верхнекембрийского водоносного комплекса в водонасыщенных карбонатных породах мархинской и онхой-юряхской свит среднего–верхнего кембрия. Кровля водоносного комплекса вскрыта на глубине 606–690 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 350–375 м. В разрезе мархинской свиты выделено 2–3 пла-

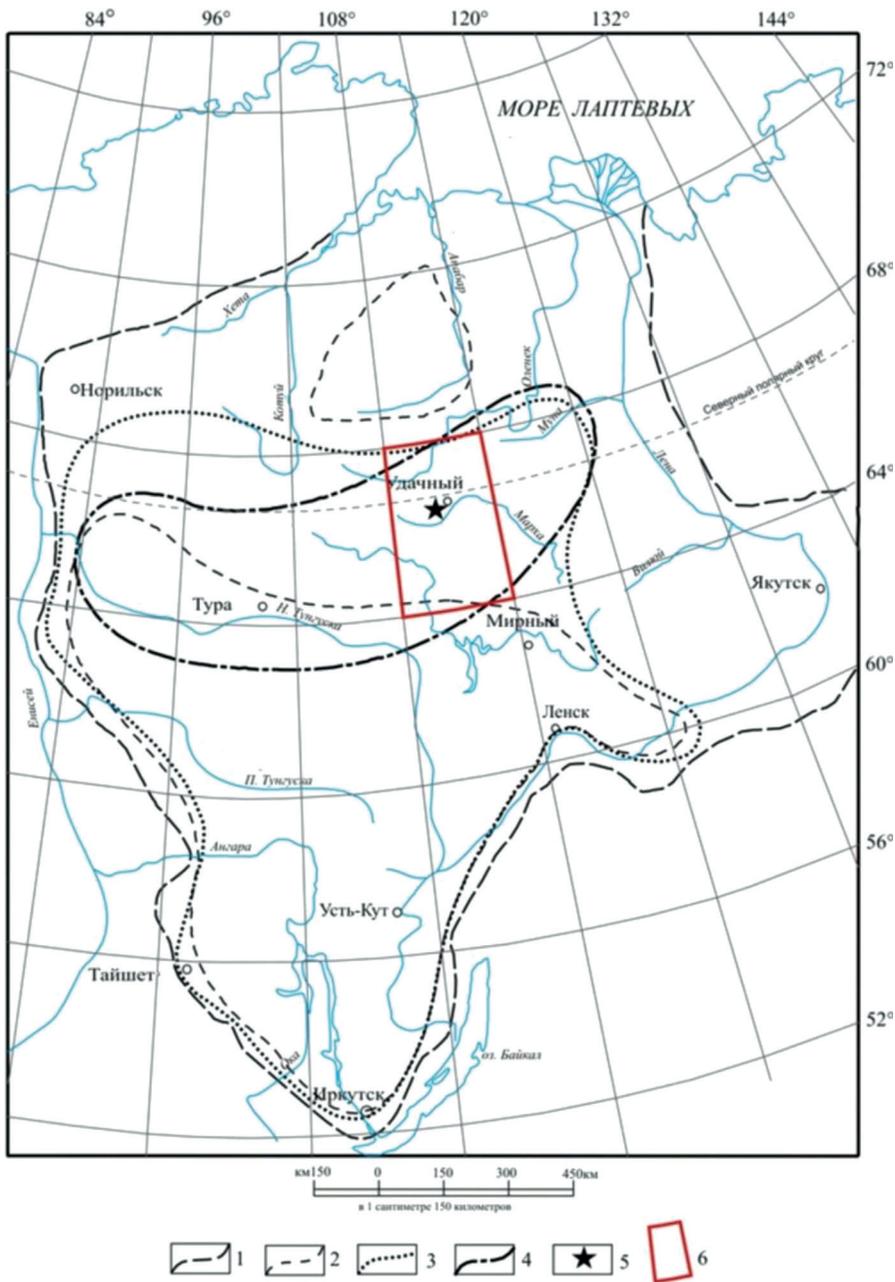


Рис. 8. Схема распространения литиеносных рассолов и соленосных отложений на Сибирской платформе.

1 – граница Сибирской платформы, 2 – граница распространения нижнекембрийских соленосных отложений, 3 – граница сплошного распространения литиеносных рассолов, 4 – зона полного насыщения проницаемого комплекса осадочного чехла литиеносными рассолами, 5 – алмазодобывающий карьер, 6 – лист Q-49 – Удачный (С. В. Алексеев [Алексеев и др., 2011] с изменениями).

ста-коллектора с суммарной эффективной мощностью до 4,8 м. В разрезе онхой-юряхской свиты – 13 водонасыщенных пластов-коллекторов с суммарной мощностью до 32,9 м. Водообильность слабая: 6–13 м³/сут, водопроницаемость – 0,02–0,6 м³/сут. Растворы хлоридные, натриево-магниевые-кальциевые с минерализацией 350 г/дм³, с содержанием растворенных газов 0,2–0,5 г/м³ преимущественно углеводородного состава.

Обработка месторождений алмазов осложняется поступлением хлоридных рассолов в горные выработки и сопровождается частичными потерями ценных компонентов. На основе данных о водопритоке дренажных вод в карьере тр. Удачная и содержаниях лития в этих водах рассчитано количество лития, выносимое в горную выработку с дренажными водами за сутки (табл. 34).

Т а б л и ц а 34

Вынос лития дренажными водами в карьер трубки Удачная

Водоприток (об. ед./сут)	Вынос лития (вес. ед. × 10 ⁻³ /сут)		
	Минимальный	Средний	Максимальный
2780 (2006 г.)	39	411	834
3720 (2007 г.)	52	547	1116
3600 (2008 г.)	50,4	540	1080
4660 (2009 г.)	65	690	1400
7200 (прогнозный)	100,8	1080	2160

С 1986 г. захоронение дренажных вод карьера тр. Удачная осуществляется в многолетнемерзлые породы в интервале глубин 150–280 м ниже местных базисов эрозии. В основе реализуемого способа их изоляции лежит способность рассолов плавить текстурообразующие льды даже при отрицательной температуре и мигрировать в криогенных толщах на значительные расстояния.

Для захоронения дренажных стоков Удачинского ГОКа использовались два полигона: Октябрьский и Киенгский. Оба расположены на Сытыкан-Далдынском междуречье и приурочены к узлу сочленения в осадочном чехле Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны глубинных разломов северо-восточного простирания и Виллойско-Котуйской тектонической зоны северо-западного простирания, наложенных на Силигино-Мархинский разлом фундамента [Лобанов и др., 2011].

Октябрьский полигон (Ш-5-14) захоронения дренажных стоков Удачинского ГОКа расположен на расстоянии 3,5 км от карьерного поля тр. Удачная. За весь период (1986–2002 гг.) промышленной эксплуатации Октябрьского полигона захоронения дренажных вод в интервале глубин 150–280 м ниже местных базисов эрозии было удалено 10,6 млн м³ дренажных рассолов.

Киенгский полигон (Ш-5-64) находится в 5–15 км к юго-востоку от карьерного поля. За весь период (2002–2012 гг.) промышленной эксплуатации Киенгского полигона захоронения дренажных вод в интервале глубин 200–280 м

ниже местных базисов эрозии было сброшено 12,1 млн м³ минерализованных стоков.

Дренажные стоки поступали из карьера на полигоны со средними содержаниями (мг/дм³): Li⁺ – 148 (max –300, min –13,9), Rb⁺ – 17 (max –32,5, min –1,9), Sr²⁺ – 894 (max –1578, min –154) [Алексеев и др., 2011].

Прогнозные ресурсы лития, рубидия и стронция по категории Р₃ Октябрьской и Киенгской прогнозируемых площадей щелочных и щелочноземельных металлов составили.

Октябрьская прогнозируемая площадь (Ш-5-14): литий – 1,412 тыс. т, рубидий – 0,162 тыс. т, стронций – 6,674 тыс. т;

Киенгская прогнозируемая площадь (Ш-5-64): литий – 1,612 тыс. т, рубидий – 0,185 тыс. т, стронций – 8,078 тыс. т.

Расчеты показывают, что при средних концентрациях лития в дренажных водах 148 мг/дм³ и реальном водопритоке в карьер Удачный с дренажными водами выносятся от 400 до 700 вес. ед. × 10⁻³ лития в сутки, т. е. примерно до 250 вес. ед. в год, а при прогнозном увеличении водопритоков до 300 об. ед./ч (7200 об. ед./сут) средняя величина будет составлять около 400 вес. ед. лития в год. Более того, максимальные концентрации лития в дренажных водах уже сейчас обеспечивают вынос более 500 вес. ед. лития в год, а в перспективе с подземными водами, дренируемыми карьером трубки, можно ожидать вынос более 780 вес. ед. лития в год. С учетом коэффициента извлечения эксплуатационные запасы лития составят 740 или в пересчете на Li₂CO₃ – около 4000 вес. ед. в год.

Практическое использование жидких руд, как альтернативы по отношению к твердым полезным ископаемым, возможно попутно при разработке алмазных месторождений, а также при работах на нефть и газ. Так, максимальные ожидаемые притоки рассолов, которые необходимо будет удалять с последующей утилизацией из карьера и шахты на месторождении Юбилейная составляют 500–1100 м³/сут. Это может обеспечить прогнозные объемы попутной годовой добычи рубидия – 5 т, лития – 8 т и стронция – 180 т. Эксплуатационные запасы высококонцентрированных рассолов являются достаточной базой для организации промышленного производства лития и других ценных компонентов с низкой себестоимостью.

СРЕДНЕСИЛУРИЙСКО-РАННЕКАРБОНОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Минерагеническая эпоха характеризовалась интенсивной активизацией тектонических движений вдоль рифтогенных систем и внедрением с больших глубин высокоалмазоносных кимберлитов [Малич, 2002], выявленных в пределах Оленёк-Виллойской (d₁/D₃-C₁) алмазоносной минерагенической субпровинции, в том числе в составе трех кимберлитовых полей (Моркокинское, Алакит-Мархинское, Далдынское) на площади листа Q-49.

Алмазы кимберлитовых трубок, иногда минерализованные хризолитом и титаном, являются основным полезным ископаемым, определяющим перспективы рассматриваемой территории.

Обзор состояния ресурсной базы алмазов. Промышленная добыча алмазов в пределах площади листа Q-49 ведется с начала 1969 г. и продолжается в настоящее время. С начала 1970-х годов ежегодно здесь добывалось и добывается 15–25 млн кар. алмазов, что составляет около половины всей добычи алмазов в Российской Федерации.

В 2015 г. был пройден пик добычи, и с 2016 г. после прекращения открытой разработки тр. Удачная началось снижение добычи алмазов. К концу 2017 г. полностью отработана тр. Сытыканская, завершена открытая добыча на тр. Айхал. В открытой разработке находятся трубки Зарница и Юбилейная, подземная добыча ведется на трубках Удачная, Айхал. В 2019 г. введено новое месторождение тр. Заря.

В таблицах 35 и 36 приведены оцененные остаточные ресурсы алмазоносных формаций (коренных кимберлитовых и россыпных) по состоянию на 1.01.2018 г.

Т а б л и ц а 35

Оцененные остаточные ресурсы коренных кимберлитовых месторождений алмазов по состоянию на 1.01.2018 г.

Месторождение	Вес руды, тыс. т	Среднее содержание алмазов коммерческих классов, кар/т	Вес коммерческих алмазов, тыс. кар
Алакит-Мархинское КП			
Тр. Юбилейная	104 948	1,196	265 088,2
Тр. Айхал	11 808	5,769	69 389
Тр. Комсомольская	2718	0,389	1056,4
Тр. Заря	12 392	0,284	3514
Далдынское КП			
Тр. Удачная	148 759	1,478	209 089,7
Тр. Зарница	92 834	0,25	32 235,7

Т а б л и ц а 36

Оцененные остаточные ресурсы россыпных месторождений алмазов по состоянию на 1.01.2018 г.

Месторождение	Пески, тыс. м ³	Среднее содержание алмазов коммерческих классов, кар/т	Вес коммерческих алмазов, тыс. кар
Далдынское КП			
Россыпь руч. Пироповый; Законтурная делювиальная россыпь тр. Удачная	751	0,435	354,7

Как следует из таблиц, общий вес алмазоносных формаций составляет 374 210 млн т, а ресурсы алмазов оцениваются в 581,7 млн кар. Коэффициент потерь при добыче $k = 0,97$. До 2030 г. планировалось добыть порядка 180 млн т руды и извлечь при этом порядка 212 млн карат алмазов или 54% от

их ресурсов. Однако после известной катастрофы в 2017 г. на тр. Мир и выбытием на неопределенный срок из активной добычи порядка 30% активных балансовых ресурсов алмазов добывающей компании ПАО «АЛРОСА» неминуемо произойдет интенсификация добычи на данной территории, что резко ускорит отработку остающихся ресурсов. Фактически после 2030 г. добыча будет продолжаться только подземным способом на трубках Удачная и Юбилейная (если на последней будет построена шахта). Имеющиеся небольшие по прогнозным запасам умеренно-алмазоносные кимберлитовые трубки Радио-волновая, Краснопресненская, Иреляхская, Дальняя и др. не смогут компенсировать стремительно убывающие ресурсы алмазов данной территории.

Все коренные месторождения и проявления алмазов на данной территории связываются с щелочно-ультраосновными породами кимберлитовой формации. В настоящее время в пределах листа Q-49 выявлено три кимберлитовых алмазоносных поля (АП): Моркокинское, Алакит-Мархинское и Далдынское. Кимберлитовые поля сближены между собой в одну зону северо-восточного простирания, по общим представлениям определяемую как Далдино-Оленёкская кимберлитоконтролирующая зона, но каждое из них обособлено по своей структурно-тектонической позиции и фактически представляет собой самостоятельный комплекс кимберлитовых тел со своими особенностями формирования и последующей геологической эволюцией.

Моркокинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.1.1 di). На сегодня в пределах поля известен только 1 кластер, содержащий сдвоенные (западное и восточное) убого алмазоносные кимберлитовые тела тр. Моркока площадью 1,6 га ($275 \times 30/35$ м), отнесенной к непромышленному объекту. Однако исследователи отмечали необычные для низкоалмазоносных трубок огромное содержание пикроильменита, что свидетельствует о несоответствии потенциальной и реальной алмазоносности тр. Моркока.

В пределах поля по результатам поисковых работ оконтурено порядка 20 погребенных шлихоминералогических ореолов, основные из которых вынесены на карту-врезку масштаба 1 : 200 000 схемы перспектив алмазоносности [Сметанникова и др., 2020]. Некоторые ореолы имеют сходство между собой по наличию низкохромистого тренда (с содержанием $Cr_2O_3 < 0,5$ мас. %), но в то же время отличаются друг от друга по распределению более высокохромистого пикроильменита. Аналогичным образом имеется сходство и отличие распределений состава пикроильменита из этих ореолов с соответствующим распределением для тр. Моркока. Можно предположить, что данные ореолы были сформированы за счет неизвестных кимберлитовых тел [Костровицкий и др., 2008].

Несмотря на высокую перспективность ряда обнаруженных шлихоминералогических ореолов (особенно в бассейне р. Сейикта в центральной части поля), поисковые работы здесь прекращены, в частности по причине разрушения геологоразведочного комплекса ПАО «АЛРОСА». В связи с этим перспективы открытий коренных месторождений алмазов выглядят крайне неопределенно. Прогнозные ресурсы Моркокинского прогнозируемого алмазоносного поля (0.1.1.1 di) по наиболее консервативной оценке по категории P_3 определяются в размере 60 млн кар, но реальные прогнозные ресурсы могут быть более значительными.

Алакит-Мархинское алмазоносное поле (0.1.1.2 di). Первые трубки были открыты в 1955 г. На сегодня выявлено 94 кимберлитовых тела (включая отторженные траппами блоки трубок), в том числе месторождения алмазов: трубки Сытыканская, Юбилейная, Айхал, Краснопресненская (частично уничтоженная силлом долеритов), Комсомольская, Заря и ряд небольших по запасам умеренно-алмазоносных тел – трубки Радиоволновая, Одицова, Алакитская и т. д. Тр. Комсомольская характеризуется наиболее качественными алмазами в России. Тр. Юбилейная является наиболее крупной по площади (57,8 га) из всех известных на сегодня трубок Сибирской платформы и РФ в целом, а по общей массе алмазоносных кимберлитов данное поле, Алакит-Мархинское, является крупнейшим в мире.

В пределах Алакит-Мархинского алмазоносного поля прогнозируется нахождение еще нескольких десятков неизвестных кимберлитовых трубок, в том числе нескольких алмазоносных, потенциально могущих стать месторождениями. Эти остаточные перспективы основаны на наличии не идентифицированных шлиховых ореолов. В пределах поля установлено свыше 70 погребенных шлиховых ореолов индикаторных минералов кимберлитов хорошей сохранности. Из них лишь около 20 ореолов с той или иной степенью надежности идентифицированы по химическому составу ИМК с известными коренными источниками. Кроме того, еще около 20 пространственно близких ореолов имеют одинаковые составы ИМК, что свидетельствует о едином источнике их питания. Остальные ореолы не идентифицированы. При этом следует добавить, что наибольший поисковый интерес представляют ореолы с повышенным содержанием пиропов алмазной ассоциации, так как они могут быть связаны с высоко- и умеренноалмазоносными коренными источниками.

Остаточные прогнозные ресурсы Алакит-Мархинского алмазоносного поля (0.1.1.2 di) по категории P_3 по самой консервативной оценке определяются в 80 млн карат, но могут быть выше в 3–5 раз и более. Однако в силу ряда объективных (сложные поисковые обстановки) и субъективных (общая низкая эффективность применяемых поисковых методов и продолжающееся разрушение геологоразведочного комплекса ПАО «АЛРОСА», в частности закрытие Амакинской геологоразведочной экспедиции) обстоятельств ожидать открытий месторождений и прироста ресурсов, взамен добываемых, не приходится.

Далдынское алмазоносное поле (0.1.1.3 di). На сегодня в пределах поля выявлено 70 кимберлитовых тел, в том числе месторождения алмазов: трубки Удачная и Зарница и две россыпи – Законтурная делювиальная россыпь трубки Удачная и Россыпь руч. Пироповый. Основное месторождение Далдынского алмазоносного поля – тр. Удачная представляет собой систему из двух крупных трубочных тел и по запасам алмазов (более 1 млрд кар) является крупнейшим месторождением мира.

Коренные месторождения алмазов трубок Удачная и Зарница выявлены на начальном этапе поисков и в дальнейшем крупных открытий не было, не считая ряда небольших по запасам умеренно-алмазоносных тел – тр. Кусова (III-5-89), тр. Иреляхская (III-5-92) и т. д., не представляющих пока промышленного интереса.

В связи с его высокой (хотя местами и далеко не полной) изученностью Далдынского алмазоносное поле прогнозных ресурсов не имеет. Здесь прогнозируются только мелкие тела, по-видимому, не представляющие промышленного интереса. В связи с этим поисковые работы в пределах Далдынского кимберлитового поля не ведутся.

Перспективы алмазоносности. На территории листа Q-49 выполнен большой объем геологоразведочных работ с ориентацией на проблемы алмазоносности. Были проведены обобщающие работы (Широченский, 2007; Салихов, 2008; Горе, 2005, 2009, 2012; Коробко, 2007, 2010, 2013; Антипин, 2011, 2014; Помазанский, 2013 и т. д.) и крупные поисковые проекты (Тершивский, 2011, 2014; Макаров, 2015; Румянцев, 2013 и др.), результаты которых изложены в многочисленных отчетах.

В процессе анализа материалов по алмазоносности листа Q-49 нами была составлена схема перспектив алмазоносности листа Q-49 масштаба 1 : 1 000 000 и карты-врезки к ней на площади Моркокинского, Алакит-Мархинского и Далдынского алмазоносных полей масштаба 1 : 200 000 [Сметанникова и др. 2020] с отражением доминантных аспектов алмазоносности территории, в том числе:

а) вынесены все известные на настоящее время находки алмазов и места их россыпных проявлений на территории трапеции с разделением по древним и современным коллекторам;

б) вынесены все известные на настоящее время древние и современные ореолы распространения индикаторных минералов кимберлитов, а также места находок в их пределах минералов высокой степени сохранности (I–II классов) в речной сети и в скважинах поискового бурения (за пределами кимберлитовых полей). В пределах кимберлитовых полей приведена типизация ореолов по степени перспективности;

в) территория районирована по наиболее распространенным поисковым обстановкам:

– открытые территории выхода карбонатного нижнепалеозойского цоколя на дневную поверхность (1-й геотип) со шлихоминералогическими ореолами в современной гидросети и на склонах;

– территории, перекрытые терригенно-трапповой толщей (4-й геотип) с погребенными шлихоминералогическими ореолами, в основном среднекарбонного возраста;

– территории, перекрытые траппами, лежащими прямо на карбонатном нижнепалеозойском цоколе (5-й геотип) с практически полным отсутствием шлихоминералогических ореолов.

Разделение на 4-й и 5-й геотипы в пределах Моркокинского и Алакит-Мархинского полей достаточно точное, полученное по данным бурения, а за их пределами – иногда условное, преимущественно по аэромагнитным данным и редкой сети скважин;

г) изучаемая площадь районирована по преобладающим типам палеогеографических обстановок на время формирования среднекарбонных ореолов, определяющих условия формирования ореолов и последующую их эволюцию:

– зона возвышенной равнины, область денудации и сноса с формированием преимущественно векторных аллювиальных и делювиальных континентальных шлихоминералогических ореолов;

– зона низменной равнины, область неустойчивой смены режимов денудации и аккумуляции, с наличием внутренних бассейнов стока, с формированием площадных континентальных шлихоминералогических ореолов, в том числе в условиях озерно-болотного мелководья;

– зона прибрежно-бассейновой равнины, регулярно затапливаемая морскими и озерными водами, изменчивых обстановок раздела суша–море, с формированием полигенетических шлихоминералогических ореолов;

– зона периферийной части морского (озерного) бассейна, область прибрежно-морской аккумуляции, с формированием шлихоминералогических ореолов в условиях мелкого моря [Сметанникова и др., 2020].

На карты-врезки проявлений кимберлитового магматизма вынесены все кимберлитовые тела, а также система тектонических нарушений, собранная из нескольких последних по времени вариантов имеющихся представлений об их размещении. Поскольку тектонические структуры осадочного чехла, предположительно, являются отражением соответствующих процессов в более глубоких геосферах, нами в качестве иллюстрации было рассчитано положение линеаментных неоднородностей в нижней части земной коры на уровне 30 км. Данный уровень был выбран как наиболее удаленный от активной тектоники верхней части земной коры и от зоны перехода коры–мантии, тоже имеющей, как правило, неоднородное строение. Расчет выполнен с использованием метода особых точек в потенциальных геофизических полях по методике [Утюпин, 2012] в программе GMInt. Система линеаментов, полученная в результате расчета, помещена на схему перспектив алмазности листа Q-49.

Выделяются три системы линеаментов: северо-западная, субмеридиональная и северо-восточная. Ввиду сильной сглаженности и потере информативности исходных геопотенциальных полей, системы неполные. Северо-западная система описывается особыми точками, соответствующими краевым частям блоков и подчеркивает границы крупных блоков кристаллического фундамента, формирующих земную кору. Субмеридиональные линеаменты описываются размещением особых точек, являющихся центрами (или серединами верхних граней) крупных аномальных масс в низах земной коры. Северо-восточная группа линеаментов выделяется широкими коридорами, в пределах которых особые точки отсутствуют, а линеаменты других направлений прерываются. По-видимому, по направлению северо-восточных линеаментов прошел процесс метасоматоза пород, приведший к их гомогенизации и исчезновению плотностных и магнитных неоднородностей. Фактически эти линеаменты визуализируют направления активизации со стороны Курейской синеклизы (или Ангаро-Котуйской рифтовой системы, лежащей в ее основании) в сторону Анабарской антеклизы (Осевого поднятия Сибирской платформы).

Отмечается приуроченность всех известных кимберлитовых полей, как и прогнозируемых алмазоносных площадей – Томбинской и Тонхайской, к группе северо-восточных линеаментов.

Томбинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.0.1 di) находится в бассейне р. Ниж. Томба и на лист Q-49 попадает частично. Приурочена к зоне пересечения северо-восточных и северо-западных линеамен-

тов подобно Моркокинскому кимберлитовому полю (0.1.1.1 di). Здесь проведены поисковые работы (Макаров, 2015), выделены ореолы ИМК, в том числе хорошей сохранности, содержащие алмазы. Установлено их отличие от таковых из известных кимберлитовых полей этого района. Прогнозные ресурсы по категории R_3 оцениваются в 30,8 млн кар.

Тонхайское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.0.2 di) находится в верховья р. Тангхай, притока р. Моркока. Приурочена к зоне пересечения северо-восточных и субмеридиональных линеаментов подобно Далдынскому кимберлитовому полю (0.1.1.3 di). В пределах площади установлена алмазоносность древних и современных коллекторов и наличие других ИМК, в том числе хорошей сохранности. Обращает на себя внимание распространение вокруг этой площади удаленных интегральных ореолов ИМК в современной гидросети, сходных с таковыми для Далдынского (0.1.1.3 di) и открытой части Алакит-Мархинского (0.1.1.2 di) кимберлитовых полей. Также следует отметить наличие здесь Тонхайского поднятия и входящей в него узкой грабенообразной структуры со стороны Курейской синеклизы, зафиксированной по структуре отложений ордовика. О возможных перспективах бассейна р. Тангхай указывалось ранее [Калмыков, 1996], однако локализация площади и подсчет прогнозных ресурсов не проводились.

Минералогический потенциал Тонхайского прогнозируемого алмазоносного поля (0.1.0.2 di) оценен на основании сопоставления с кимберлитовыми полями Далдыно-Алакитского алмазоносного района, в котором Далдынское алмазоносное поле (0.1.1.3 di) содержит 12 кластеров кимберлитовых трубок, в четырех из которых имеются месторождения алмазов, а в Алакит-Мархинском алмазоносном поле (0.1.1.2 di) пять из 14 кластеров содержат месторождения алмазов. То есть, из 26 кластеров кимберлитовых тел девять содержат месторождения алмазов или 1/3 часть.

Таким образом, прогнозируемое Тонхайское алмазоносное поле (0.1.0.2 di) должно содержать не менее трех кластеров кимберлитовых трубок, в одном из которых возможно нахождение алмазоносного кимберлитового тела. Принятый порог алмазоносности для отнесения кимберлитового тела к числу месторождений в данном районе – 0,2 кар/т (разрабатываемая тр. Зарница), а площадь – не менее 1 га. Таких объектов в Далдыно-Алакитском районе на сегодня установлено 13. Размеры площадей составляет от 1 до 57,8 га, алмазов – от 0,2 до 5,5 кар/т.

Устойчивого распределения площадей трубок кимберлитов и содержания алмазов в них на территории нет. Можно ожидать, что наиболее вероятно (более 90 %) параметры неизвестного алмазоносного тела – между средним гармоническим и средним значениями. Ожидаемые средние (между средним гармоническим, средним геометрическим, медианой и средним значениями) параметры алмазоносного тела в этом случае составят соответственно:

– площадь – 8,25 га;

– содержание – 0,78 кар/т.

Тогда запасы алмазов до глубины 200 м при средней плотности кимберлитовых тел 2,32 г/см³ составят:

$$8,25 \times 10\,000 \times 200 \times 2,32 \times 0,78 = 29\,858\,400 \sim 30 \text{ млн кар}$$

Таким образом, прогнозные ресурсы *Тонхайского прогнозируемого алмазоносного поля* (0.1.0.2 di) можно оценить по категории P₃ в 30 млн кар.

Аллаахинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.2.1 di) находится в верховьях рек Ыгыатта, Аллаах и Олгуйдах, на юго-восточном борту Лахарчанской рифтоподобной структуры. С южной и западной сторон площадь ограничена впадинами рельефа карбонатного цоколя, в пределах которых мощность перекрывающих пород достигает 200 м и более, а с севера – открытым выходом на эрозионную поверхность карбонатных пород. В геофизических полях фиксируется в пределах крупной депрессии магнитоактивной поверхности [Романов, 1988] и региональной аномалии электропроводимости, отождествляемых с районами проявлений кимберлитового магматизма. По данным ГСЗ, здесь выделяются участки повышенной сейсмической расслоенности земной коры [Калмыков, 1996], характерные для кимберлитовых полей.

Ранее в этом районе (в его южной части) выделялись [Калмыков, 1996] Ыгыаттинская и Алымджа-Мегеляхская площади, рекомендуемые для постановки алмазопромышленных работ. Однако их прогнозные ресурсы не оценивались и не апробировались. Исходя из сегодняшних представлений, их целесообразно объединить в отдельный перспективный таксон площадью 2408 км², могущего вмещать объект ранга кимберлитового поля, расположенного на борту рифтогенной структуры, подобно Моркокинскому кимберлитовому полю.

На возможное присутствие в пределах этой площади местного коренного источника алмазов, за счет которого образовано древнее погребенное россыпепроявление Дюккунах (расположено на сопредельной территории), исследователи обращали внимание еще в 1980-х годах, и в дальнейшем уникальность алмазов данного россыпепроявления была подтверждена современными геологами. По их данным, среди алмазов этого россыпепроявления наиболее часто встречаются бесцветные, со средней степенью прозрачности алмазы октаэдрического и переходного типа ряда октаэдр-ромбододекаэдр с низкой долей округлых алмазов. Ими отмечается высокая доля обломков и осколков. На поврежденных кристаллах чаще наблюдаются механические и комбинационные (механический + протоматматический) сколы. Преобладают кристаллы с розово-сиреневой ФЛ, при заметной доле с желто-зеленым свечением. Подавляющее большинство составляют монокристаллы, около 1/3 выборки представлены индивидами с графит-сульфидными включениями. Доминируют мало- и среднеазотистые алмазы как в целом по выборке, так и среди алмазов разной крупности.

Как и *Тонхайское прогнозируемое поле* (0.1.0.2 di), данная территория по сложности геологического строения относится к площадям 4–5-го геотипов с локальными участками открытых карбонатных полей вдоль основных водотоков, перекрытых отложениями квартера (2-й геотип).

На стадии мелкомасштабных поисковых работ было проведено поисковое бурение по сети скважин 4×2 и 8×4 км, горно-опробовательские работы и шлиховое опробование склонов речных долин и аллювия современных водотоков [Калмыков, 1996]. В настоящее время этот район интенсивно изучается геологоразведочными подразделениями ПАО «АЛРОСА» (работы не завершены).

По данным проведенного бурения, в промежуточных коллекторах среднекаменноугольного возраста выявлены пиропы, пикроильмениты и хромиты в количестве от единичных знаков до первых десятков (редко более) зерен на 10-литровую пробу. Находки минералов-спутников алмазов и самих алмазов в отложениях верхнего палеозоя и подходящая структурно-тектоническая обстановка позволяют прогнозировать здесь наличие кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста (D_3-C_1).

Основные палеогеографические и палеоландшафтные обстановки, в которых проходило осадконакопление и формирование осадочных коллекторов и аккумуляция в них ИМК сложились к началу среднего карбона (ботуобинское время). Более древние обстановки практически не реконструируются без специальных исследований. Восточная половина площади принадлежит к денудационно-аккумулятивной равнине – области неустойчивой аккумуляции в среднем карбоне, а ранее – к более возвышенной равнине (области денудации и сноса), а западный сегмент площади находится в зоне низменной равнины (аллювиально-озерной аккумулятивной) с неустойчивой сменой режимов денудации и аккумуляции.

В рельефе карбонатного цоколя выделяется сложная, пока слабо изученная система поднятий и впадин, определившая достаточно сложный характер массопереноса терригенных осадков. Сложная и длительная история формирования ассоциаций ИМК выражается в находках в одной пробе окатанных, гипергенных и хорошо сохранившихся зерен пиропы.

Наличие в отдельных точках ИМК хорошей сохранности (I–II классов) может являться признаком наличия близрасположенных коренных источников, переотложение материала которых происходило без значительного перемещения. Шлихоминералогические исследования на территории листа показали высокое содержание пиропов и хромитов алмазной ассоциации в средне- и верхнекаменноугольных коллекторах, свидетельствующее о пироп-алмаз-хромитовой ассоциации кимберлитовых минералов в коренных источниках.

В юго-западной части площади (долина р. Алымджа) к настоящему времени обнаружено 32 кристалла алмаза класса $-4+0,5$ мм и ИМК хорошей сохранности (II класса). Ситовая характеристика обнаруженных алмазов из ореола близка к таковой из коренных источников и очень существенно отличается от ситовой характеристики алмазов россыпепроявления Дюккунах. Самостоятельность коренного источника (источников) алмазов ореола и россыпепроявления Дюккунах, расположенного в 36 км к юго-западу, отмечена в работах целого ряда исследователей [Зинчук, 2013]. При этом все авторы прогнозируют его среднюю алмазность.

В восточной части площади, на междуречье Ыгыатта–Аллах также отмечены единичные находки алмазов. Здесь выделяется аномальное геохимическое поле по хрому и мультипликативным показателям. Возможный снос с этого участка происходил в южном и юго-восточном направлениях, за пределы изучаемой площади. Потенциальная алмазность этого кластера остается неясной.

Таким образом, в пределах Аллахинского прогнозируемого алмазностного поля (0.2.1 di) можно установить, как минимум, три отдельных кластера

(куста) кимберлитовых тел, два из которых имеют самостоятельные коренные источники алмазов: один был источником алмазов для россыпей проявления Дюккунах, а второй – для россыпей проявления в долине р. Алымджа.

Для расчета прогнозных ресурсов по категории P_3 Аллаахинской площади можно принять те же аналоги и средние параметры, что и для Тонхайской.

То есть, ожидаемые средние (между средним гармоническим, средним геометрическим, медианой и средним значениями) параметры алмазоносного тела составят соответственно: площадь – 8,25 га, содержание – 0,78 кар/т.

Тогда прогнозные ресурсы до глубины 200 м при средней плотности кимберлитовых тел $2,32 \text{ г/см}^3$ в количестве объектов коренной алмазоносности 2 шт. составят:

$$8,25 \times 10\,000 \times 200 \times 2,32 \times 0,78 \times 2 = 59\,716\,800 \sim 60 \text{ млн кар.}$$

Таким образом, прогнозные ресурсы Аллаахинского прогнозируемого алмазоносного поля (0.2.1 di) можно оценить по категории P_3 в 60 млн кар.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-РАННЕТРИАСОВАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эпоха определила образование Тунгусской минерагенической провинции. Важнейшей особенностью этой эпохи явилось формирование угленосной формации Тунгусского угольного бассейна и проявление уникального по своим масштабам базитового магматизма, который определил формирование Тунгусской шпатоносной глинозем-медно-железородной субпровинции и Верхневилуйско-Нижнетунгусской прогнозируемой минерагенической области исландского шпата и поделочных камней.

Тунгусский угольный бассейн (2 УК, УБ/С₂₋₃-Р). Промышленная угленосность бассейна связана с каменноугольными и пермскими образованиями ботубинской, ахтарандинской и боруллойской свит. Палеогеологические факторы, наряду с преобладанием в течение среднекаменноугольного – позднепермского этапа гумидного умеренного климата, создавали благоприятные условия для формирования отложений терригенной угленосной формации регрессивной стадии. Углеобразование шло в обстановке формирования отрицательных структур длительного развития – обширных телеорогенных прогибов вдоль сводовых поднятий. Преобладание восходящих тектонических движений над нисходящими создавало условия для компенсации депрессий, образовавшихся в обрамлении сводовых поднятий, угленосным, а не чисто терригенным типом осадочных формаций. Палеогеографическая область угленакопления представляла собой территорию наземных гумидных равнин, периодически затоплявшихся морем. Отложения формировались в условиях аллювиально-озерной, болотной и дельтовой группы фаций. Седиментогенез носил отчетливо выраженный регрессивный характер в среднем карбоне и в пермском периоде с некоторым ослаблением регрессивных тенденций в позднекаменноугольную эпоху [Салихов, 2007].

Практически все проявления угля расположены в пределах нескольких угольных районов: Айхальский позднекаменноугольный, Улахан-Вавский

пермский, Чона-Батырский, пермский и Олгуйдахский позднекаменноугольный и Вавукаканский позднекаменноугольный–раннепермский.

Айхальский бурогольный район (2.1 УБ/С₃) расположен на крайнем восточном фланге Тунгусского угленосного бассейна. Особенностью его является приуроченность промышленной угленосности к верхнекаменноугольным образованиям ботуобинской свиты. Вероятно, верхние, угленосные части разрезов ахтарандинской и боруллойской свит здесь срезаны эрозией.

Пласты угля маломощные (0,2–3,5 м) быстро выклинивающиеся и расщепляющиеся, залегают на больших (20–200 м и более) глубинах. Установлено, что положение залежей угля с минимальной рабочей мощностью (0,7 м) контролируется в первом приближении 35-метровой изопахитой суммарной мощностью отложений конекской и ботуобинской свит. Разрезы с меньшей мощностью средне-верхнекаменноугольных образований отличаются нестабильным фаціальным составом, частыми внутриформационными размывами, что создавало неблагоприятные условия для углеобразования. Угли района среднезольные, низкосернистые и низкофосфористые. Преобладают угли марок «Б» (бурые), реже встречаются угли марок «БД» и «БЖ» (переходные к длиннопламенным и жирным). Число угольных пластов – 1–5, рабочих – 1–2, коэффициент угленосности – 2–9% [Салихов, 2007].

Таблица 37

Прогнозные ресурсы Р₂ Айхальского бурогольного района

Название объекта	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Категория ресурсов	Размеры ресурсов, тыс. т	Градации перспективности*	Поисково-оценочные работы
Айхальский бурогольный район						
IV-3-22	16	УБ	Р ₂	17 400	Н/С	ПО [100,150]
IV-3-29	130	УБ	Р ₂	166 600	С/В	ПО [100,150]
IV-3-33	2,5	УБ	Р ₂	2100	Н/М	
IV-3-39	5,4	УБ	Р ₂	22 300	Н/М	
IV-3-50	32	УБ	Р ₂	50 300	С/В	ПО [100,200]
IV-4-2,4	47,7	УБ	Р ₂	58 600	Н/В	
IV-4-31	5,9	УБ	Р ₂	5200	Н/М	
IV-4-32	5,4	УБ	Р ₂	4400	Н/М	
IV-4-103	13,9	УБ	Р ₂	17 100	Н/М	
IV-4-109	14,6	УБ	Р ₂	29 700	Н/С	
IV-4-118	28,1	УБ	Р ₂	45 500	Н/М	
Итого:	5490			414 800		

* Градации перспективности и надежность оценки (в числителе – градации перспективности: С – средняя, Н – низкая; в знаменателе – градации надежности оценки: В – вполне надежная оценка, С – оценка средней надежности, М – оценка малой надежности) [Салихов, 2007].

В пределах территории листа имеется одно малое месторождение бурого угля Черное, приуроченное к верхней части разреза ботуобинской свиты. Здесь отчетливо выделяется угленосный горизонт, сложенный алевролитами с прослоями песчаников, пластами и линзами бурого угля и углистых сланцев. Месторождение не эксплуатируется. Степень изученности месторождения позволила подсчитать балансовые запасы по категориям В, С₁ и забалансовые по категории С₂. Балансовые запасы составляют 1528,9 тыс. т, забалансовые – 1372,4 тыс. т. Для отдельных проявлений подсчитаны прогнозные ресурсы по категории Р₂ (табл. 37).

Угленосность Улахан-Вавского (2.2 УК,УБ/Р₁₋₂) и Чона-Батырского (2.3 УК,УБ/Р₁₋₂) прогнозируемых угольных районов ассоциируется с нижне-среднепермскими отложениями. Угольные пласты имеют сложное строение. Суммарная мощность залежей составляет 4,0–5,8 (в среднем 4,9 м), разделенных породными прослоями до 12 м. Глубина залегания пластов угля не превышает 100–200 м. Для Чона-Батырского прогнозируемого района максимальная суммарная мощность пластов угля оценивается в 3–5 м (в среднем 4,0 м).

Прогнозные ресурсы этих районов подсчитаны по категории Р₃ (табл. 38).

Таблица 38

Прогнозные ресурсы Р₃ по Улахан-Вавскому и Чона-Батырскому прогнозным районам

Название объекта	Марочный состав	Категория ресурсов	Размеры ресурсов, млн т	Номер протокола, дата апробации ПР ВНИГРИуголь
Улахан-Вавский прогнозный район	Б–К	Р ₃	4351	Протокол ВНИГРИуголь № 5 от 26.02.2012
Чона-Батырский прогнозный район	Б–К	Р ₃	6903	Протокол ВНИГРИуголь № 5 от 26.02.2012

Средних и крупных месторождений в пределах прогнозируемых угольных районов, ввиду малой мощности и небольшой протяженности угольных пластов, ожидать не приходится.

Вавукаканский (2.0.1 УК,УБ/С₂₋₃-Р₁) прогнозируемый узел угленакопления и Олгуйдахский (2.4 УБ/С₃) буроугольный район расположены в северной части Восточного угленосного района Тунгусского угольного бассейна. Марочный состав углей прогнозируемых узлов не изучен, предполагается, что он аналогичен углям Тунгусского бассейна в целом. Пласты угля на проявлениях маломощные – 0,3–0,4 м. Оценка прогнозных ресурсов угля проведена методом геологической аналогии с выбором модельного объекта близкого геологического строения (Улахан-Вавский прогнозный район угленакопления) с использованием понижающих коэффициентов по формуле:

$$M_2 = K \times m_1 \times S_2,$$

где: К – коэффициент достоверности (принимается равным 0,7); m₁ – удельная продуктивность эталонного объекта (344 806 т/км²); S₂ – оцениваемая площадь.

Прогнозные ресурсы угля прогнозируемого Вавуканского узла угленакпления площадью 2404 км² оцениваются по категории P₃:

$$M_2 = 0,7 \times 344\ 806 \times 2404 = 580 \text{ млн т.}$$

Прогнозные ресурсы угля прогнозируемого Олгуйдахского узла угленакпления площадью 3188 км² оцениваются по категории P₃:

$$M_2 = 0,7 \times 344\ 806 \times 3188 = 769 \text{ млн т.}$$

Тунгусская шпатоносная глинозем-медно-железородная субпровинция (Fe,Cu,Al,iš/T) обусловлена вулканическими и интрузивными проявлениями базитового магматизма в триасе. С ней связана минерализация железа и титана апатит-титаномагнетитовой, меди, никеля и кобальта медно-никелевой формаций в интрузивных телах базитов; железа магнетитовой скарновой, меди медно-скарновой формаций в контактах интрузий долеритов; магнезия, связанного с метасоматическим воздействием интрузий долеритов на раннепалеозойские карбонатные породы; цеолитов – вулканогенно-гидротермальной.

Проявления железа известны в интрузивных телах долеритов, зонах ороговикования и скарнирования в экзоконтактах интрузий долеритов с вмещающими породами и в зонах разрывных разрушений, прослеживающихся в северо-восточном направлении [Попов, 1974].

Пункты минерализации меди, никеля, кобальта приурочены к минерализованным зонам дробления и контактам дифференцированных интрузий долеритов с туфами, песчаниками и известняками. Представлены они мелкой рассеянной вкрапленностью халькопирита – до 2,3 %, пирротина – до 1,17 %, пирита – до 17 %. Представляют чисто минералогический интерес.

Проявления алюминия связаны с латеритными корами выветривания, сохранившимися в карстовых воронках в доломитах олдондинской свиты раннего ордовика.

Верхневилуйско-Нижнетунгусская прогнозируемая минерагеническая область исландского шпата и поделочных камней (3 iš,КП/T). Проявления исландского шпата связаны с зонами брекчирования в апикальных частях даек и интрузий долеритов, обычно в контактовой зоне долеритов с туфами, при этом минерализация исландского шпата отмечается как во вмещающих туфах, так и непосредственно в интрузивах.

Округлые миндалины размером до 3 см отмечены в подошве нескольких силлов по р. Вилуй. Также на правом берегу р. Вилуй, ниже устья р. Амбардах, на контакте долеритов и туфов наблюдались следы проявления гидротермальных процессов. В этой зоне гидротермально измененных пород отмечены включения цеолитов, кальцита и исландского шпата. Последний образует гнезда размером до 15 см.

В связи с малыми размерами пункты минерализации исландского шпата представляют чисто минералогический интерес.

Котуй-Анабаро-Оленёкская алмазоносная минерагеническая субпровинция (di/T-J) захватывает лишь небольшую часть территории в северо-западном углу листа Q-49. Здесь в 1955 г. на р. Кюэнеликян, в 3 км выше устья, в пробе

объемом 10 м^3 руслового галечника был обнаружен один кристалл алмаза. Еще два алмаза в пробе объемом $11,2 \text{ м}^3$ были найдены на р. Арга-Сала, в 2 км выше устья р. Кюэнеликян.

В 1961 г. партией 242 Амакинской экспедиции было проведено детальное шлиховое опробование всей гидросети и водораздельных пространств территории листов Q-49-I,II. Кроме того, были отобраны мелкообъемные пробы из русловых и флювиогляциальных отложений. Результаты опробования отрицательные, только в четырех шлихах обнаружено по одному мелкому (менее 1 мм) зерну пироба [Государственная ..., 1986].

В 1962–1963 гг. на территории листов Q-49-III,IV были отмыты шлихи по всем рекам и ручьям не реже, чем через 1 км (Лупейчук и др., 1963). В результате в четырех шлихах (трех в бассейне р. Майында и в одном – по р. Оленёк) определены еденичные мелкие (до 0,5 мм) знаки пироба, в двух шлихах обнаружено по одному знаку пикритоильменита.

На описываемой части территории листа Q-49 проявления кимберлитового магматизма не установлены. Находки алмазов, пироба и пикритоильменита пространственно связаны с площадями развития ледниковых и водноледниковых отложений. Вероятно, алмазы и их парагенетические спутники привнесены ледниками и внутриледниковыми потоками из более северных районов [Государственная ..., 1979].

КАЙНОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эпоха характеризуется поднятием территории с развитием разветвленной речной сети, выравниванием рельефа и ледниковыми процессами. С ней связаны промышленные россыпи алмазов, установленные лишь в пределах Далдыно-Алакитского алмазодносного узла ($0.1.1 \text{ di}$), несмотря на многочисленные и весьма обильные коренные источники из выходящих здесь на эрозионную поверхность алмазодносных кимберлитовых трубок. В их числе мелкая Законтурная россыпь трубки Айхал и два средних по запасам россыпных месторождения алмазов: Законтурная делювиальная россыпь тр. Удачная (III-5-26) и аллювиальная Россыпь руч. Пироповый (III-5-27), располагающихся в непосредственной близости от тр. Удачная.

Две эти россыпи образуют единое поле размером $0,8 \times 3,2 \text{ км}$, вытянутое на северо-восток от тр. Удачная, представляют собой геологически самостоятельные объекты, но, в силу близости их расположения, разведывались и отработываются совместно.

Ручей Пироповый является правым притоком р. Далдын. В среднем течении он размывает коренное месторождение алмазов – тр. Удачная. Аллювиальная Россыпь руч. Пироповый прослежена на 3,2 км при ширине промышленной части россыпи от 150 м на верхнем участке до 400 м на центральном. Содержание алмазов в россыпи убывает вниз по течению руч. от тр. Удачная. Распределение содержаний весьма неравномерное: от 0 до $1,24 \text{ кар/м}^3$. Среднее содержание алмазов в балансовых запасах россыпи составляет $0,55 \text{ кар/м}^3$ с колебаниями по разведочным блокам от $0,39$ до $0,70 \text{ кар/м}^3$.

Законтурная делювиальная россыпь тр. Удачная расположена в левом борту долины среднего течения того же руч. Пироповый, примыкает к север-

ному и северо-восточному бортам коренного месторождения тр. Удачная, которое является источником алмазов россыпи. Алмазоносность продуктивных отложений россыпи убывает в направлении с юга-запада на северо-восток, по мере удаления от трубки. Среднее содержание алмазов в неотработанных запасах северо-восточного блока 20-С₁ составляет 0,52 кар/м³.

Шлиховые ореолы территории связаны с аллювиальными образованиями в пределах того же Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Мощность аллювия – до 4,7 м, содержание алмазов – до 0,05 кар/м³, средний вес кристаллов – 2,2–20,8 мг. Установлен также шлиховой ореол в русловом аллювии р. Моркока с содержанием алмазов до 0,34 кар/м³.

Законтурная россыпь трубки Айхал представляла собой элювиально-делювиальный шлейф от тр. Айхал шириной 35–100 м с высоким (более 3 кар/м³) содержанием алмазов, полностью отработана в процессе строительства эксплуатационного карьера.

Единичные находки алмазов установлены в аллювии всех крупных водотоков Далдыно-Алакитского алмазоносного района (0.1 di/D₃-С₁,Q_н), во всех аллювиальных образованиях (русло, пойма, террасы).

Общая оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений территории листа Q-49 приведена в прил. 2, сводная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых – в прил. 3, сведения о впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов – в прил. 4.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Отложения осадочного чехла в пределах изученной территории по структурным и литолого-фациальным особенностям, а также по значениям показателей своих фильтрационно-емкостных свойств четко разделяются на две зоны, соответствующие двум крупным гидрогеологическим бассейнам. Степень изученности геологического строения разреза каждой из выделенных зон различна. Характерной особенностью подземных вод региона является их тесная связь с мерзлотными условиями, поскольку сплошное распространение мерзлых пород большой мощности оказывает многообразное и значительное влияние на гидрогеологические условия.

Как видно на гидрогеологической схеме, на поверхность выходит ряд криогенных водоупорных горизонтов, в том числе среднекембрийский (ϵ_2), верхнекембрийский (ϵ_3), ордовикско-нижнесилурийский ($O-S_1$), каменноугольный (C).

Формирование мощной криогенной толщи изменило коренным образом гидрогеологическую обстановку. Водоносные и водопроницаемые горные породы перешли в мерзлые и водонепроницаемые, сформировались криогенные водоупоры. Изменился характер залегания и гидродинамический режим подземных вод: безнапорные воды стали напорными, в напорных водах возник дополнительный криогенный напор, уменьшилась емкость гидрогеологических структур, понизилась температура подземных вод, что привело к образованию более глубокой зоны охлаждения земной коры (криолитозоны). В свою очередь и подземные воды криолитозоны воздействуют на мерзлые породы: изменяют их теплофизические и водно-фильтрационные свойства, перераспределяют тепловую энергию в толщах горных пород, влияя на распространение замороженных пород по площади и их строение в разрезе, определяют криогенное строение эпигенетических и сингенетических мерзлых пород.

Западная Якутия в соответствии со схемой гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области, составленной коллективом авторов Института мерзлотоведения СО РАН (1983 г.), и гидрогеологической картой Якутской СССР масштаба 1:2 500 000, объединяет части трех крупных гидрогеологических структур Якутского, Тунгусского артезианских бассейнов (АБ) и Оленёкского криоартезианского бассейна (КАБ). Из бассейнов более низкого порядка следует назвать Средневилюйский КАБ (в пределах Якутского АБ) и Верхневилюйский КАБ (в пределах Тунгусского АБ) (рис. 9).

С учетом глубокого многолетнего промерзания, гидрогеологические резервуары подземных вод правильнее называть криоартезианскими бассейнами и криогидрогеологическими массивами.

Особенности гидрогеологического разреза региона обусловлены тремя основными факторами, имеющими различное влияние на формирование и распространение подземных вод. Прежде всего это длительная геологическая история с многофазными этапами кимберлитового и траппового магматизма. Неоднократная тектоническая активизация привела к широкому развитию дизъюнктивных нарушений, что определило специфику проницаемости осадочных толщ чехла. Следующий значимый фактор – неравномерное развитие рифогенных фаций, обширное распространение преимущественно карбонатных отложений, в том числе гипсоносных и галогенных, причем севернее 64° с. ш. мощные выдержанные пласты каменной соли в разрезе отсутствуют. И, наконец, важнейшим фактором формирования подземной гидросферы в настоящее время является наличие толщи многолетнемерзлых пород, которые преобразовали гидрогеологическую обстановку коренным образом.

Преобразования выражены, в первую очередь, тем, что подземные воды зоны активного водообмена большей частью заморожены, а в зоне затрудненного водообмена находятся минерализованные воды (от соленых до рассолов) с отрицательной и положительной температурами. Пресные подземные воды приурочены к сезонно-талому слою и к гидрогенным несквозным подошренным и подрасположенным таликам.

Наиболее детально подземные воды всех типов изучены в процессе поисково-разведочных и эксплуатационных работ в пределах кимберлитовых полей: Далдыно-Алакитского, Среднемархинского и Муно-Тюнгского. Приведенная ниже характеристика гидрогеологического разреза Западной Якутии основана на комплексных материалах Айхальской, Мирнинской ГРЭ ПНО «Якуталмаз» (в настоящее время ОАО «АЛРОСА»), Ботуобинской ГРЭ ПГО «Якутскгеология». Поскольку важной особенностью строения геологического разреза южных частей Верхневиллюйского КАБ является широкое распространение мощных пластов ангидритовых и галитовых солей, а также многочисленных интрузий траппов, а для Оленёкского и Средневиллюйского криоартезианских бассейнов, напротив, характерно отсутствие слоев каменной соли, уместно охарактеризовать отдельно стратификацию гидрогеологической толщи этих бассейнов.

ВЕРХНЕВИЛЛЮЙСКИЙ КРИОАРТЕЗИАНСКИЙ БАСЕЙН

Северная часть бассейна относится к региону, в геологическом разрезе которого отсутствуют соленосные толщи и гидрогеологическая ситуация идентична таковой в Оленёкском криоартезианском бассейне. Южнее 64° с. ш. в разрезе с глубины 300–460 м появляются галитовые слои, которые приурочены к юрегинской, нелбинской, толбачанской и чарской свитам нижнего кембрия.

По особенностям расположения относительно многолетнемерзлых пород в пределах бассейна традиционно выделяются над-, меж- и подмерзлотные подземные воды.

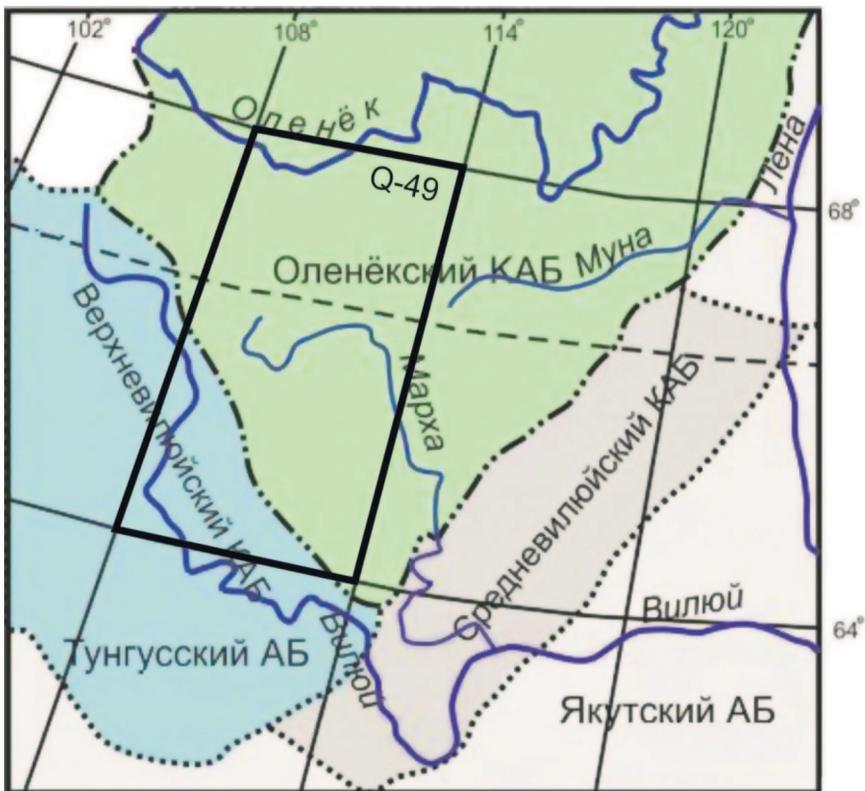


Рис. 9. Схема гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области.

Q-49. Вклейка. Заказ 41914000

Надмерзлотные воды (воды сезонно-талого слоя, несквозных многолетних таликов) приурочены к рыхлым аллювиальным, элювиальным и склоновым отложениям.

Воды, насыщающие аллювиальные пески, супеси и галечники, вскрываются в пределах пойм и надпойменных террас. Глубина их залегания, как правило, превышает 1,0 м (в днищах мелких долин) и 2,0 м на высоких террасах рек, таких как Вилюй. Минерализация этих вод составляет 0,07–0,33 г/дм³, по химическому составу они гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-магниевые. Редко минерализация воды в источниках надмерзлотных вод повышена до 2 г/дм³ (например, в роднике в устьевой части р. Юёссе-Тарынг-Юрэх, (бассейн р. Вилюй).

Элювиальные отложения до глубины 2–8 м, которые включают пески, щебнисто-дресвянисто-суглинистые карбонатные породы ордовика, силура и траппы триаса, содержат воды небольшой минерализации (до 0,37 г/дм³), но различного состава – от чисто гидрокарбонатных до хлоридно-гидрокарбонатных по анионному составу и со смешанным катионным составом – кальций, магний, натрий в различных пропорциях.

В делювиальных отложениях в интервале глубин 1,5–3 м подземные воды широко распространены в течение летнего периода. По составу они сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-натриевые, а их минерализация изменяется до 0,5 г/дм³.

Воды многолетних несквозных таликов приурочены к отдельным участкам речных крупных долин (притоков Вилюя: реки Сюльдюкар, Тьымпы-Отуулах, ручьи Серго, Дэлбигрэ), которые выполнены мощными толщами рыхлых четвертичных отложений. Питание их происходит за счет речных вод, поэтому подземные воды имеют минерализацию и химический состав, подобный поверхностным водам. Преобладающий состав подземных вод – гидрокарбонатный кальциевый, минерализация составляет 0,5–1,0 г/дм³. В таликовые зоны локально могут разгружаться меж- и подмерзлотные воды, что приводит к смене химического состава и минерализации подземных вод.

Межмерзлотные воды имеют спорадическое распространение, залегают, как правило, в изолированных линзах ограниченного размера, приурочены к ордовикским и верхне-среднекембрийским отложениям. В краевой части Тунгусской синеклизы и на севере Ботуобинского поднятия напорные подземные воды вскрыты в верхнекембрийских трещиноватых мергелях. Воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 32 г/дм³.

Подмерзлотные воды вскрываются в интервале глубин 300–2500 м. Ниже подошвы многолетнемерзлых пород по отношению к пластам соли выделен ряд водоносных комплексов надсолевых, соленосных и подсолевых отложений. Надсолевой средне-нижнекембрийский водоносный комплекс имеет региональное распространение, приурочен к отложениям метегерской и ичерской свит, которые представлены известковистыми доломитами, загипсованными пористыми кавернозными, чередующимися с трещиноватыми известняками. Существенное значение имеют гипс-ангидритовые образования. Они залегают в водоупорной кровле (мирнинская и метегерская свиты среднего кембрия) водоносного комплекса в виде линзовидных прослоев или выполняют все трещины в плотных разностях пород. Загипсованность пород кров-

ли составляет 10–60 % общей мощности. В подошве комплекса залегают сульфатно-карбонатные породы ичерской свиты и карбонатно-галогенные отложения чарской свиты нижнего кембрия.

Мощность водоносного комплекса изменчива по площади и составляет 120–216 м. Однако суммарная эффективная мощность нескольких пластов-коллекторов не превышает 10–30 м, иногда увеличиваясь до 60 м. Характерной особенностью комплекса является пологое погружение кровли на северо-запад и северо-восток и крутое ступенчатое в восточном направлении, поэтому происходит сокращение суммарной эффективной мощности в этом направлении до 13 и даже 4 м. Подземные воды надсолевого комплекса напорные. Величина напора в естественных условиях изменяется от первых метров на юге до 220 м и более на севере.

По химическому составу рассолы метегеро-ичерского водоносного комплекса хлоридные натриевые с минерализацией 28–300 г/дм³, которая изменяется с глубиной. В кровельной части комплекса она не превышает 50 г/дм³. В средней части минерализация увеличивается до 100–150, а в нижней может достигать 300 г/дм³.

Соленосный водоносный комплекс приурочен к слабопроницаемым межсолевым карбонатным породам нижнего кембрия, образующим маломощные пласты-коллекторы. Наиболее полно изучены подземные воды, приуроченные к отложениям олёкминской и толбачанской свит, которые представлены массивными доломитовыми и кавернозными известняками и доломитами. Эффективная мощность пластов-коллекторов незначительная, изменяется от первых десятков сантиметров до первых метров. На Мирнинской, Верхне-Вилючанской и Средне-Ботуобинской площадях (на сопредельных территориях) рядом с гидрогеологическими скважинами на глубине более 600–800 м вскрыты рассолы в коллекторах, общая мощность которых составила 40 м. Напор подземных вод над кровлей горизонта достигал 750–800 м, однако водообильность коллекторов низкая. Дебит скважин изменялся от 0,06 до 0,65 м³/сут при понижении до 1000 м. По химическому составу рассолы – хлоридные кальциевые, по минерализации – весьма крепкие (350–400 г/дм³).

Подсолевой водоносный комплекс приурочен главным образом к терригенным (реже к карбонатным разностям) венд-нижнекембрийским отложениям, залегающим на глубине более 1500 м. Комплекс состоит из нескольких выдержанных по простираанию водоносных горизонтов – осинского, ботуобинского и вилючанского – мощностью 10–50 м. Ботуобинский горизонт имеет региональное распространение.

Подземные воды комплекса являются крепкими рассолами хлоридного кальциевого или натриево-кальциевого состава с минерализацией 350–450 г/дм³.

ОЛЁНЕКСКИЙ КРИОАРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Занимает большую часть исследуемой территории. Для геологического разреза Олёнского криоартезианского бассейна характерно наличие погребенных рифогенных структур, сложенных эпифитоновыми известняками и кавернозными доломитами. Среди осадочных толщ нижнего палеозоя пре-

обладают известняки, доломитизированные известняки, глинистые известняки, доломиты и мергели [Алексеева, 2016].

В структурном плане располагается на юго-восточном склоне Анабаро-Олёнокской антеклизы, осложненной несколькими структурами первого и второго порядков – Суханской впадиной, Мунским сводовым поднятием, Чоустах-Суханской впадиной. В литолого-фациальном отношении разрез Олёнокского криоартезианского бассейна аналогичен Верхневилуйскому КАБ, поскольку также представлен морскими карбонатно-глинистыми осадками открытого бассейна.

По отношению к многолетнемерзлым породам в бассейне развиты над-, меж-, и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды, представленные водами сезонно-талого слоя и многолетних таликов, распространены повсеместно в рыхлых аллювиальных, делювиальных и элювиальных отложениях. Глубина залегания подземных вод в днищах мелких речных долин составляет 0,3–1,3 м, а на высоких террасах рек Оленёк, Моркока, Далдын, Сытыкан достигает 2,0 м, а мощность не превышает 2,5 м. Они существуют сезонно – в летне-осенний период, питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Разгрузка происходит в речную сеть или в нижних частях склонов в виде источников, различных по дебиту и сосредоточенности. Протяженность их выходов иногда достигает 300–400 м, а суммарный дебит – до 300 л/с. Нижним водоупором для надмерзлотных вод служат многолетнемерзлые породы. На плоских плато, где отсутствуют уклоны уровня подземных вод и движение замедленно, развивается заболачивание и образуются мари. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные с практически равным содержанием катионов кальция и магния, ультрапресные и пресные – минерализация вод составляет 0,03–0,5 г/дм³. Самое низкое значение минерализации вод сезонно-талого слоя отмечено в траппах (не более 0,18 г/дм³), в терригенно-карбонатных породах минерализация измеряется от 0,18 до 0,48 г/дм³.

Воды подрусловых гидрогенных таликов, которые распространены локально под крупными реками (Оленёк, Марха, Моркока, Сытыкан) и их многоводными притоками, характеризуются тесной связью с поверхностными водами и имеют подобный химический состав – гидрокарбонатный (иногда хлоридно-карбонатный) магниевый-кальциевый с минерализацией до 0,5 г/дм³. Их вмещают песчано-гравийно-галечные четвертичные отложения и сильно выветрелые коренные породы, обладающие высокими фильтрационными свойствами. Глубина подрусловых таликов, по данным ВЭЗ и бурения, может достигать 30 м и более, ширина талой зоны ограничивается шириной русла водотока. Питание водоносных горизонтов происходит речными водами, разгружаются подземные воды в речную сеть. Химический состав подземных вод аллювиальных отложений – сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый – в летнее время полностью идентичен составу речных вод. Изменение химического состава и минерализации вод подрусловых и подозерных таликов происходит в зимний период в связи с прекращением поверхностного питания или в случае разгрузки в таликовые зоны межмерзлотных и подмерзлотных вод с повышенной минерализацией.

Подозерные гидрогенные талики в основном несквозные, мощность их различна – от нескольких метров до 165 м (оз. Мутное в районе тр. Юбилейная). Питание вод таликовых зон осуществляется за счет поверхностных вод. В целом химический состав таликовых вод аналогичен природным поверхностным водам рек, ручьев и озер: гидрокарбонатный либо сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриево-магниевый и сульфатный кальциево-магниевый. Минерализация вод чаще до 1,0 г/дм³, иногда повышенная – 0,99–1,8 г/дм³.

Межмерзлотные воды имеют спорадическое распространение в виде горизонтов ограниченной протяженности. Они вскрываются отдельными скважинами на различной глубине: 260–410 м в районе тр. Айхал, 450–500 м – в районе тр. Юбилейная (нижнеордовикский водоносный комплекс), 50–70 м на надпойменных террасах рек Сытыкан и Далдын (верхнекембрийский водоносный комплекс). Воды напорные, по химическому составу хлоридные кальциево-магниевые или магниевые-кальциевые, по минерализации – от соленых до рассолов: 22–58 г/дм³ – район тр. Юбилейная, 310 г/дм³ – район тр. Айхал [Алексеева, 2016].

Мощность многолетнемерзлых пород по скв. 201 составила 225 м, причем в их толще была вскрыта линза талых пород в инт. 37–63 м, содержащих межмерзлотные рассолы с минерализацией 50,9 г/дм³. Однако, обводненность пород была незначительна. После перекрытия этого интервала обсадной колонной бурение вновь продолжалось с продувкой сжатым воздухом до вскрытия кровли подмерзлотного водоносного горизонта [Лазебник, 1991].

Распределение водосодержащих пластов-коллекторов в разрезе и по площади неравномерное, эффективная мощность отдельных пластов небольшая – 1,0–2,0 м, а суммарная эффективная мощность нескольких водосодержащих горизонтов не превышает 30 м. В целом степень водообильности межмерзлотных водоносных горизонтов низкая, дебиты опробованных интервалов составляют доли единиц – единицы м³/сут.

Подмерзлотные воды вскрываются ниже подошвы многолетнемерзлых пород на различной глубине в зависимости от мощности промороженной толщи – от 70 до 1450 м и представляют собой криопэги, температура которых составляет от –0,5 до –6,7 °С, а глубже – крепкие и весьма крепкие рассолы с положительной температурой. Здесь выделены верхне-, средне-, нижнекембрийский и позднепротерозойский водоносные комплексы.

ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ниже подошвы многолетнемерзлых пород залегает первый водоносный комплекс – верхнекембрийский, перекрытый многолетнемерзлыми породами верхнего кембрия, ордовика, силура, карбона и траппами триаса (верхнекембрийский, ордовикско-нижнесилурийский, каменноугольный, пермский и триасовый криогенные водоупорные горизонты). В юго-западных и южных частях Оленёкского бассейна (район трубок Юбилейная, Удачная) водоносный комплекс приурочен к карбонатным разностям мархинской и онхой-юряхской свит верхнего кембрия, характеризующихся частым тонким переслаиванием глинистых и карбонатных пород лагунной фации.

Верхнекембрийский водоносный комплекс (Є₃). Верхнекембрийские отложения вскрыты в интервале глубин 550–1330 м, общая мощность их составляет 780 м. Литолого-фациальными особенностями отложений определяется характер распределения пластов-коллекторов как в плане, так и по разрезу и приуроченность их к наименее плотным и наиболее пористым и проницаемым прослоям карбонатных пород (известняков и доломитов). Коллекторы характеризуются гранулярно-каверновой и трещиноватой пористостью. Общая мощность водоносного комплекса, включающего 3–4 водоносных горизонта, составляет 370–400 м, а суммарная эффективная мощность пластов-коллекторов – около 50 м. Обводненные горизонты вскрываются на глубине от 580 до 975 м (район трубок Юбилейная, Удачная).

Глубина залегания подземных вод зависит главным образом от геоморфологических особенностей территории и возрастает с северо-запада на юго-восток от 90 (в долинах рек) до 700 м (на водоразделах). Подземные воды комплекса обладают напором, величина которого достигает 270 м. В целом породы верхнекембрийского водоносного комплекса характеризуются низкими коллекторскими свойствами, которые ухудшаются с глубиной в связи с уплотнением пород и увеличением их глинистости. Невысокие коэффициенты водопроницаемости (0,02–0,60 м²/сут), характерные для вмещающих отложений, повышаются на порядок в зонах трещиноватости и разломных зонах [Салихов, 2007].

Подземные воды верхнекембрийского комплекса входят в гидрохимическую зону соленых вод, слабых и крепких рассолов и по химическому составу являются хлоридными магниево-кальциевыми, кальциево-магниевыми. Минерализация подземных вод изменяется в широких пределах – от 31 до 252 при среднем значении 92 г/дм³. Содержание лития изменяется в широких пределах от 3 до 120,8 мг/дм³, в среднем 33,3 мг/дм³ [Алексеев, 2011].

Среднекембрийский водоносный комплекс (Є₂) в скв. 201 представлен переходными от средне- к верхнекембрийским отложениям. Переходы постепенные, нечеткие вследствие близости литологического состава с преобладанием глинистых разностей: мергелей, глинистых известняков, аргиллитов.

С поверхности до глубины 134–186 м среднекембрийские отложения заморожены и представляют собой среднекембрийский криогенный водоупорный горизонт. В целом подошва ММП в пределах зоны погружается в северо-северо-восточном направлении, и поверхность ее фиксируется на абс. отм. от 50 до –200 м [Лазебник, 1991].

В Далдыно-Алакитском районе водоносный комплекс приурочен к переслаивающимся карбонатным отложениям известняково-доломитовой толщи среднего кембрия (первый водоносный горизонт) и карбонатным отложениям верхней части удачининской свиты среднего–верхнего кембрия (второй и третий водоносные горизонты) вскрывается на глубине 400–550 м, его эффективная мощность колеблется от 2 до 360 м. Водосодержащие породы характеризуются неоднородными фильтрационными параметрами (коэффициент водопроницаемости изменяется от 1,0 до 60,0 м²/сут), кавернозно-поровым типом коллекторов. Дебиты скважин, вскрывающих обводненные баровые и рифо-генные карбонаты, достаточно высоки, но различны – от 30 до 720 м³/сут. Величина напора над кровлей достигает 350 м [Алексеева, 2016].

Нижнекембрийский водоносный комплекс (С₁) вскрыт на глубине свыше 1500 м, состоит из нескольких пластов-коллекторов трещинного типа, суммарной эффективной мощностью до 90 м. Переслаивающиеся слои плотных известняков и доломитов гидравлически связаны друг с другом, пьезометрический уровень комплекса устанавливается на глубине 200–227 м. Водобильность пород комплекса не одинакова по площади. Так, в районе тр. Удачная при откачке из скв. 703 были получены значительные притоки рассола (коэффициент водопроницаемости составлял 50–60 м²/сут); в районе тр. Айхал нижнекембрийские отложения, вскрытые на глубине 1900 м, оказались слабопроницаемыми с крайне низкой водобильностью.

В районе тр. Удачная проницаемые интервалы также сосредоточены в подошвенной части эмяксинской свиты, в скважинах 703 и 2531 суммарная эффективная мощность пластов-коллекторов составляет, по данным ГИС, 70,2 и/или 11,7 % от общей мощности свиты. Однако выделенные коллекторы характеризуются по данным скважинной геофизики весьма слабой проницаемостью; так, общая пористость не превышает 12,5 % (средняя – 10,5 %), а открытая – 7 %, составляя в среднем лишь 3 %.

Вендский водоносный комплекс (V) приурочен к слаботрециноватым карбонатным и глинисто-карбонатным породам верхней части старореченской свиты. Водонасыщенные породы вскрываются на глубинах от 1810 до 2300 м, ниже до фундамента, по данным ГИС, коллекторы отсутствуют [Алексеева, 2016].

В районе тр. Удачная при опробовании в скв. 703 пластоиспытателем КИИ-146 инт. 2261–2304 м был получен приток сильно газированной воды интенсивностью 32 м³/сут. На Мархинском валу в скв. МОС-1 из четырех разных интервалов разреза старореченской свиты приток был зафиксирован лишь из инт. 1810–1830 м, располагающегося также в кровле свиты. Дебит откачки при разных стадиях понижения менялся от 11 до 30 м³/сут, что свидетельствует о низкой степени обводненности пород вендского водоносного комплекса [Лазебник, 1991].

Среднекембрийский, нижнекембрийский и вендский водоносные комплексы приурочены к глинисто-карбонатным, карбонатным отложениям, с поровым, трещинно-поровым, трещинно-кавернозным и кавернозно-поровым типами коллекторов. Воды представлены крепкими и весьма крепкими рассолами хлоридного состава со степенью минерализации от 198 до 404 г/дм³, а содержание лития 138 мг/дм³ [Алексеев, 2011].

Все венд-протерозойские водоносные комплексы имеют между собой гидравлическую связь по мощным зонам тектонических нарушений и выдержанным по площади горизонтам трещинно-кавернового типа. Подземные воды этой части разреза формируют единый гидрогеологический резервуар, геохимически единообразны и находятся в пределах гидрохимической зоны крепких и весьма крепких рассолов. По химическому составу криопэги – хлоридные кальциевые. Минерализация рассолов этих водоносных комплексов изменяется от 298 до 404 г/дм³ при среднем значении 310 г/дм³ и возрастает в зависимости от глубины залегания рассолоносных пород [Алексеева, 2016].

ОБВОДНЕННЫЕ ЗОНЫ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ И КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

В разрезах рудных тел выделяется или одна обводненная зона (трубки Дальняя, Осенняя, Якутская, Сытыканская), или две (трубки Удачная, Зарница, Айхал), или несколько локальных обводненных зон (тр. Юбилейная), наличие которых обусловлено структурно-литологическими и тектоническими особенностями строения интрузий. Эти зоны вскрываются на различных глубинах (табл. 39), приурочены к зонам трещиноватости или пористо-кавернозных разновидностей кимберлитов различных фаз внедрения. Чаще всего существует гидравлическая связь обводненных зон с водоносными комплексами вмещающих пород, поскольку они являются проницаемыми гидрогеологическими «окнами» различных размеров и морфологии. Например, в настоящее время установлена прямая гидравлическая связь для обводненных зон трубки Удачная: первой зоны с верхнекембрийским, а второй – со среднекембрийским водоносными комплексами; для обводненных зон тр. Айхал: первой зоны с ордовикским, второй – с верхнекембрийским водоносными комплексами.

В вертикальном разрезе тр. Юбилейная выделяется несколько локальных обводненных зон: в пределах восточного рудного столба обводнены трещиноватые порфиновые кимберлиты, которые вскрыты с глубины 500 м и имеют эффективную мощность до 40 м. Водообильность пород различна, значения коэффициентов водопроницаемости изменяются от 0,0026 до 0,283 м²/сут. Подземные воды этих зон гидравлически связаны с верхнекембрийским подмерзлотным водоносным комплексом. В пределах центрального рудного столба обводненная зона вскрывается на глубинах 650–662 м и приурочена к пористо-кавернозным автолитовым кимберлитовым брекчиям. Проницаемые породы залегают до 1340 м, а возможно, и глубже. Полученные при кратковременных опробованиях притоки из обводненной зоны составляют 12,5–18,2 м³/сут, значения коэффициентов водопроницаемости – 0,04–0,10 м²/сут. О гидравлической связи с водоносными комплексами вмещающих пород можно судить по близким величинам напора подземных вод, который составляет 140–315 м.

Таблица 39

Глубина вскрытия обводненных зон в рудных телах

Трубка	Обводненные зоны, глубина вскрытия, м	
	1-я зона	2-я зона
Удачная	110–130	350–630
Дальняя	354–375	
Зарница	250–269	450–460
Осенняя	160	
Якутская	250	
Айхал	220	
Юбилейная	с 500 м	

Подземные воды, вскрытые в кимберлитовых телах и гидравлически связанные с водоносными комплексами вмещающих горных пород, в целом идентичны по составу и минерализации. Они представляют собой хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией от 140 до 380 г/дм³ [Алексеева, 2016].

Содержание лития в обводненных зонах кимберлитов и трапповых интрузий – 138 мг/дм³ (при изменении 34–415 мг/дм³). В дренажных водах карьера тр. Удачная среднее содержание лития достигает 148 мг/дм³ (наибольшее зафиксированное 300 мг/дм³), и даже его минимальная концентрация 14 мг/дм³ имеет промышленное значение [Алексеев, 2011].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Рассматриваемая площадь расположена в западной части Республики Саха (Якутия) и входит в состав Мирнинского и Оленёкского районов.

Территория относится к северной подзоне лиственничной тайги Средне-сибирского плоскогорья. Охватывает бассейны рек Вилюй, Марха, Моркока, Алакит, Далдын и их притоков. Здесь расположены лиственничные леса средней густоты с мохово-лишайниковым покровом, частыми и мощными подлесками, завалами по древним пожарищам. Рельеф в виде плато с пологоволнистой и холмисто-грядовой поверхностью, слабо расчлененной речными долинами. Абс. отм. водоразделов колеблются от 340 до 970 м, относительные превышения составляют 400–600 м.

Для района характерен резко континентальный климат с повышенным давлением, относительно невысоким количеством атмосферных осадков и большими колебаниями годовых и суточных температур. Количество годовых осадков – от 50 до 340 мм. Больше количество их выпадает летом и в начале осени. Максимум осадков приходится на август, минимум – на февраль. Амплитуда годовых колебаний температур достигает 90 °С, средняя температура – 16,1 °С, минимальная отрицательная до –55 °С, максимальная положительная до +33 °С [Ягнышев и др., 2003 г].

Определяющую роль в формировании современного рельефа, геохимических типов почв и всей геоэкологической обстановки территории сыграли особенности геологического строения. Северную часть площади листа Q-49 слагают карбонатные породы кембрия и ордовика. В центральной и юго-западной частях, расположено трапповое плато, в пределах которого терригенно-осадочные карбон-пермские отложения бронированы и интродуцированы силлами и дайками долеритов триасового возраста [Саввин, 1997]. Такое строение формирует морфоструктурные области трех основных экзодинамических групп ландшафтов: денудации, аккумуляции и транспортировки. Области денудации занимают наиболее высокий гипсометрический уровень к ним, приурочены преимущественно трапповое и карбонатное плато. К областям аккумуляции относятся слаборасчлененные равнины с пологоволнистым рельефом, ледникового и озерно-ледникового генезиса. Область транспортировки – долины рек.

С учетом особенностей генетических типов рельефа, характера растительности, почвенного покрова и литологии рельефообразующих толщ, в пределах изучаемой площади выделяются природные и техногенные ландшафты.

Природные сформировались в естественных условиях, без влияния антропогенного фактора. Техногенные созданы в результате освоения территории человеком. При этом окружающая среда может быть подвергнута деградации или загрязнению.

ПРИРОДНЫЕ ЛАНДШАФТЫ

1. *Структурно-денудационный рельеф останцового траппового плато* широко распространен в центральной части территории листа. Образовался в результате препарирования и денудации мощных трапповых силлов, залегающих в карбон-пермской толще. Поверхность плато выровненная, столообразная за счет высокой устойчивости и значительной мощности пластовых интрузий. Характерными формами рельефа плато являются обширные крупноглыбовые россыпи долеритов, представляющие собой безлесные «каменные моря». Абс. отм. – от 760 до 968 м. Почвы супесные с дресвой и щебнем долеритов. Леса исключительно лиственничные.

2. *Структурно-денудационный полого-увалистый рельеф междуречий траппового плато на вулканогенно-интрузивных и терригенно-карбонатных породах.* Абс. отм. – 400–560 м. Увалы имеют округло-выпуклую форму с размерами 5 × 3 км. Склоны увалов пологие, выпуклые, вершины большей частью безлесные, покрытые щебнисто-обломочным материалом. Склоны долин круто-ступенчатые 25–30°. На выровненных безлесных вершинах увалов и холмов широко развиты полигональные грунты. Почвы таежные, мерзлотные. Растительность таежная – лиственничный лес с густым кустарником, голубикой, ягелем.

3. *Полого-волнистый и полого-увалистый денудационный рельеф карбонатного плато.* Абс. отм. – 420–554 м. Вершины водоразделов плоские, шириной 300–600 м. Склоны увалов имеют незначительные углы наклона (в пределах 6–8°). Ширина обычно не превышает 2–3 км, а протяженность достигает 8–10 км. Водоразделы и пологие склоны покрыты слоем (1,6–5,5 м) элювиальных и делювиальных отложений. Растительность таежная – лиственничные леса с густым кустарником.

4. *Грядово-увалистый денудационный рельеф карбонатного плато.* Абс. отм. 376–420 м. Увалы нередко узкие, грядообразные, протяженностью от 2–4 до 12 км, шириной у основания до 5 км. Склоны крутые (10–35°), ступенчатые, вершины вытянутые, слабывыпуклые и плоские. Мощность делювиального почвенного покрова на склонах гряд и увалов незначительна. Растительность – лиственничный лес с густым кустарником.

5. *Полого-волнистый ледниково-аккумулятивный рельеф* развит в основном в северо-западной части площади листа. В бассейнах рек Кюэнеликян, Хапчанах, Мал. Алылах. Сочетание выположенных водоразделов из водноледниковых покровных образований и пологих склонов (3–6) образуют полого-волнистый рельеф местности.

Пологая волнистость обусловлена незначительным (30–40 м) расчленением поверхности описываемого рельефа. Наиболее характерными формами данного типа рельефа являются озы и камы, сложенные водно-ледниковыми

песками и галечниками. Озы в большинстве случаев вытянуты с северо-запада на юго-восток; длина до 10 км, ширина не более 0,3 км. Камы имеют вид холмов высотой 10–20 м и диаметром от первых сотен метров до 2–3 км. Форма в плане эллипсоидная. Растительность – лиственничный лес.

6. *Озерно-ледниковая, плоская, местами холмистая равнина на озерных и моренных образованиях.* Характерными формами являются котловинообразные впадины и сквозные долины. Склоны котловин пологие (3–6°), днища ровные, почти плоские, сильно заозерены и заболочены. Распространены лиственничные леса. Почвы таежные глеево-мерзлотные, в долинах рек перегноино-карбонатные.

7. *Равнинная, эрозионно-аккумулятивная поверхность основных рек.* Многочисленные старичные термокарстовые озера и отшнурованные меандры в верхах блуждания на поверхностях поймы, I и II надпойменных террас. Субстрат – пески, суглинки, супеси с дресвой, щебнем местных пород и экзотической галькой, валунами. Возвышения заняты лиственнично-березовыми ассоциациями с кустарниками. Переувлажненные понижения покрыты лиственничными, березово-ивовыми ассоциациями, перемежаемые лугами и заболоченными участками. На возвышенных участках суглинистые или супесчаные оподзоленные почвы. В понижениях рельефа – лугово-болотные, торфянисто-болотные, мерзлотно-торфяно-глеевые.

8. *Техногенный рельеф* – промышленные зоны городов, поселков, места добычи и переработки природных ресурсов, отстойники и прочие техногенные пустоши, которые характеризуются значительными изменениями рельефа и природных объектов (почвенного покрова, растительности, водотоков).

Важным природным фактором, влияющим на эколого-геологические условия территории, является повсеместное распространение в пределах территории листа зоны сплошной многолетней мерзлоты мощностью в несколько сот метров. Сезонное промерзание и протаивание пород при этом оказывает значительное влияние на их состояние и проявление различных экзогенных геологических процессов (ЭГП), в том числе осыпе- и курумообразование, солифлюкция, пятна-медальоны, бугры пучения, термокарст.

Осыпи, вызываемые гравитационными процессами, протекающими под воздействием факторов выветривания, распространены в районе траппового и карбонатного плато и локализуются под обрывистыми уступами на склонах крутизной 20–25° и более. Сложены они глыбами интрузивных и карбонатных пород, достигающими размеров 1 × 1,5–2,5 м, формирующими полосы вдоль уступов шириной 40–90 м.

Курумы представляют собой каменные россыпи, образованные в результате вымораживания (выпучивания) крупных глыб скальных пород под воздействием морозобойного пучения. Их развитие приурочено преимущественно к крутым (20–30°) осыпным склонам траппового плато.

Солифлюкция является одним из важнейших криогенных процессов, которому принадлежит значительная роль в транспортировке и перераспределении обломочного материала на склонах крутизной от 2–3° до 12°. Сущностью явления является медленное течение переувлажненных дисперсных грунтов на поверхности мерзлого слоя. В сочетании с плоскостным смывом солифлюкционные оплывины выполняют пологие делювиально-солифлюкционные склоны, развитые в пределах траппового и карбонатного плато.

Пятна-медальоны совместно с буграми пучения наблюдаются на большей части исследуемой территории. Максимальное развитие они получили на делювиально-солифлюкционных склонах карбонатного плато. Образование таких медальонов обусловлено полигональным растрескиванием, развитием напряжений и деформаций, связанных с неравномерным промерзанием сезонно-талого слоя, мощность которого достигает 1,8–2,5 м. Нарастание давления приводит к тому, что тиксотропный влажный грунт внутри блоков переходит в пластично-текучее состояние, прорывает мерзлую корку на поверхности и расплзается в виде пятна. Размеры «медальонов» преимущественно 1–1,5 м, в некоторых случаях могут достигать 4 м. Сложены суглинками со щебнем подстилающих карбонатных пород.

Термокарст широко развит на плоских заболоченных водоразделах карбонатного плато и на эрозионно-аккумулятивном рельефе речных долин. Его происхождение связано с протаиванием полигонально-жильных льдов и рыхлых сильнольdistых отложений в результате нарушения температурного равновесия в грунтах и породах, приводящие, как правило, к образованию термокарстовых озер. На водоразделах карбонатного плато термокарст развит в виде мелких воронок и озер диаметром 10–20 м в поперечнике.

Заболачивание территории обусловлено множеством природных факторов, среди которых наибольшее значение имеют климатические условия с повсеместным развитием многолетнемерзлых пород и пологий слаборасчлененный рельеф местности.

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕРРИТОРИИ

По условиям экономического районирования рассматриваемая территория представляет собой крупнейший в республике Западно-Якутский горнопромышленный регион, развивающийся на базе разработки алмазных месторождений. Основными центрами здесь являются г. Удачный, пос. Айхал и а/п Полярный. Все это накладывает свой отпечаток на облик территории, создавая новые техногенные ландшафты (карьеры, отвалы горных пород, водохранилища и т. д.), происходит активное антропогенное вмешательство в природные процессы, значительно активизируя их. Так, образуются рвы оседания вдоль стенок крупных карьеров, эрозионные промоины на грунтовых дорогах, происходит активизация плоскостного смыва и образование оползней-оплывин на склонах, пораженных лесными пожарами или лишенных растительного покрова в результате вырубki лесного массива, различные термокарстовые просадки и западины, заболачивание, образование наледей ниже дамб хвостохранилищ. Выемка гравийно-галечного материала в долинах рек для отсыпки дорог способствует эрозионному разрушению берегов.

2 октября 1974 г. по заказу Министерства цветной металлургии СССР в 4,3 км к северо-востоку от тр. Удачная на глубине 98 м (~200 абс. м) был произведен ядерный взрыв на вспучивание мощностью 1,7 килотонны под названием «Кристалл». Предусматривалось проведение восьми взрывов для создания плотины хвостохранилища Удачинского горно-обогачительного комбината, но из-за аварийной ситуации с выбросом на поверхность продук-

тов взрыва от замысла отказались. Через 18 лет образовавшаяся скважина была засыпана. Высота саркофага (насыпи) – до 20 м. На месте взрыва регулярно проводятся замеры радиационного фона. Радиоактивная обстановка в районе подземного ядерного взрыва (ПЯВ) «Кристалл» не превышает допустимых норм [Артамонова и др., 2009].

Вся экономическая инфраструктура региона базируется на деятельности горнодобывающей промышленности с весьма низкой плотностью населения и (в целом) с небольшими территориями техногенного загрязнения относительно всей площади листа Q-49. Все они приурочены к районам деятельности алмазодобывающих предприятий АК «АЛРОСА» и условно объединены в единый Далдыно-Алаkitский горнопромышленный район, внутри которого и локализованы эколого-геохимические аномалии. К числу эколого-геохимических аномалий отнесена и Аллара-Делиндинская площадь, расположенная к западу от пос. Айхал с охватом площади (1128 км²) бассейнов рек Аллара-Делингде, Алаkit, Моркока. Геохимическая аномальность проявлена по составу донных осадков рек района, отвечающая характеристикам рудных полей кимберлитов. Здесь же проведен большой комплекс геологоразведочных работ, включая бурение с продувкой, наземные геофизические работы. Природа аномалии носит комплексный характер, связанный как с собственно техногенным загрязнением, так и с возможным участием природных аномалий в составе донных осадков за счет продуктов выветривания предполагаемых здесь кимберлитовых тел.

В целом для рассматриваемой территории характерно проявление точечных эколого-геохимических аномалий, фиксируемых в составе природных вод и донных осадков. В числе элементов-токсикантов 1–2 классов опасности потоков рассеяния зафиксированы проявления повышенных содержаний Mn, Sn, As, Sb, Zn, V, Sr, а в составе природных вод – Br, Ba, Be, Pb, As. Уровни превышения ПДК обычно относятся к слабому–среднему типу умеренно опасного класса и генетически связаны с местными вариациями состава природных вод и донных осадков. Тем не менее, среди них следует выделить и присутствие опасных и высокоопасных аномальных проявлений. Превышение допустимых значений Be, содержащихся в природных водах, зафиксировано в бассейне рек Моркока и Амбардах-Силян, локализованных в северо-западной и северо-восточной частях листа Q-49-XXVIII. На юго-востоке территории выделяются аномалии As, превышающие уровни ПДК в 16 раз и более. В донных отложениях отмечается содержание Pb, Co, Cr, V, Mn, Zn, превышающее нормы концентрации в 8–16 раз.

В числе природных аномалий токсичных элементов выделена Верхнетангхайская эколого-геохимическая аномалия площадью 779 км². Здесь в природных водах повышено содержание количеств Br, Be, Ba, образованы аномалии напряженного экологического состояния [Ягнышев и др., 2003].

В целом экологическое состояние территории признано удовлетворительным. Для нее характерны естественные природные ландшафты. Антропогенное вмешательство сведено к минимуму или полностью отсутствует. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением неблагоприятных экзогенных процессов (курумообразование, эрозия, криогенные процессы и т. п.).

Напряженная эколого-геологическая ситуация складывается в местах развития природных эколого-геохимических аномалий и на участках проведения геологоразведочных работ. Здесь происходит частичное вмешательство в природную среду в результате бурения скважин, развития транспортной сети. К таким районам приурочены геохимические аномалии техногенного типа.

В центральной части исследуемой площади выделяются техногенно загрязненные территории Далдыно-Алакитского горно-промышленного района, где эколого-геологическая ситуация *кризисная* (Алакит-Мархинское и Далдынское рудные поля), а также природные аномалии, подвергнутые процессам техногенеза за счет интенсивных геологоразведочных работ в пределах полей кимберлитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Q-49 – Удачный подготовлена как третье издание данного масштаба по рассматриваемой территории.

Первое издание Государственной геологической карты листа Q-49 – Марха масштаба 1 : 1 000 000 (первое поколение) с объяснительной запиской выполнено по результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 1 000 000 и опубликовано в 1958 г. [Государственная ..., 1958]. Второе издание комплекта ГК-1000 по сдвоенному листу Q-48,49 – Айхал масштаба 1 : 1 000 000 (второе поколение) утверждено НРС Министерства геологии СССР при ВСЕГЕИ 3.12.1985 г. и подписано к печати 20.02.1991 г. В составе комплекта листа – карты дочетвертичных, четвертичных образований и полезных ископаемых (без объяснительной записки), подготовленные по результатам геологосъемочных работ среднего–мелкого масштаба, глубокого бурения и геофизических исследований [Орлова и др., 1985].

В результате выполненных в 2015–2020 гг. работ составлен комплект Госгеолкарты-1000/3 листа Q-49 – Удачный на цифровой топографической основе в формате ГИС в цифровом и аналоговом виде с объяснительной запиской и согласованной базой данных. Комплект создан на основе Легенды Анабаро-Вилойской серии листов ГК-1000/3, разработанной в ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2009 г. (гл. ред. М. С. Мазцак). При составлении карт использованы материалы опережающих работ по созданию дистанционной, геофизической и геохимической основ, а также учтены требования «Методического руководства ..., 2017 г.» [Методическое ..., 2017], стратиграфического и петрографического кодексов. Комплект состоит из основных карт масштаба 1 : 1 000 000 – геологической карты дочетвертичных образований, четвертичных образований, карты полезных ископаемых, карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карты прогноза на нефть и газ. Основные карты комплекта дополнены схемами масштаба 1 : 2 500 000 – тектонической, глубинного строения, минерагенического районирования, геоморфологической, гидрогеологической, эколого-геологической.

Созданный комплект листа Q-49 увязан по северной рамке с границами геологических тел карт ГК-1000/3 смежного листа R-49 (Оленёк) [Гусев и др., 2017]. Западная, восточная и южная рамки свободны. В работе учтены материалы предшествующих картографических работ масштаба 1 : 1 000 000, а также результаты средне- и крупномасштабных геологических съемок, поисковых и научно-тематических работ, дистанционных исследований, мате-

риалы по глубокому поисково-оценочному, опорному параметрическому и картировочному бурению, площадные геофизические работы и результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры по опорным региональным профилям, полученные за последние 30 лет с момента утверждения в печать листа Q-48,49 – Айхал (второе поколение).

Геологическая карта дочетвертичных образований составлена с показом местных стратиграфических подразделений, увязанных с общей стратиграфической шкалой. Отложения венда, кембрийской, ордовикской, силурийской, каменноугольной, пермской и триасовой систем закартированы на уровне свит и толщ, а базовыми петрографическими подразделениями для интрузивных образований явились магматические комплексы. Легенда построена по «зональному» принципу с корреляцией стратифицированных подразделений по структурным этажам и ярусам, отражающим в возрастной последовательности основные этапы развития территории. Вещественное выполнение структурно-формационных подразделений показано в виде условных знаков серий, свит, толщ, комплексов, привязанных к таксонам общей стратиграфической шкалы. Для каждого этапа развития приведена схема структурно-формационного районирования. В основу легенды положены решения всероссийских и региональных совещаний по разработке стратиграфических схем и схем корреляции магматических и метаморфических комплексов. Так, при расчленении и корреляции отложений учтены изменения в Общей и региональной шкалах: кембрия (Постановления МСК России, вып. 44, 2016), ордовика (Постановления МСК ..., вып. 41, 2012) и силура (Постановления МСК ..., вып. 42, 2013). Все стратиграфические подразделения обоснованы комплексами органических остатков и отвечают валидным подразделениям. В свете новых данных по ряду подразделений уточнены состав и возраст.

Геологический разрез к карте, составленный с использованием результатов бурения шести глубоких скважин, вскрывших осадочный чехол и оставленных в породах кристаллического фундамента, иллюстрирует пологое моноклиальное погружение на юго-запад всей мощности отложений платформенного чехла и их фациальные переходы по латерали. К схеме глубинного строения территории составлен геологический разрез по фрагменту профиля глубинного сейсмического зондирования земной коры «Кратон», он отражает сложное строение этого сегмента консолидированной земной коры, кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Тектоника района рассмотрена с геодинамических позиций. Подтверждена унаследованность и взаимосвязь важнейших складчатых и разрывных структур I порядка на востоке Сибирской платформы. В рельефе фундамента отчетливо выделяются морфоструктуры II и III порядков. В составе фанерозойского осадочно-вулканогенного платформенного чехла выделено пять структурных ярусов, возникших в результате направленного полициклического его развития: вендско-нижнеордовикский, среднеордовикско-нижнесилурийский, среднесилурийско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнетриасовый и кайнозойский. Отмечено, что моноклиальное залегание пород платформенного чехла в значительной мере осложнено рядом пликвативных структур и дизъюнктивных нарушений, подавляющее большинство которых связано с вертикальными подвижками блоков кристаллического фундамента. На схеме

глубинного строения разломы показаны по гравимагнитным и (или) сейсмическим данным, большинство из них пересекают чехол платформы и проявляются на картографируемой поверхности. На новом уровне знаний рассмотрено глубинное строение и история развития региона.

Магматические образования кимберлитовой формации среднесилурийско-раннекаменноугольного тектоно-магматического цикла, известные в районе исследований в виде небольших обособленных магматических тел центрального типа (трубок) и сопровождающих их жил и даек, в составе трех кимберлитовых полей (Моркокинское, Алакит-Мархинское, Далдынское) объединены в далдыно-алакитский кимберлитовый комплекс (tD_3-C_{dl}). В работе освещены особенности строения и состава кимберлитовых трубок Юбилейная, Айхал, Сытыканская, Краснопресненская, Комсомольская, Удачная, Зарница и Дальняя, являющихся месторождениями и перспективными проявлениями алмазов на площади листа Q-49.

Тектоно-магматический цикл, мощно проявленный в среднекаменноугольно-раннетриасовое время, обусловил формирование многочисленных интрузий базитов трапповой формации пластового и секущего типов, в составе которых выделены катангский долеритовый комплекс ($\beta T_1 kt$), кузьмовский комплекс феррогаббродолеритовый гипабиссальный ($\beta T_1 kz$) и оленёк-велингнинский комплекс габбродолеритов и такситовых долеритов ($v\beta T_1 ov$).

В результате полевых работ 2015–2016 гг. авторами проведены специализированные исследования с целью обоснования возраста базитового магматизма, в результате которых на отдельных объектах был отобран необходимый каменный материал для аналитических исследований из тел долеритов и сформировавшихся под их воздействием контактовых роговиков по туфам базальтов. По данным геологического, петрографического, петрохимического и минералого-кристаллохимического изучения охарактеризованы контактовые роговики пироксен-роговиковой фации интрузий долеритов. Установлено, что по химическому составу, петрографическим и кристаллохимическим характеристикам клинопироксены пироксен-роговиковой фации отчетливо отличаются от породообразующих клинопироксенов долеритов, определены содержания петрогенных (в массовых долях %) и редкоземельных (в г/т) элементов.

Минерально-сырьевые ресурсы территории определяют ее высокий промышленный потенциал. На карте полезных ископаемых и в прил. 1 представлено 28 видов полезных ископаемых, выраженных в 784 объектах. Это 10 крупных, семь средних, 15 малых месторождений, 326 проявлений, 29 пунктов минерализации, 83 одиночные находки алмаза в дочетвертичных отложениях и 212 в четвертичных образованиях, две средние россыпи и пять шлиховых ореолов алмаза. Основным полезным ископаемым, определяющим перспективы территории, являются алмазы. Также на территории листа известны многочисленные проявления и пункты минерализации черных и цветных металлов; оптического, горнотехнического сырья; поделочных камней, солей и рассолов, а также строительных материалов. Проведена типизация месторождений и проявлений по рудным формациям и генетическим типам, отражены имеющиеся данные по оценкам запасов и прогнозных ресурсов. На карте закономерностей размещения полезных ископаемых отражено уточненное минерагеническое районирование. В пределах территории листа

Q-49 выделены девять рудных районов, два узла и шесть рудных полей. Выделены прогнозируемые алмазоносные поля – Тонхайское и Аллаахинское (прогнозные ресурсы алмазов категории по P_3 , соответственно – 38 и 40 млн кар), прогнозируемые Октябрьская и Киенгская площади щелочных и щелочноземельных металлов (прогнозные ресурсы по категории P_3 – литий – 3,02 тыс. т, рубидий – 0,35 тыс. т, стронций – 14,75 тыс. т). Остаточные ресурсы алмазов Алаakit-Мархинского поля по категории P_3 составляют 80 млн кар, Моркокинского – 60 млн кар. Прогнозные ресурсы алмазов Томбинского прогнозируемого алмазоносного поля по категории P_3 оцениваются в 30,8 млн кар.

Геологические ресурсы нефти категории D_2 составляют 924,5 млн т, извлекаемые – 262,2 млн т, ресурсы газа – 347,7 млрд м³. Прогнозные ресурсы Айхальского бурогольного района по категории P_2 оценены в 414 800 тыс. т; по категории P_3 – Улахан-Вавского района – 1693 млн т, Чона-Батырского – 813 млн т, Вавуаканского – 580 млн т, Олгуйдахского – 797 млн т. Перспективы на другие виды полезных ископаемых (титан, железо, свинец, исландский шпат и др.) ограничены.

Несмотря на достаточно высокую изученность рассматриваемой территории, остается ряд спорных или проблемных вопросов. К числу наиболее важных из них следует отнести:

- выделение «межрифового» типа разреза в скв. Сохсолохская-706, который принципиально, по типу формационной последовательности, ничем не отличается от т. н. «бассейновых» разрезов параметрических скважин соседних площадей – Ханьинской, Мархино-Андоиской, Эйикской и Баппагайской, которые не относятся к группе межрифовых. Эти скважины вскрывают на ниже- и среднекембрийском уровне куонамскую свиту или фациальные аналоги ее частей, а выше – одну и ту же регрессивную последовательность, характерную для всего Юдомо-Оленёкского фациального региона, с аналогами оленёкской, джахтарской и силигирской свит;

- стратиграфический объем куонамской свиты в Юдомо-Оленёкской СФО, имеющей раннеботомский возраст подошвы;

- утверждение разновозрастности наиболее хроностратиграфически выдержанной части разреза – подошвы оленёкской свиты в Мойеро-Оленёкской и Мархара-Куондинской зонах;

- уточнение возраста эффузивной и интрузивной фаций базитов путем проведения современных геохронологических датировок;

- более полное биостратиграфическое обоснование и уточнение геологического возраста вулканогенно-осадочных образований;

- уточнение времени начала и продолжительности формирования вулканоплутонической ассоциации базитов трапповой формации;

- геологическое обоснование выделения интрузивных комплексов базитов трапповой формации.

По результатам создания Госгеолкарты-1000/3 даны рекомендации по постановке работ.

1. Региональные геологические исследования масштаба 1 : 200 000:

- Геолого-минералогическое картирование на алмазы листов Q-49-XXIII, XXIV, XXIX, XXX, XXXV, XXXVI (I очередь);

– ГДП-200 листов, на которые отсутствуют кондиционные Госгеолкарты-200 (II очередь).

2. Оценочные работы на Киенгском и Октябрьском проявлениях поликомпонентных жидких руд (I очередь).

3. Поисковые работы в пределах листа Q-49 – геологическое изучение и геолого-экономическая оценка проявлений промышленных поликомпонентных подземных вод (II очередь).

Результаты работ по составлению Госгеолкарты-1000 третьего поколения листа Q-49 – Удачный показывают высокий прогнозный потенциал полезных ископаемых и актуальность проведения дальнейших геологических исследований этой территории, в пределах которой находится наиболее крупное месторождение Мира – тр. Удачная и кимберлитовое поле с наибольшим объемом алмазонасных кимберлитов в мире – Алакит-Мархинское. Территория является первоочередной по условиям доступности, транспортной инфраструктуры и действующего крупного горно-обогатительного комбината.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

Авдеева В. И., Драгунов О. Д. и др. Стратиграфия позднекембрийских отложений Ботуобинского газоносного района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. – Новосибирск, 1978.

Авдеева В. И., Колосов П. Н., Кокоулин М. Л. и др. Стратиграфический разрез верхнего кембрия Усть-Бирюкской скважины // Стратиграфия и палинология осадочных толщ Якутии. – Якутск, 1982. – С. 20–29.

Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 117 с.

Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцева А. И. и др. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления // Тр. ГИН. – Вып. – 66. – 1962. – 129 с.

Алексеев С. В., Алексеева Л. П., Вахромеев А. Г. Литиеносные подземные воды Сибирской платформы // Мат-лы Всероссийского научно-практического совещания с международным участием «Литий России» (24–26 мая 2011 г.). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. – С. 7–14.

Алексеева Л. П. Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов Западной Якутии. Докт. дисс. – Томск, 2016. – 235 с.

Атрощенко Ф. Г. Исследование процессов, контролирующих миграцию минерализованных вод при их захоронении в ММП // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия. – Томск: ТПУ. – 2000. С. 579–583.

Арсеньев А. А. Геологическое строение Оленёк-Мархинского междуречья // Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Якутской АССР. Вып. 5. – М.: Госгеолиздат, 1961. – С. 58–85.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. К стратиграфии кембрия Олёкмо-Токкинского района (Якутская АССР) // Изв. АН ССР. Сер. геол. – 1942. – № 5–6.

Арчegov В. Б. Блоковая делимость и источники нефти на юге Анабарской антеклизы в связи с развитием нефтегазового комплекса Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2008.

Артамонова С.Ю., Разворотнева Л.И., Кожевников Н.О. и др. Изменения в криосфере вследствие мирных подземных ядерных взрывов на примере «Кристалл» // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 47–49.

Асташкин В. А., Шабанов Ю. Я. Стратиграфия и фации кембрийских отложений Далдыно-Алакитского района по данным бурения глубоких колонковых скважин // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири. – Новосибирск, 1985.

Асташкин В. А., Варламов А. И., Глубина Н. К. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / В. А. Асташкин (отв. ред.). – М.: Недра, 1984. – 181 с.

Асташкин В. А., Шишкин Б. Б. Предверхоленский перерыв и его влияние на формирование резервуаров нефти и газа в Анабаро-Синском регионе // Актуальные вопросы тек-

тоники нефтегазоперспективных территорий Сибирской платформы: Сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – С. 85–89.

Асташкин В. А., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я. и др. Стратиграфия кембрия Вилюйской синеклизы // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – С. 22–31.

Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Поисковая минералогия алмаза. – Новосибирск, 2010.

Ахметов А. Ф. и др. Свойства нефтей Талаканского месторождения и полученных нефтепродуктов // Башкирский химический журнал. – 2007. – Т. 14. – № 4. – С. 37–40.

Баженова Т. К., Дахнова М. В., Жеглова Т. П. и др. Нефтематеринские формации, нефти и газа докембрия и нижнего–среднего кембрия Сибирской платформы. – М.: ВНИГНИ, 2014. – 124 с.

Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. – М.: Наука, 1985. – 221 с.

Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. – Новосибирск: Наука, 1975. – 173 с.

Баранова Ю. П. и др. Палеогеография бассейнов верхних течений рек Оленёк и Мархи. // Тр. НИИГА. – 1958. – Т. 67. – Вып. 7.

Бардеева М. А. Опорный разрез четвертичных отложений Среднесибирского плоскогорья // Четвертичное оледенение Средней Сибири. – М.: Наука, 1986.

Бахтуров С. Ф., Евтушенко В. М., Переладов В. С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. – Новосибирск: Наука, 1988. – 152 с.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. – М.: Геологтехиздат, 1956. – 234 с.

Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. – М.: Наука, 1989. – 179 с.

Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. – М.: Недра, 1981. – 196 с.

Бородин Л. С. Петрохимия магматических комплексов. – М.: Наука, 1987. – 262 с.

Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.

Брахфогель Ф. Ф., Жуков В. П. Структурное положение кимберлитопроявлений Нижнеоленьёвской группы полей // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленьёвского поднятия. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 42–57.

Булах А. Г. Руководство и таблицы расчета формул минералов. – М.: Недра, 1967. – 143 с.

Ващенко Е. М., Урумов Ю. Д., Файнштейн Г. Ф. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1982. – №5. – С. 25–33.

Ващенко Е. М., Крючков А. И., Лелюх М. И. и др. О нижнекарбонатовом миоспоромовом комплексе северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // Палинология и полезные ископаемые. Тез. докл. VI Всесоюзной палинологической конференции. – Минск, 1989. – С. 49–50.

Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П. Основные подразделения верхнего палеозоя Сибирской платформы // Советская геология. – 1979. – № 9. – С. 18–33.

Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967.

Виленский А. М., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970. – 120 с.

Виноградов А. П., Кропотова О. И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах // Известия АН СССР, сер. геол., 1967. – № 11.

Витченко А. Н. Физическая география СНГ (Азиатская часть): Курс лекций. – Минск: БГУ, 2006.

Вишневский А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита // Тр. НИИГА. – 1978. Т.184. – 216 с.

- Вожов В. И., Гурари Ф. Г., Сурнин А. И.* Геотермические условия нефтегазоносности Сибирской платформы // Советская геология. – 1983. – № 10. – С. 49–56.
- Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968. – 222 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) (Оленёк). Карта дочетвертичных образований. – Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1984.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) (Оленёк). Объяснительная записка. – Л., 1983. – 196 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-49-XVII. Объяснительная записка. – М., 1960. – 68 с.
- Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. – 176 с.
- Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980. – 222 с.
- Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. – Л.: Недра, 1973. – 350 с.
- Гитерман Р. Е.* Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 78. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 211 с.
- Гладков А. С., Семинский К. Ж., Борняков С. А и др.* Тектонофизический подход к анализу структурного контроля алмазоносных кимберлитовых трубок (на примере трубки Айхал) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2003. – С. 283–287.
- Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Козаков И. К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. – 2008. – № 1. – С. 12–26.
- Годовиков А. А.* Минералогия. – М.: Недра, 1983. – 647 с.
- Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-48,49 (Оленёк). – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 80 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-51 (Джарджан). Объяснительная записка. – СПб., 2013. – 397 с.
- Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-49 (Марха). Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 50 с.
- Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 г. Вып. 32. Алмазы / Сост. М. Э. Юркова, программист Х. М. Валиулин. Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2018. – 254 с.
- Грицик В. В.* Некоторые особенности стратиграфии нижнего палеозоя, тектоники и нефтегазоносности Оленёк-Вилуйского междуречья // Тр. ЯФ СО АН СССР, Сер. геол. – 1962. – № 14. – С. 363–379.
- Гусев Н. И., Пушкин М. Г., Круглова А. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленёк. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. – 448 с.
- Гусев Н. И., Руденко В. Е., Бережная Н. Г. и др.* Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 54. – С. 45–59.
- Дегтяренко Ю. П., Жуков В. В., Загорская Н. Г. и др.* Север Евразии в позднем кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. – Л.: Гидрометиздательство, 1970. – С. 213–221.
- Демюкидов К. К.* О стратиграфическом расчленении кембрийских отложений севера Сибирской платформы: Сборник статей по геологии Арктики. – Л.: НИИГА, 1958. – С. 3–12.
- Демюкидов К. К.* Общие черты геологического строения Лено-Оленёкского района: Сборник статей по геологии Арктики // Тр. НИИГА. – 1956. – Т. 89. Вып. 6. – С. 22–37.

Демокидов К. К. Расчленение синийских и кембрийских отложений севера Сибирской платформы: Бюл. Науч.-техн. Информации Министерства геологии и охраны недр СССР. – 1957. – 5/10. – С. 3–6.

Демокидов К. К., Лазаренко Н. П. Стратиграфия верхнего кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики // Тр. НИИГА. – 1964. – Вып. 137. – 288 с.

Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // ДАН СССР. – 1980. – Т. 254. – № 1. – С. 175–179.

Джумаян Н. Р., Грановская Н. В., Грановский Г. А. Типоморфные особенности граната и ильменита из кимберлитов трубки Моркока (Якутия) // Международный научно-исследовательский журнал. Вып. 12 (54). Часть 1. – Екатеринбург, 2016. – С. 61–64.

Дзюба А. А., Пиннекер Е. В., Шварцев С. Л. и др. Обоснование категорий и методики оценки геологических запасов рассолов Сибирской платформы // Результаты работ по межведомственной региональной научной программе «ПОИСК» за 1992–1993 гг., часть I. – Новосибирск. – 1995. – С. 101–104.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. – М.: Мир, 1966. – 481 с.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. – 409 с.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П. и др. Породообразующие пироксены. – М.: Наука, 1971. – 453 с.

Дроздов А. В. Подземное захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлые породы (на примере Удачинского ГОКа в Западной Якутии) // Геоэкология. – 2005. – № 3. – С. 234–243.

Дроздов А. В. Структурно-тектонические критерии оценки приемистости массивов для захоронения сточных вод алмазодобывающих предприятий в криолитозоне Западной Якутии // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 2. – С. 27–45.

Дроздов А. В., Мельников А. И. Оценка благоприятных участков для захоронения дренажных рассолов карьера «Юбилейный» в криогенных толщах // Успехи современного естествознания. – 2015. – С. 107–114.

Дроздов А. В., Шубин Г. В., Кирюшин Д. И. Изменение температурных полей в криолитозоне при открытой разработке алмазных месторождений Западной Якутии открытым способом (на примере трубки Удачной) // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI. – № 4. – С. 3–14.

Зайцев А. И., Смелов А. П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. – Якутск: ИГБМ СО РАН, 2010. – 108 с.

Зарубов М. С. Формы миграции стронция, лития и рубидия в подземных водах района трубки Удачная // Творчество юных – шаг в успешное будущее: Материалы VIII Всероссийской научной студенческой конференции с элементами научной школы им. проф. М. К. Коровина. – Томск: Изд-во ТПУ, 2015.

Зелинская Е. В. Теоретическое обоснование и разработка технологии селективного извлечения щелочных и щелочноземельных металлов из подземных рассолов. Автореф. докт. дис. Иркутск, 2003. – 40 с.

Зинчук Н. Н., Борис Е. И. и др. Особенности минерализации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). – Мирный, 2004.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – М., 1995. – 241 с.

Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод (Методическое пособие). – М.: Недра. – 1971. – 243 с.

Каныгин А. В., Ядренкина А. Г. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. – Новосибирск, 2007. – 269 с.

Кардопольцева О. И., Морева В. А., Плотникова М. И. и др. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тунга // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961. – I. 66 – С. 117–133.

Карпов Г. П. Трапповая формация Сибирской платформы и другие проблемы геологии. – Красноярск, 2011. – 138 с.

Кинни П. Д., Гриффин Б. Дж., Хеамен Л. М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 91–99.

Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы – М.: Наука, 1969. – 288 с.

Колосов П. Н. Верхнекембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. – М.: Наука, 1982.

Колосов П. Н., Авдеева В. И. и др. Стратиграфия верхнекембрийских и нижнекембрийских отложений Ботуобинского газоносного района Юго-Западной Якутии // Стратиграфия нефтегазоносных отложений Якутии. – Якутск, 1980. – С. 3–35.

Коллаков В. В., Овандер М. Г. Окончательный отчет. Карта четвертичных отложений бассейна Нижней Лены масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. – М., 1970.

Коллаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. – 1970. – № 3. – С. 75–82.

Коллаков В. В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. – 1983. – № 52. – С. 123–131.

Коробков И. Г., Евстратов А. А., Мильштейн Е. Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. – Томск, 2013. – 270 с.

Костровицкий С. И. Минералогия и геохимия кимберлитов Западной Якутии // Автореф. докт. дис. – Иркутск, 2009. – 44 с.

Костровицкий С. И., Днепровская М. Н., Брандт С. С. и др. Корреляция изотопных составов Sr, С и О в карбонатной составляющей кимберлитов // ДАН СССР. – 1983. – Т. 272. – № 5. – С. 1223–1225.

Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В. и др. О происхождении кимберлитов // Докл. РАН. – 2004. – Т. 399. – № 2. – С. 236–240.

Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В. и др. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 3. – С. 350–371.

Костровицкий С. И., Травин А. В., Алымова Н. В. и др. Мегакристы флогопита из кимберлитов, Ag-Ag возрастные определения // Изотопные системы и время геологических процессов. Т. 1. – СПб.: ИП Каталкина, 2009. – С. 263–265.

Костровицкий С. И., Спецюз З. В., Яковлев Д. А. и др. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Отв. ред. акад. Н. П. Похиленко. – Мирный: типография ООО «МГП», 2015. – 480 с.

Краснов И. И., Масайтис В. Л. Тектоника Оленёско-Виллойского водораздела в связи со строением крайних зон Тунгусской синеклизы // Мат-лы по геологии Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 7. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – С. 217–233.

Легенда Анабаро-Виллойской серии листов ГКК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 311 с.

Леонов Б. Н. Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы для целей картирования в масштабе 1 : 200 000 // Тр. Межведом. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. 1961 г. Докл. Т. 1 (Докембрий и палеозой): Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. XIII. – Якутск, 1969. – С. 243–251.

Липенков Г. В., Мацак М. С., Кириченко В. Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-48 (Хатанга). Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 398 с.

Лобанов В. В., Дроздов А. В., Молчанов Ю. Д. Прогнозирование геологических структур для захоронения агрессивных рассолов в многолетнемерзлых породах // Горный журнал. – 1995. – № 10. – С. 21–24.

Лурье М. Л., Полунина Л. А., Туганова Е. В. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойско-раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. – М., 1973. – С. 116–126.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрология Восточной Сибири. Т. I. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 5–70.

Лутц Б. Г. Ксенолиты пород Анабарского щита в кимберлитовых трубках // Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол.: Сб. № 8, 1962.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. – М.: Наука, 1964. – 124 с.

Лутц Б. Г., Копанева Л. Н. Пироп-сапфириновая порода Анабарского массива и условия ее метаморфизма // ДАН СССР. – 1968. – Т. 179. – № 5. – С. 1200–1202.

Лутц Б. Г. Анортозиты Анабарского щита // Анортозиты СССР – М.: Наука, 1974. С. 70–84.

Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. – М.: Наука, 1974. – 304 с.

Лутц Б. Г., Оксман В. С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. – 260 с.

Лутц Б. Г., Эринчек Ю. М. Геологическое строение Котуйкан-Монхоольской зоны глубинного разлома на Анабарском щите // Геология и золотоносность докембрия Якутии: Материалы по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 19, 1971. – С. 101–109.

Малеев Е. Ф. Вулканыты. – М.: Недра, 1980. – 49 с.

Малич Н. С., Туганова Е. В. Принципы и методика минерагенического анализа платформы. – М.: Недра, 1980. – 287 с.

Малич Н. С. Геология и полезные ископаемые России. Восточная Сибирь. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2002. – 397 с.

Манаков А. В. Закономерности размещения алмазоносных кимберлитов на основе анализа глубинного строения литосферы: Автореф. докт. дисс. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2002. – 40 с.

Манаков А. В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: Воронежский госуниверситет, 1999. – 58 с.

Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Вилюй // Петрография восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. – С. 208–255.

Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И. Дифференцированная интрузия Велингна // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1966. – С. 227–259.

Мельников Н. В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы // Стратиграфия. История развития. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 147 с.

Мельников Н. В., Клинина Л. И., Кудрина Т. Р. и др. Венд и нижний кембрий Бахтинского мегавыступа // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1985. – С. 3–14.

Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.

Металлогеническая карта Сибирской платформы. – М., 1982.

Милановский Е. Е. Проблемы расширения и пульсаций Земли. – М.: Наука, 1994.

Минералы. Т. III, вып. 2. – М.: Наука, 1981. – 614 с.

Минералы. Т. III, вып. 1. – М.: Наука, 1972. – 882 с.

Миц М. В., Эрикссон П. Г. Длиннопериодные изменения в соотношении процессов тектоно-плитного и мантийно-плюмового происхождения в докембрии // Геодинамика и тектонофизика. – 2016. – № 7(2). – С.173–232.

- Михайлов М. В., Тесаков Ю. И. Стратиграфия верхнего кембрия, ордовика и силура бассейна среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика. – 1972. – № 1. – С. 32–42.
- Мокшанцев К. Б. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. – М.: ГУГК, 1976. – 6 л.
- Мокшанцев К. Б., Бабаян Г. Д., Штех Г. И. и др. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. – Якутск, 1976. – С. 16–39.
- Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоника Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975. – 200 с.
- Мокшанцев К. Б., Еловских В. В., Ковальский В. В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1974. – 98 с.
- Моор Г. Г., Рожков Б. Н., Ткаченко Б. В. К геологии Анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя // Бюл. МОИП. Нов. сер. геол. – 1934. – Т. 12 (4). – С. 471–506.
- Мурхауз В. Практическая петрография. – М.: Изд-во иностранной лит., 1983. – 480 с.
- Невяжский И. И., Биджиев Р. А. Эоловые формы рельефа Центральной Якутии // Изв. АН СССР, сер. геогр. – 1960. – № 3.
- Образцов В. Н., Салаев А. В., Наумов В. А. Сквозные рудоконтролирующие структуры южных ограничений Сибирской платформы // Сквозные рудоконтролирующие структуры. – М.: Наука, 1989. – С. 171–176.
- Огиенко Л. В., Бялый В. И., Колосницына Г. П. Биостратиграфия ордовика и силура в Далдыно-Алаkitском районе Якутии // Геология и геофизика. – 1983. – № 4. – С. 29–34.
- Огиенко Л. В., Гарина С. Ю. Стратиграфия и трилобиты кембрия Сибирской платформы. – М.: Научный мир, 2001. – 380 с.
- Отчет независимых экспертов о запасах и ресурсах месторождений алмазов группы компаний «АЛРОСА». «Майкон Интернэшнл ко Лимитед» Великобритания, Норидж, 2016. – 569 с.
- Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов: метод. рук. Вып. Алмазы. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 78 с.
- Парфенов Л. М., Кузьмин М. И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 571–572.
- Парфенов Л. М. Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000. – Якутск: ГУГК, 1994. – 12 л.
- Парфенов Л. М., Проконьев А. В., Спектор В. Б. Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 4. – С. 708–725.
- Пахомов М. М., Шофман И. Л., Прокончук Б. И. Условия формирования антропогенных отложений Чебединского разреза (нижнее течение р. Вилюй) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1975. – № 44. – С. 117–122.
- Петрографический кодекс России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 197 с.
- Петрографический кодекс. Магматические и метоморфические образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 128 с.
- Петрографический словарь. – М.: Недра, 1984. – 496 с.
- Пинчук Л. Я. История формирования рельефа восточной части Северо-Сибирской низменности и прилегающих территорий Средне-Сибирского плоскогорья // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. – Л.: Гидрометиздат, 1970. – С. 453–456.
- Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы // Вопросы геологии Азии. Т 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 444–465.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 48 с.
- Потуроев А. А. О трещинно-разрывной тектонике Далдыно-Алаkitского района // Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. – Якутск, 1975. – С. 57–72.

Пуминов А. П. Позднеледниковая и голоценовая эпохи на северо-востоке Средне-Сибирского плоскогорья по спорово-пыльцевым данным // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 9. – Новосибирск, 1964. – С. 20–47.

Радченко Г. П., Шведов Н. А. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Н. Тунгуски // Тр. НИИГА. – 1940. – Т. 157.

Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 271 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири (Новосибирск, 1979). Часть I. Верхний докембрий и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 215 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Часть III. Четвертичная система. – Л., 1983. – 84 с.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. – 91 с.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.

Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск, 1989. – 64 с.

Розен О. М., Бибикова Е. В., Журавлев Д. З. Архейские гранулиты Анабарского щита (Северная Сибирь): геохимия и геохронология // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 199–224.

Розен О. М. Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита // Геотектоника, 1995. – Т. 29. – № 2. – С. 3–14.

Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3–21.

Розен О. М., Манаков А. В., Суворов В. Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазонасного литосферного кила // Геотектоника. – 2005. – № 6. – С. 42–67.

Розен О. М., Аббясов А. А., Аксаментова Н. В. и др. Седиментация в раннем докембри: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений: Тр. ГИН РАН. Вып. 569. – М.: Научный мир, 2006. – 400 с.

Розен О. М., Андреев В. П., Белов А. Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. – М.: Наука, 1988. – 253 с.

Розен О. М., Вишневский А. М. и др. Строение земной коры Анабарского щита. – М.: Наука, 1986. – 198 с.

Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 2. – С. 163–180.

Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

Савицкий В. Е. Корреляция разрезов и схем стратиграфического расчленения кембрийских отложений Анабарской антеклизы // Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы: Тр. СНИИГГиМС. Т. 101. – Л.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 152–192.

Садовников Г. Н. Эволюция биоты траппового плато Средней Сибири // Палеонтол. журн. – 2016. – № 5. – С. 87–99.

Салихов Р. Ф. Надразломные пликвативные дислокации Алакит-Мархинского кимберлитового поля // Мат-лы VI Международной конференции: Новые идеи в науках о Земле. Т. 1. – М.: МГГРУ, 2003. – 104 с.

Смелов А. П., Тимофеев В. Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. – № 6. – С. 42–55.

Спектор В. Б. Рельеф Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). – 2001. – № 1. – С. 18–27.

Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н., Яковлев Б. Г. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулита далдынской серии Анабарского щита) // Минералогический журнал. – 1993. – Т. 15. – № 2. – С. 40–52.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016.

Стратиграфический кодекс России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.

Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1975. – 254 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии. – М.: Наука, 1985. – 247 с.

Суворов В. Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. – Новосибирск: Наука. 1993. – 136 с.

Суворов В. Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Докт. дисс. – Якутск, 1990.

Сухов С. С., Варламов А. И. Кембрийские рифовые образования Якутии (к истории исследований и перспективам их нефтегазоносности) // Актуальные вопросы геологии нефти и газа Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во СО РАН, 2004. – С. 63–78.

Сухов С. С., Пегель Т. В. Лито- и биофациальный анализ среднекембрийских отложений востока Сибирской платформы для реконструкции условий карбонатакопления // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования деятельности региональных стратиграфических схем. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. – С. 35–50.

Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н., Лопушинская Т. В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Силур Сибирской платформы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 403 с.

Тесаков Ю. И., Шпунт Б. Р. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений междуручья Оленька и Моркоки (Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы). – М.: Наука, 1967. – С. 10–20.

Тимашев И. Е. Поверхности выравнивания и некоторые особенности неотектонических движений Северного Верхоянья // Изв. Всесоюзного геогр. об-ва, 1971. – Т. 103. – Вып. 1. – С. 57–62.

Тихоненко В. И., Туркин А. Ю. К вопросу строения и возраста базитов трапповой формации бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 4(40). – С. 3–16.

Томишин М. Д., Лелюх М. И., Мишенин С. Г. и др. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. – 2001. – № 5. С. 19–24.

Томишин М. Д., Копылова А. Г., Салихов Р. Ф. Нижне-Томбинский трапповый комплекс как многофазная интрузия (северо-восток Тунгусской синеклизы) // Отечественная геология. – 2016. – № 6. – С. 52–64.

Треггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. – М.: Недра, 1958. – 185 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.

Утюпин Ю. В., Мишенин С. Г. Площадная локализация источников геопотенциальных полей на основе метода особых точек // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 10. – С. 1445–1452.

Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. Рудоконцентрирующие структуры и их соотношения с границами плит // Глобальные закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Недра, 1974. – С. 175–178.

Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 432 с.

Филиппов А. Г., Кулагина Н. В. Стратиграфия четвертичных отложений истоков р. Мархи // Геология кайнозоя юга восточной Сибири (тезисы докладов к совещанию). – Иркутск, 1987.

Филиппов Ю. А. Нижне-среднекембрийский рифогенный барьер на севере Сибирской платформы – объект первоочередных нефтегазопроисследовательских работ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 2 (18). – С. 25–35.

Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М.: Недра, 1998. – 555 с.

Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы: Тр. ВСЕГЕИ, Нов. Сер. Вып. 7. – Л.: ВСЕГЕИ, 1955. – С. 29–41.

Шабанов Ю. Я., Асташкин В. А., Пегель Т. В. и др. Нижний палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения). – Новосибирск: Наука, 1987. – 207 с.

Шепель А. Б., Гавриленко М. Е. Углеродистое вещество большеобъемных золоторудных проявлений нетрадиционного типа Федоровско-Магызы-Калтасской зоны (Кузнецкий Алатау) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – № 3, 4. – С. 71–85.

Шишкин Б. Б. К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедокембрийских образований на территории Западного Прианабарья // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. – Якутск, 1978. – С. 66–75.

Шишкин Б. Б., Журавлева И. Т. К проблеме нижней границы кембрия (нижнепалеозойские отложения Мархинской опорной скважины) // Геология и геофизика, 1990. – № 1. – С. 39–47.

Gregoire M., Rabinowicz M. and A. J. A. Janse. Mantle Mush Compaction: a Key to Understand the Mechanisms of Concentration of Kimberlite Melts and Initiation of Swarms of Kimberlite Dykes // Journal of Petrology. – 2006. – № 3. – P. 631–646.

Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. – 1993. – V. 310. – P. 1–35.

Jaeger J. C. Temperatures outside of cooling intrusive sheet // Amer. Jour. Sci. – 1959. – Vol. 257. – No. 1.

Lepkhina E. N., Rotman A. Y., Antonov A. V., Sergeev S. A. SHRIMP U-Pb Perovskite from kimberlited of the Siberian platform (Verhнемунское and Alakite-Marhinskoe fields) // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. № 9ИКС-А-00353, 2008.

McDonough W. F., Sun S. S. The Composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. Vol. 120. – P. 223–253.

Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxene in the crystallization of basaltic magma // Jour. Geol. – 1951. – Vol. 59. – 472 p.

Shatsky V. S., Zedgenizov D. A., Ragozin A. L., Kalinina V. V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // Gondwana Research. – 2015. – V. 28. – P. 106–120.

Smelov A. P., Timofeev V. F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. – 2007. – V. 12. – P. 279–288.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. – Blackwell, Oxford, 1985.

Фондовая

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Пуминов А. П. Геоморфология и четвертичные отложения Оленёк-Мархинского алмазодобывающего района. Отчет по теме 76-В, 1955. Сахагеоинформ № 1469.

Баташанова Л. В., Филиппов А. С., Барыбаева Л. Б. и др. Отчет о результатах нефтегазопроисследовательского бурения на Бысытыхской и Удачинской площадях по объекту: «Обобщение и анализ геологических материалов по площадям параметрического и поискового бурения в Якутской АССР» Кн. 1. Якутск, 1989. Сахагеоинформ № 17323.

Бергер А. Я., Предтеченский Н. Н., Минаева М. А., и др. Разработать и внедрить корреляционные литолого-стратиграфические схемы кембрия и силура Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1988. РФФ № 441997.

Блажжун Д. В. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Верхневилуйская (новая серия). Лист Р-50-І. СПб., 1996.

Бобкова З. С. Государственная геологическая карта СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000. Карта четвертичных отложений, лист Q-49 (Айхал), 1985. РФФ № 50989, 50990, 50991.

Бухмиллер И. А., Охлопков В. И. и др. Материалы к Геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Моркока. Листы Q-49-77-Б (а,б,г); В (в,г); Г (б,в,г) и Q-49-78-А (в,г); В; Г. Отчет о работе Моркокинской партии за 1972–1973 гг. АмГРЭ, 1974. Сахагеоинформ № 11488.

Васильева М. Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-49-ХVI. Министерство геологии СССР, 1960. Сахагеоинформ № 6723.

Васильева М. Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-49-ХVII. Министерство геологии СССР, 1960. Сахагеоинформ № 1043.

Волоотовский А. Г., Хабардин Ю. И. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Моркока (Q-49-77-А, В-В, В-а, Г-а). Отчет о работе Верхне-Моркокинской геологосъемочной и Ого-Юряхской поисковой партий за 1967 год. Ботуобинская экспедиция, 1968. РФФ № 288243.

Волоотовский А. Г., Черный С. Д. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Алакит (листы Q-49-66-В-в,г; Q-49-78-А-а,б; Q-49-78-Б). Отчет о работе Верхне-Алакитской геологосъемочной партии за 1966 г. Т. 1. Мирный, 1967. Сахагеоинформ № 8307.

Выриков А. В., Побережский В. А. и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения реки Алымды (лист Q-49-XXXI) // Мат-лы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. 1961. Якутск, АмГРЭ. Сахагеоинформ № 5167.

Выриков А. В., Рябоконь М. М. и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (южная половина листов Q-49-І,ІІ). Отчет о работе Кюенэликээнской партии за 1962–1963 гг. 1963, АмГРЭ. Сахагеоинформ № 6417.

Гаврилюк И. В., Грашин А. В. и др. Отчет о геологической съемке (каркасной) масштаба 1 : 50 000 на территории листов (Q-49-53-А,Б,В,Г; Q-49-54-А,Б,В,Г; Q-49-55-А,Б,В,Г; Q-49-56-А,Б,В,Г (по работам Верхне-Далдынской партии за 1973–1976 гг.)). 1977, АмГРЭ. Сахагеоинформ № 12701.

Гаращук В. М., Голубева Т. В., Панкратов А. А. и др. Отчет о результатах обобщения материалов по алмазности Далдыно-Алакитского района. Нюрба, 1971. АмГРЭ. РФФ № 315000.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Q-50-XXXI. Объяснительная записка. М., 1959.

Герасимчук А. В., Романов Н. Н. Отчет по теме: «Разработать и внедрить методику прогнозирования кимберлитов в Далдыно-Алакитском районе геофизическими методами», 1988. Фонды АмГРЭ № 1733.

Гильманов Д. Х., Хюппенен А. П., Лупейчук В. О. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка к листу Q-49-XXIII. 1962. Фонды СНИИГТИМС № 1047.

Гиниятуллин И. М., Копылов Г. Н. Отчет о групповой геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000 в бассейне среднего течения р. Моркока (листы Q-49-115-А,Б,В,Г; Q-49-116 А,Б,В, Г; Q-49-117-А,Б,В,Г; Q-49-118-А,Б,В,Г; Q-49-128-А,Б; Q-49-129-А,Б; Q-49-130-АБ) по результатам работ Средне-Моркокинской партии в 1982–1986 гг. Мирный. БГРЭ, 1986. Сахагеоинформ № 16137.

Горев Н. И. Отчет по теме: «Прогнозный мониторинг геологоразведочной деятельности АК «АЛРОСА» (ЗАО) на Сибирской платформе на основе составления специализированных на алмазы разномасштабных карт». АК «АЛРОСА», ЯНИГП ЦНИГРИ, 2005. РФФ № 485957.

- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, лист Q-50-XXXI, XXXII (новая серия). СПб., 2001.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, лист P-50-I,II (Серия Верхневилуйская). СПб., 1996.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-49-Оленёк. СПб., 2016.
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Верхневилуйская, листы Q-49-XXXV, XXXVI, 1964. РФФ № 14139, 14140, 14141.
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы Q-49-III,IV. Объяснительная записка. М., 1979.
- Граусман В. В. и др.* Отчет по теме: «Корреляция и изучение стратиграфии продуктивных отложений верхнего докембрия и фанерозоя нефтегазоносных районов Якутской АССР» (Заключительный) Кн. 1. ПГО «Ленанефтегазгеология». Якутск, 1983. Сахагеоинформ № 15085.
- Граусман В. В. и др.* Отчет «Изучение разрезов глубоких скважин, расчленение и корреляция их с целью обеспечения стратиграфической основы нефтегазопроисковых работ в ЯАССР». Якутск, 1989. РФФ № 449318.
- Граусман В. В.* Информационная справка о стратиграфических подразделениях, выделяемых в разрезах рифея, венда и кембрия глубоких скважин Западной Якутии. Якутск, 1989.
- Граусман В. В., Жерновский В. П. и др.* Изучение разрезов глубоких скважин, расчленение и корреляция их с целью обеспечения стратиграфической основой нефтегазопроисковых работ в ЯФССР. Якутск, 1986. РФФ № 429835.
- Грицик В. В. и др.* Окончательный сводный отчет о результатах бурения Мархинской опорной скважины. Нюрба, 1965. Сахагеоинформ № 7567.
- Грицик В. В., Грицик Е. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Q-49-XII. 1962. Сахагеоинформ № 6719.
- Грицик В. В., Грицик Е. П. и др.* Геологическое строение бассейнов верховьев рек Муны, Силигира и Эйэкинта // Мат-лы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. Лист Q-49-XII. 1958. АмГРЭ № 2608.
- Грицик Е. П., Осипов Ю. А.* Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов среднего течения рек Оленёк и Силигир (листы Q-49-III,IV – северная часть, Q-49-VI – западная часть). Сводный отчет о работе Оленёкской и Силигирской партий за 1963 г. АмГРЭ, 1963. Сахагеоинформ № 7017.
- Гроздилов А. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-49-XIII. Министерство геологии СССР, 1959. Сахагеоинформ № 6720.
- Дукардт Ю. А.* Легенда Верхневилуйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Геологическое доизучение ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000, составление и подготовка к изданию листов Q-50-XXIII,XXIV; Q-50-XXVII,XXVIII Государственной геологической карты РФ (новая серия), составление Легенд Верхневилуйской и Нижневилуйской серий листов Госгеолкарты-200, Тюкянский объект. Мирный, 2002. РФФ № 482141.
- Евграфов А. А.* Региональные геофизические работы в зоне сочленения Курейской синеклизы и Анабарской антеклизы на Вилуйско-Мархинской площади, ОАО «Центральная геофизическая экспедиция», Новосибирск, 2013. РФФ 512738.
- Ефимов А. О., Савранский Б. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Листы Q-49-IX,X. Якутск, 1963. Сахагеоинформ № 6435.
- Ефимов А. О., Савранский Б. И., Васильева М. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхневилуйская. Лист Q-49-IX,X. Объяснительная записка. Министерство геологии СССР, 1971. Сахагеоинформ № 10542.
- Ефимов А. О.* Объяснительная записка к листам Q-49-IX; Q-49-X. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. 1963. Сахагеоинформ № 6535.
- Ефимов А. О., Мащак М. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка к листам Q-49-XXIX,XXX. 1964. Фонды СНИИГГиМС № 1049.

Зайцева Ю. Л. Создание информационной базы данных для проведения количественной оценки ресурсов углеводородного сырья Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (без Анабаро-Хатангской НГО, Лено-Анабарской НГО) по состоянию изученности на 1.01.2017 г. (нефть, газ, конденсат). АО «СНИИГГиМС». Новосибирск, 2019. Фонды СНИИГГиМС.

Зимин Л. А., Петелина Н. А., Попивняк И. В. и др. Отчет о работах по «Изучению особенностей вещественного состава и алмазности коренных месторождений алмазов (на примере трубок Юбилейная, Сытыканская, Айхал) для совершенствования методики поисков богатых кимберлитовых тел». Нюрба, 1980. Сахагеоинформ, № 13960.

Зуева Т. В., Ивлиев К. А. Опорная легенда Айхальской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000. Айхал, 1991.

Ивлиев К. А., Серегин В. Г. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в бассейне среднего течения р. Моркоки Мас-Юряхской партией на листах Q-49-88,89,90,91,92 в 1976–1980 гг. АмГРЭ, 1980. Сахагеоинформ № 14088.

Ивлиева Т. В. и др. Карты аномального магнитного поля (ΔТ) масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 на территории листов Q-49-ХIV,ХV,ХVI, ХVII,ХVIII,(ХХ),(ХХI),(ХХII). Объяснительная записка. АмГРЭ, 1977. Сахагеоинформ № 12865.

Ивлиева Т. В., Токусаров М. Д. и др. Карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 на территорию листов Q-49-ХХIII,ХХIV и южные части листов Q-49-ХХ,ХХI,ХХII. Объяснительная записка. АмГРЭ, 1980. Сахагеоинформ № 13962.

Калмыков Б. А. Отчет о результатах поисковых работ по оценке перспектив алмазности междуречья Вилой–Моркока в 1988–1996 гг. АмГРЭ, 1996. Сахагеоинформ № 19096.

Камышева Г. Г., Ивлиев К. А. Отчет по теме: «Комплексные исследования физических свойств кимберлитов, траппов, метаморфических пород архея и выяснения их природы для интерпретации материалов наземных магнито- и электроразведочных работ в Далдыно-Алаkitском и Муно-Тюнгском алмазоносных районах». 1973. Ф. АмГРЭ № 1247.

Клочков В. П., Попов И. П. и др. Материалы к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Лахарчааны и верховий р. Батыр (листы Q-49-ХХVII, южная часть, Q-49-ХХХIII). Амакинская экспедиция, 1972. Сахагеоинформ № 9824,10675.

Ковальский В. В., Мокишанцев К. Б., Брахфогель Ф. Ф. и др. Кимберлитовый магматизм восточной части Сибирской платформы и критерии прогнозирования алмазоносных кимберлитовых тел. Якутск, 1974. Сахагеоинформ № 11577.

Ковальчук О. Е. Отчет по теме «Исследование алмазов и информативных минералов из кимберлитовых тел и ореолов рассеяния комплексом лабораторно-аналитических методов на поисковых площадях территории деятельности АК за 2009–2012 гг.», НИГП АК «АЛРОСА». Мирный, 2012. Ф. АмГРЭ.

Комзин В. Б., Аргылов Е. Н., Кондратьев П. С. Отчет по работам «Составление карт комплексной геологической интерпретации дистанционных фотоматериалов на западную часть Якутской кимберлитовой провинции масштабов 1 : 1 000 000–1 : 200 000, проведенным в 1988–1991 гг.». ЦПСЭ ПГО «Якутскгеология», Якутск, 1991. Сахагеоинформ № 18015.

Корзилов А. Н. Отчет о разведке месторождения бутового камня Трапповое с подсчетом запасов в районе трубки Айхал за 1961–1962 гг. 1963. Ф. АмГРЭ.

Костровицкий С. И., Альмова Н. В., Яковлев Д. А. Информационный отчет по выполнению х/договора № 16/03: «Определение вещественного состава кимберлитов Алаkit-Мархинского поля, идентификация древних ореолов на основе химизма пикроильменита. Иркутск, 2008.

Корчагин О. А., Котова С. В. и др. Обработка и комплексная интерпретация геолого-геофизических данных, полученных при проведении ГРП на нефть и газ за счет средств федерального бюджета в 2014–2016 гг. на территории Сибирского, Приволжского ФО и шельфа РФ с целью уточнения геологического строения и выявления новых перспективных объектов УВ». Гос. контракт № 82, АО Росгео, 2019. Т. 13. «Оценка перспектив нефтегазоносности зон развития рифейских, вендских и кембрийских рифовых систем в

- центральной части Сибирской платформы (Танхайский и Северо-Мирнинский участки) и подготовка объектов под параметрическое бурение. АО Росгео. М., 2019. РФФ № 533739.
- Кошик Л. И., Гуйнов Б. А. и др.* Отчет по теме: «Изучение особенностей геологического строения, вещественного состава и алмазности сложнопостроенных кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского алмазодобывающего района с целью выяснения закономерностей размещения и критериев оценки слагающих их рудных столбов», выполненный Айхальской ГРП в 1985–1988 гг. ПГО «Якутскгеология», АмГРЭ. Айхал, 1988. Сахагеоинформ № 17052.
- Кривулин К. П.* Материалы к Государственной геологической карте СССР (серия Верхне-Вилуйская, листы Q-49-XXII, Q-49-XXIII). Информационный отчет партии 226 о результатах контрольно-увязочных маршрутов за 1958 г. АмГРЭ, 1960. Ф. АмГРЭ № 3710.
- Кулаев Ю. В., Овчинников С. В. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисковых работах на алмазы в бассейне верхнего течения р. Ыгыатта на территории листов Q-49-130-В,Г; Q-49-131-В,Г; Q-49-142-Б,Г; Q-49-143-А,Б,В,Г; Q-49-144-А,Б-а,в,В,Г-а,в по работам Озерной партии за 1978–1981 гг. БГРЭ, 1981. Сахагеоинформ № 14259.
- Лазебник А. П., Павлов В. А.* Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки Далдыно-Алакитского района масштаба 1 : 200 000 листов Q-49-XXVI; XVI; XVII; XXII за 1985–1988 гг. Т. 1. Айхал, 1988. Сахагеоинформ № 17037.
- Лазебник А. П., Павлов В. А.* Отчет о результатах поисков перспективных участков на гидроминеральное сырье в Далдыно-Алакитском и прилегающих к нему алмазодобывающих районах в 1988–1991 гг., АмГРЭ, Айхал, 1991. РФФ № 460084.
- Лелюх М. И.* Отчет по теме: «Составить карту остаточных перспектив алмазности с районированием по надежности проведенного опробования на изученную часть Алакит-Мархинского кимберлитового поля в масштабе 1 : 50 000 (1 : 25 000), выполненной тематической партией в 1989–1992 гг.», 1992. Ф. АмГРЭ № 338.
- Лелюх М. И., Никулин В. И., Поляничко В. В.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Алакит и Марха в 1991–1995 гг. (Объект Западный). Айхал, 1995. Ф. АмГРЭ.
- Лелюх М. И., Сомов С. В. и др.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ Верхне-Алакитской партии на алмазы в бассейне верхних течений рек Мархи и Алакита за 1976–1981 гг. Айхал, 1981. Ф. АмГРЭ № 2153.
- Липенков Г. В., Мащак М. С., Кириченко В. Т. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабарская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб., 2015. РФФ № 57676, 57677, 57678.
- Ломакин Ю. А.* Материалы к Геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Алакит. Листы Q-49-65; 66-А,Б,В-а,б; 67-А. Отчет о работе Алакитской партии за 1972–1974 гг. АмГРЭ, 1984. Сахагеоинформ № 15507.
- Ломакин Ю. А., Кирий А. Н., Мухина Т. В.* Обобщение геолого-геофизических материалов по районам деятельности Амакинской экспедиции с целью составления каталогов алмазоперспективных территорий, площадей и участков, рекомендуемых для постановки работ на алмазы. Алмазы России-Саха АК, АмГРЭ, Айхал, 1997. РФФ № 470672.
- Ломакин Ю. А., Фолисевиц М. Я. и др.* Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 50 000. «Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Мархи» (листы Q-49-79-А,В,Г; Q-49-80-В). АмГРЭ, 1972. Сахагеоинформ № 10748.
- Лупейчук В. О., Хюппенен Т. П. и др.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение части бассейнов верхнего течения рек Моркока–Мархарата, Дюерэни и среднего течения р. Моркоки (лист Q-49-XXIX). Отчет о работе партии 226 за 1959 г. АмГРЭ, 1960. Сахагеоинформ № 4162.
- Макаров В. В., Хмельков А. М., Дмитриева С. Е. и др.* Отчет о результатах мелкомасштабных поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Нижняя Томба,

Могды, Моркока в 2011–2015 гг. (Объект Нижне-Томбинский). Лицензия ЧКУ 03070 КП. АмГРЭ. Айхал, 2015. РФФ № 520901.

Матвеев В. Д. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Айхальской площади за 1989–1990 гг. (Айхальская сейсморазведочная площадь № 9/89–90), Масштаб 1 : 200 000. Якутск, 1991. Сахагеоинформ № 17632.

Машталярчук Д. Д. Отчет Могдинской партии о подготовке площади листов Q-48–60, Q-49-49,51,52,61,62 для ГСР-50 (Могдинский объект), проведенной в 1991–1995 гг. АмГРЭ, 1995. Сахагеоинформ № 18617.

Мащак М. С., Масайтис В. Л., Наумов М. В. и др. Усовершенствование базитов легенды Верхневилуйской и Нижневилуйской серий листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (новая серия). СПб., 2002. Сахагеоинформ № 17131.

Мащак М. С., Сотникова Г. Г., Бергер А. Я. и др. Легенда Мархинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). СПб., 2002. Фонды ВСЕГЕИ.

Мерзлякова О. М., Колесов В. К. и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Айхальской площади за 1982–1983 гг. (Айхальская сейсморазведочная партия № 9/82-83). ПГО «Леннефтегазгеология». Якутск, 1984. Сахагеоинформ № 15175.

Мишин В. М. и др. Отчет о работе: «Составление прогнозных карт на западную группу районов Якутской алмазоносной провинции масштаба 1 : 500 000». Якутск, 1977. РФФ № 360444.

Орлова Э. Ф., Садовников Г. Н. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Новая. Лист Q-48,49 (Айхал). Карта дочетвертичных образований. ВСЕГЕИ. 1985. РФФ № 50992, 50993, 50994.

Осташкин И. М., Егорова М. Н., Осташкина В. И. и др. Отчет по составлению карты масштаба 1 : 500 000 геологической интерпретации материалов аэро- и космических съемок на Якутскую алмазоносную провинцию с целью поисков кимберлитовых полей и тел (восточная и южная части) за 1977–1980 гг. Москва–Якутск, 1980. Сахагеоинформ № 13804.

Павлов В. А. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в Далдыно-Алаakitском районе в пределах листов Q-49-XVI, XVII, XXII за 1980–1984 гг. 1984. Ф. АмГРЭ.

Парасотка Б. С. и др. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 50 000, проведенной в 1975 г. в Юго-Западной Якутии. Мирный, 1976. РФФ № 357380.

Петров С. Б., Лазебник А. П., Косырев А. П. Отчет о результатах мерзлотно-инженерно-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 в пределах листов O-49-57, -58; -67-А,Б,В-а,б,Г-а,б; -68-А,а,б,Б,Г; -69-А,Б; -70-А,Б; -79-А,в,г,Б-в; 80-Б (ЯАССР) по работам Далдынской партии № 8/78 в 1978–1979 гг. Якутск, 1979. РФФ № 379277.

Побережский В. А. и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Вилой и нижнего течения рек Улахан-Вава и Сээн (листы Q-49-XXV, XXVI). Отчет о работе Вавуканской партии за 1963–1964 г. АмГРЭ, 1964. Сахагеоинформ № 7019.

Подмогов Ю. Г. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ, проведенных на водоразделе рек Мархи, Сытыкана, Сохсолооха-Алаakit в 1979–1982 гг. 1982. РФФ № 400566.

Подмогов Ю. Г. Отчет о результатах среднемасштабных сейсморазведочных работ МОГТ в северо-восточной и юго-западной частях Алаakit-Мархинского кимберлитового поля, проведенных в 1984–1985 гг. (Сытыканский объект). Мирный, 1985. РФФ № 422657.

Подмогов Ю. Г. Отчет о результатах среднемасштабных сейсморазведочных и электроразведочных работ в юго-восточной части Алаakit-Мархинского кимберлитового поля в 1985–1987 гг. 1987. Ф. АмГРЭ.

Подмогов Ю. Г. и др. Отчет о результатах среднемасштабных сейсморазведочных работ МОГТ и электроразведочных МПП в бассейнах р. Далдын в 1984–1986 гг. Иреляхская ГРЭ, Мирный, 1987. РФФ № 432809.

Покровский М. В. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000, проведенной в междуречье Джерба, Бирюк, Меличан в 1987–1993 гг. Т. 1–4. Мирный, 1993. РФФ № 465232.

Полунин Б. Н. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000, серия Верхневилуйская, листы Q-49-XXXIII, XXXIV. 1998. РФФ № 52385, 52386, 52387.

Помазанский Б. С., Липашева А. Н., Кедрова Т. В. Отчет по теме: «Комплексные исследования алмазов на территории Якутской алмазодобывающей провинции» за 2010–2013 гг., НИП АК «АЛРОСА». Мирный, 2013. Ф. АмГРЭ.

Попов И. П., Полунин Б. Н. и др. Материалы к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 «Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Вилюй» (листы Q-49-XXXI, XXXII). Отчет Вилюйской партии за 1971–1973 гг. Т. 1. Амакинская экспедиция, 1974. Сахагеоинформ № 11532.

Постеев В. И. Отчет о результатах ГМТЗ в Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском районах в 1978–1981 гг. Иркутская партия, 1981. Сахагеоинформ № 15318.

Постеев А. В. Комплексные геофизические работы: сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия, геохимия, аэромагнитометрия; на Олгуйдахской площади (Мирнинский, Сунтарский, Нюрбинский районы (улусы) Республики Саха (Якутия), ОАО «Якутскгеофизика», Якутск, 2015. РФФ № 515844.

Потуров А. А. Отчет о результатах работ по теме № 24: «Составление прогнозных карт для Далдыно-Алакитского района за 1975–1977 гг. Составление карт прогноза масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000». 1977. РФФ № 360583.

Потуров А. А., Васильева М. Н., Горяшин В. А. Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение междуречья Мархи и Алакита (листы Q-49-66-Г; Q-49-67-В,Г; Q-49-68-В). Отчет Алакитской (№ 267) партии за 1962–1963 гг. 1963. Сахагеоинформ № 6416.

Рабкин М. И., Вишневецкий А. Н., Лопатин Б. Г. и др. Отчет по теме № 332: «Метаморфизм и ультраметаморфизм Анабарского кристаллического щита». Л., 1968. Фонды НИИГА.

Романов Н. Н. Отчет о научно-исследовательской работе «Изучение особенностей физико-геологического строения кимберлитовых полей как основы прогнозирования новых проявлений кимберлитов». Мирный, 1985. Ф. АмГРЭ.

Романов Н. Н., Герасимчук А. В. и др. Изучить глубинное строение территории, сопредельных с освоенными алмазодобывающей промышленностью районами, определить направление поисковых работ. Раздел отчета «Разработать научное обоснование направлений геологоразведочных работ на алмазы на XIII пятилетку для Сибири и Дальнего Востока» по госзаказу № 11 за 1988–1990 гг.». Мирный, 1990 г. Сахагеоинформ № 17654.

Рыбченков В. Н., Никаноров Н. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка к листу Q-49-XXIV. 1956. Фонды СНИИГГиМС № 1048.

Саввин В. В. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и геоэкологической съемки масштаба 1 : 500 000 в пределах листов Q-49-А,Б в 1991–1996 гг. (Объект «Гидрогеологический-IV»). АмГРЭ, 1997. Сахагеоинформ № 19065.

Савицкий А. П., Барышникова И. А., Голубев А. М. и др. Методология и технология геофизического обеспечения прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на высоколиквидные и дефицитные виды твердых полезных ископаемых (за исключением топливно-энергетических). Отчет о НИР по базовому проекту ТГ-11, Госконтракт № ПС-03-65/1767. ФГУ НПП «Геологоразведка». СПб., 2005. РФФ № 486271.

Салихов Р. Ф. Отчет о результатах проведения геологических картосоставительских работ по листам Q-49-XXI, XXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание) в 2001–2004 гг. АмГРЭ, Айхал, 2007. Сахагеоинформ № 20970.

Салихов Р. Ф., Морозов Н. Е., Цой И. Г. и др. Отчет о результатах поисковых работ по доизучению структурно-тектонического строения территории Далдыно-Алакитского алмазодобывающего района с целью уточнения факторов контроля кимберлитового магматизма в 2004–2008 гг.» (объект Подтрапповый). Айхал, 2008. Сахагеоинформ № 21241.

Салтыков О. Г. Оценка перспектив алмазонасности Восточной окраины Тунгусской синеклизы на основе палеореконокструкций фациальных обстановок позднего палеозоя. (1985–1988 гг.), Л.: ВСЕГЕИ, 1988. Ф. ВСЕГЕИ.

Сарычев И. К., Харьков А. Д. Отчет по поискам бурых углей на участке Мархинском в районе трубки Айхал в 1960–1963 гг. Нюрба, 1964. РФФ № 255263.

Сафьянников Ю. В., Макасы Л. И. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Еркютей и правобережья р. Ыгыатта в районе ее притока Балабыл-Сиана. Листы Q-50-133-Г-б,г; Q-50-134-В-а,в; P-50-1-Б-б,г; P-50-2-А-а,в. Т. 1–3. 1970. РФФ № 304125.

Свириденко М. М. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту: «Создание комплектов современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листов R-49, R-52, P-39, P-55, O-37, M-54, Q-53, Q-60, Q-42». Отчет по Государственному контракту № АМ-02-34/05 от 25.04.2011 г. СПб., 2013. РФФ № 514116.

Серов В. П. Отчет Верхне-Алаakitской партии о результатах работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Алаakit и Тегюрюк за 1984–1987 гг. Айхал, 1988. РФФ № 439280.

Сивчиков В. Е. и др. Отчет о результатах работ по оценке перспектив и районированию территории среднего течения р. Моркоки по условиям поисков погребенных кимберлитовых тел в 2006–2011 гг.». АК «АЛРОСА» (ЗАО), 2011. Ф. АмГРЭ.

Скундин В. С., Азарова В. Г. и др. Отчет «Геологическое доизучение в масштабе 1 : 200 000 на листах R-49-XXXV, XXXVI; R-50-XXXI; Q-49-V, VI, XI, XII; Q-50-I, VII» (партия № 3, за 1975–1980 гг.). ПГО «Аэрогеология», 1980. Сахагеоинформ № 13921.

Сметанникова Л. И., Тихоненко В. И., Туркин А. Ю. и др. Геологический отчет «Выполнение картосоставительских работ в пределах листа Q-49 – Удачный» в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Создание и подготовка к изданию комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 по группе листов территории РФ». СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2021.

Сомов С. В. Отчет Верхне-Алаakitской партии о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне верхних течений рек Алаakit и Моркока, 1990. Ф. АмГРЭ.

Сомов С. В. Отчет о результатах геологопоисковых работ на алмазы в бассейне верхнего течения реки Алаakit за 1981–1984 гг., 1985. Ф. АмГРЭ.

Софьянникова В. С. Отчет о результатах параметрического бурения на Унга-Хахсыкской, Батырской и Северо-Джекиндейской площадях, пос. Кызыл-Сыр, 1992. Сахагеоинформ № 17967.

Специус З. В., Ротман А. Я., Тарских О. В. Отчет по теме: «Вещественно-минералогическое изучение разведываемых и разрабатываемых коренных месторождений алмазов и информативно важных кимберлитовых тел на территории геологоразведочной деятельности АК «АЛРОСА» (объект «Коренные источники-5»). Кн. 6. Мирный, 2010.

Специус З. В., Тарских О. В. Отчет по теме: «Вещественно-минералогическое обеспечение прогнозных и поисковых работ на алмазы на основе создания геолого-петрологических моделей магматических источников алмазов» за 2010–2013 гг. (объект «Магматической-1») Кн. 5. Мирный, 2013.

Старосельцев В. С., Герд А. А. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата НПП Сибирской платформы по состоянию изученности на 1.01.2009 г. ФГУП «СНИИГГиМС». Новосибирск, 2010. Ф. СНИИГГиМС № 2350.

Суворов В. Д. и др. Отчет о результатах изучения глубинного строения Далдыно-Алаakitского алмазонасного района методом глубинного сейсмического зондирования в 1985–1986 гг. Q-49-IX–XI, XV–XVIII, XXIII, XXIV. Якутск: СО АН СССР. Якутский филиал, 1986. Сахагеоинформ № 16060.

Суворов В. Д. и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ ГСЗ в бассейне среднего течения р. Моркока с целью изучения глубинного строения и выявления площадей, перспективных для поисков новых кимберлитовых полей в 1991–1992 гг. P-49-II, XXVIII, XXX; Q-49-XIV, XV, XVII, XIX, XXI, XXVI, XXVII, XXVIII, XXX, XXXI, XXXIII, XXXIV, XXXVI; Q-50-XII, XXVIII, XXX. Якутск: СО АН СССР. Якутский филиал, 1992. Сахагеоинформ № 18019.

Суворов В. Д. Отчет о результатах проведения сейсморазведки ГСЗ в бассейне р. Моркока для выявления площадей, перспективных для поисков новых кимберлитовых полей в 1992–1993 гг. Сахагеоинформ № 18046.

Сухов С. С. Усовершенствование легенды Госгеолкарты-200 для территории сочленения Верхневилуйской и Мархинской серий (применительно к Далдыно-Алаakitскому алмазоносному району). Новосибирск, 2003. Ф. АмГРЭ.

Тамбовцев А. А., Михалюк Г. М. Отчет Хорбусуонской партии о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 и поисковых работах на алмазы на площади листов R-51-30,31,32 в 1983–1988 гг. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Оленёк. Нюрба, 1988. РФФ № 439541.

Убинин С. Г., Мишенин С. Г., Сунцова С. П. и др. Отчет по теме «Создание корреляционных схем базитового магматизма восточной части Тунгусской синеклизы, в том числе Далдыно-Алаakitского и Мало-Ботубинского алмазоносных районов» за 1996–2001 гг. АмГРЭ. АК «АЛРОСА», Айхал, 2001. РФФ № 477945.

Устинов В. И. и др. Отчет о результатах производственно-тематических работ по теме: «Изучение структурно-тектонических и геохимических особенностей района коренных месторождений алмазов трубок Айхал и Удачная» за 1980–1982 гг. Айхал, 1983. РФФ № 404020.

Фолисеvич М. Я. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 на территории листов Q-49-75, 76, 87 по работам Моркокинской партии (Кюндэйский объект) в 1978–1983 гг. Нюрба, 1984. Фонды АмГРЭ № 362.

Фолисеvич М. Я. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000, серия Верхневилуйская, листы Q-49-XXXI, XXXII. ГК 1:200 000. 1998. РФФ № 52286, 52287, 52288.

Фолисеvич М. Я., Охлопков В. И. Отчет о геологическом доизучении Айхальского рудного узла в пределах площади листов Q-49-66-В,Г; 67-В,Г; 68-В,Г; 78,79,80 в 1991–1996 гг. АмГРЭ, 1996. Сахагеоинформ № 18993.

Фолисеvич М. Я., Петров В. И. Опорные легенды Далдыно-Алаakitского, Эбеляхского и Кютюндинского блоков листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (новая серия). Айхал, 1993. Сахагеоинформ № 16962.

Фолисеvич М. Я., Синицын В. В. и др. Отчет о геологической съемке (каркасной) масштаба 1:50 000 на территории листов Q-49-82-Г; Q-49-83-А,Б,В,Г; Q-49-93-А,Б; Q-49-94-А,Б; Q-49-95-А,Б (по работам Мархараканской партии в 1972–1976 гг.), 1977. ГУП Сахагеоинформ № 12773.

Фортунатова Н. К., Ларкин В. Н., Старосельцев В. С. и др. Оценка перспектив развития ресурсной базы угледорождений в Ленско-Тунгусской нефтегазоносной провинции на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов по рифейским, вендским и кембрийским нефтегазоносным отложениям». ФГУП «ВНИГНИ», М., 2010. РФФ № 496261.

Чернов М. К., Устинов В. И., Гальченко И. И. и др. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне верхнего течения р. Марха 1984–1987 гг., Айхал, Q-49-54–58, 65–68, 77–80. Сахагеоинформ № 16465.

Шамишина Э. А., Тарабукин В. П., Митюхин С. И. Геохронология кимберлитовых магматитов Далдыно-Алаakitского района по теме № 10-156 ИГН СО РАН за 1993–1998 гг. Якутск, 1999. РФФ № 473434.

Шпунт Б. Р. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхневилуйская. Листы Q-49-VII, VIII. Объяснительная записка. Якутск, 1971, Сахагеоинформ № 1035.

Щигорева Н. В. Отчет по объекту 70-41 «Комплексные геофизические работы на Верхне-Вилуйском объекте (сейсморазведка, электроразведка, гравиразведка, аэромагниторазведка). Мирнинский район (улус), Республика Саха (Якутия)», ОАО «Сибнефтегеофизика». Новосибирск, 2013. Ф. Сибнефтегеофизика № 1657.

Ягнъшев Б. С. Геолого-геохимические особенности Моркокинской и Ыгыаттинской площади Западной Якутии. Отчет Западно-Якутской партии ЦПСЭ ЯПГО по результатам опытно-методических геолого-геохимических работ масштаба 1:200 000 в восточном

обрамлении Тунгусской синеклизы в пределах Моркокинской и Ыгыаттинской площади с целью подготовки их к детальному поискам на алмазы за 1988–1991 гг. Листы Q-49, P-50. Якутск: ЦПСЭ, 1991. Сахагеоинформ № 17634.

Ягнышев Б. С., Крюковский Д. А., Ягнышева Т. А. и др. Отчет о результатах работ по подготовке геохимической основы ГК-1000/3» на листы Q-49,50. Якутск, 2003. Сахагеоинформ.

Ягнышев Б. С., Ягнышева Т. А., Кошик Л. И. Атлас кимберлитовых тел Алаakit-Мархинского поля Якутской кимберлитовой провинции. Якутск, ЦКТЭ, 1988. Сахагеоинформ № 16995.

Ян-жин-шин В. А. и др. Стратиграфические схемы позднего докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя Западной Якутии, силура и девона Восточной Якутии. Отчет по теме «Совершенствование легенд Госгеолкарты-200. Подготовка стратиграфических схем позднего докембрия и фанерозоя Западной Якутии» за 2000–2001 гг. Якутск, 2002. РГФ № 479458.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, первичных геохимических ореолов, геофизических аномалий, показанных на листе Q-49 – Удачный Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Н е ф т ь			
I-1-3	П	Река Кюэнекеян, лев. пр. р. Арга-Сала	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-1-4	П	Река Кюэнекеян, лев. пр. р. Арга-Сала	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-8	П	Руч. Сохсолох, лев. пр. р. Алакит	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-16	П	Руч. Сохсолох, лев. пр. р. Алакит	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-18	П	Руч. Сытыкан, пр. пр. р. Далдын	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-41	П	Руч. Леппириен	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-109	П	Верховья р. Далдын	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-112	П	Верховья р. Сохсолох	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-1	П	Водораздел рек Далдын–Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-2	П	Водораздел рек Далдын–Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-8	П	Водораздел рек Далдын–Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-79	П	Водораздел рек Далдын–Марха	Орлова Э. Ф. и др., 1985
Твердые горючие ископаемые			
У г о л ь к а м е н н ы й			
III-1-9	П	Правый пр. р. Туколойа	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-1-2	П	Верховья р. Сян, пр. пр. р. Виллой	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-2-25	П	Руч. Уэсян-Тюсер-Юряге, пр. пр. р. Моркока	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-1-1	П	Река Вавукан, в 14 км выше устья	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-1-2	П	Река Вавукан, в 14 км выше устья	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-1-3	П	Река Улахан-Вава	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-2-2	П	Река Потенакта	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-2-3	П	Река Улахан-Вава, пр. пр. р. Виллой	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-1-2	П	Верховья р. Амбардах	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-1-3	П	Устье р. Лахарчаана	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-2-3	П	Устье р. Лахарчаана	Орлова Э. Ф. и др., 1985

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-2-4	П	Устье р. Хахсык	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-2-5	П	Устье р. Хахсык	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-2-7	П	Устье р. Хахсык, пр. пр. р. Лахарчаана	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-2-8	П	Правый берег р. Виллой, в устье р. Лахарчаана	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-2-9	П	3,6 км ниже устья р. Лахарчаана, пр. пр. р. Виллой	Попов И. П., и др., 1974
VI-2-11	П	Река Амбардах	Полунин Б. Н., 1998
VI-2-13	П	Левый берег р. Виллой, в 3,7 км ниже устья р. Амбардах	Полунин Б. Н., 1998
VI-5-40	П	Верховья р. Олгуйдах	Государственная ..., 1996
VI-5-42	П	Междуречье Моркока–Ыгыатта	Государственная ..., 1996
VI-6-2	П	Верховья р. Ыгыатта	Государственная ..., 1996
VI-6-8	П	Верховья р. Ыгыатта	Государственная ..., 1996
VI-6-12	П	Верховья р. Олгуйдах	Государственная ..., 1996
VI-6-15	П	Верховья р. Олгуйдах	Государственная ..., 1996
VI-6-16	П	Верховья р. Олгуйдах	Государственная ..., 1996
Уголь бурый			
III-3-16	ММ	Черное	Сарычев И. К. и др., 1964
III-2-19	П	Среднее течение р. Тасей	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-3-32	П	Верховья р. Алакит	Ломакин Ю. А. и др., 1997
IV-1-4	П	Верховья р. Сян, пр. пр. р. Виллой	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-2-26	П	Верховья р. Кюнде, пр. пр. р. Моркока	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-2-27	П	Река Лев. Кюнде	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-2-29	П	Река Лев. Кюнде	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-3-22	П	Река Тегюрюк	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-29	П	Верховья р. Алакит	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-33	П	Верховья р. Тегюрюк, пр. пр. р. Моркока	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-39	П	Моркокинское	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-50	П	Река Моркока, 10 км ниже устья р. Тегюрюк	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-59	П	Верховья р. Сохсолох	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-4-4	П	Верховья р. Сохсолох	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-31	П	Водораздел рек Чукука–Марха	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-32	П	Водораздел рек Сохсолох–Марха	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-69	П	Верховья р. Сохсолох	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-103	П	Река Марха	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-109	П	Верховья р. Сохсолох	Салихов Р. Ф., 2007

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-4-118	П	Верховья р. Мас-Юрях	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-123	П	Верховья р. Мас-Юрях	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-128	П	Верховья р. Мас-Юрях	Салихов Р. Ф., 2007
V-4-1	П	Река Керехтях	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-5-3	П	Река Сикили, лев. пр. р. Моркока	Орлова Э. Ф. и др., 1985
V-6-1	П	В 10,5 км на юг от устья р. Хангас-Хахсык	Орлова Э. Ф. и др., 1985
VI-3-1	П	Долина руч. Курунг-Юрях, в 21,4 км от устья по аз.120°	Клочков В. П. и др., 1972
VI-3-3	П	Руч. Батыр, в 2,1 км ниже по течению от устья р. Кеннех	Клочков В. П. и др., 1972
VI-3-9	П	Река Сырган, лев. пр. Река Алымдя	Клочков В. П. и др., 1972
VI-4-6	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-7	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-8	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-9	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-11	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-14	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-15	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-18	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-20	П	Река Сырган	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-24	П	Река Сырган	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-31	П	Река Сырган	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-34	П	Река Сырган	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-35	П	Река Сырган	Полунин Б. Н., 1998
VI-4-36	П	Река Сырган	Полунин Б. Н., 1998
VI-5-21	П	Река Сырган	Государственная ..., 1964
VI-5-22	П	Река Сырган	Государственная ..., 1964
VI-5-24	П	Река Сырган	Государственная ..., 1964
VI-5-26	П	Река Сырган	Государственная ..., 1964
VI-5-27	П	Верховья р. Олгуйдах	Государственная ..., 1964
VI-5-28	П	Река Сырган, лев. пр. р. Алымдя	Государственная ..., 1964
VI-5-29	П	Река Омук-Сиене, лев. пр. р. Олгуйдах	Государственная ..., 1964
VI-5-35	П		Государственная ..., 1964
VI-5-43	П	Река Омук-Сиене, лев. пр. р. Олгуйдах	Государственная ..., 1964
VI-6-6	П	Река Ыгыатта	Государственная ..., 1964
VI-6-7	П	Река Ыгыатта	Государственная ..., 1964
VI-6-9	П	Река Ыгыатта	Государственная ..., 1964

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-6-11	П	Река Омук-Сиене, лев. пр. р. Олгуйдах	Государственная ..., 1964
VI-6-13	П	Водораздел рек Аллаах–Ыгыатта	Государственная ..., 1964
VI-6-14	П	Водораздел рек Аллаах–Ыгыатта	Государственная ..., 1964
VI-6-18	П	Река Аллаах	Государственная ..., 1964
VI-6-19	П	Река Аллаах	Государственная ..., 1964
VI-6-20	П	Река Аллаах	Государственная ..., 1964
VI-6-21	П	Река Аллаах	Государственная ..., 1964
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
IV-3-47	ПМ	Река Моркока	Легенда ..., 2009; Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-48	ПМ	Река Моркока	Легенда ..., 2009; Салихов Р. Ф., 2007
IV-5-9	ПМ	Река Марха	Легенда ..., 2009
VI-1-1	П	Река Кюрюнгнекян	Легенда ..., 2009; Салихов Р. Ф., 2007
VI-1-4	П	Река Кюрюнгнекян	Легенда ..., 2009; Салихов Р. Ф., 2007
VI-1-5	П	Река Амбардах	Легенда ..., 2009; Салихов Р. Ф., 2007
VI-2-1	П	Река Хахсых	Легенда ..., 2009; Салихов Р. Ф., 2007
VI-5-25	П	Верхне-Олгуйдахское	Легенда ..., 2009
Т и т а н			
III-5-28	ММ	Устье Река Сытыкан	Легенда ..., 2009
Цветные металлы			
М е д ь , н и к е л ь , к о б а л ь т			
I-1-5	ПМ	Река Хапчаннах	Легенда ..., 2009
I-1-6	ПМ	Река Хапчаннах	Легенда ..., 2009
II-1-4	ПМ	Река Ниж. Яральин	Легенда ..., 2009
III-2-1	ПМ	Река Верх. Бол. Куонда	Легенда ..., 2009
III-2-2	ПМ	Река Верх. Бол. Куонда	Легенда ..., 2009
III-2-3	ПМ	Река Верх. Бол. Куонда	Легенда ..., 2009
III-2-10	ПМ	Река Куянгна	Легенда ..., 2009
IV-1-1	ПМ	Река Хапчаннах	Легенда ..., 2009
IV-2-9	ПМ	Река Кюнде	Легенда ..., 2009

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-2-14	ПМ	Река Кюнде	Легенда ..., 2009
IV-2-15	ПМ	Река Кюнде	Легенда ..., 2009
IV-2-22	ПМ	Река Куччугуй-Кюнде	Легенда ..., 2009
IV-2-23	ПМ	Река Кюнде	Легенда ..., 2009
IV-2-31	ПМ	Река Куччугуй-Кюнде	Легенда ..., 2009
IV-2-32	ПМ	Река Лев. Кюнде	Легенда ..., 2009
V-4-4	ПМ	Река Моркока	Легенда ..., 2009
С в и н е ц			
I-4-2	ПМ	Река Оленёк	Легенда ..., 2009
I-4-3	ПМ	Река Оленёк	Легенда ..., 2009
I-4-5	ПМ	Река Оленёк	Легенда ..., 2009
I-5-1	ПМ	Река Бегелю	Легенда ..., 2009
I-5-3	ПМ	Река Бегелю	Легенда ..., 2009
I-5-4	ПМ	Река Силигир	Легенда ..., 2009
I-6-3	ПМ	Река Силигир	Легенда ..., 2009
I-6-4	ПМ	Река Силигир	Легенда ..., 2009
I-6-6	ПМ	Река Силигир	Легенда ..., 2009
I-6-7	ПМ	Река Силигир	Легенда ..., 2009
М а г н и й			
IV-2-6	П	Река Сейикта	Легенда ..., 2009, Побережский В. А., 1964
IV-2-28	П	Река Лев. Кюнде	Легенда ..., 2009, Побережский В. А., 1964
IV-2-34	П	Река Лев. Кюнде	Побережский В. А., 1964
IV-2-35	П	Река Лев. Кюнде	Легенда ..., 2009, Побережский В. А., 1964
А л ю м и н и й			
IV-5-3	П	Река Куччугуй-Тангнах	Легенда ..., 2009
IV-5-19	П	Река Дабан	Легенда ..., 2009
IV-6-1	П	Река Улахан-Тангнах	Легенда ..., 2009
VI-2-10	П	Река Амбардах	Легенда ..., 2009
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
К а л ь ц и т о п т и ч е с к и й			
IV-1-3	П	Оз. Бурунда	Побережский В. А., 1964
IV-2-20	П	Река Кюнде	Побережский В. А., 1964
IV-2-21	П	Река Кюнде	Побережский В. А., 1964

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-2-6	П	Река Лахарчаана	Побережский В. А., 1964
VI-2-12	П	Река Амбардах	Побережский В. А., 1964
VI-3-4	П	В 18 км от устья руч. Халлах	Клочков В. П. и др., 1972
VI-3-5	П	В 17 км от устья руч. Халлах	Клочков В. П. и др., 1972
VI-3-6	П	В 24 км от устья руч. Халлах	Клочков В. П. и др., 1972
VI-3-7	П	Руч. Пограничный	Клочков В. П. и др., 1972
VI-3-8	П	Река Батыр, в 3 км от устья Река Кеннех	Клочков В. П. и др., 1972
Горнотехническое сырье			
Ц е о л и т ы			
IV-2-38	П	Река Дялтули	Гиниятуллин И. М., 1986, Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-64	П	Река Моркока	Гиниятуллин И. М., 1986, Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-120	П	Река Моркока	Гиниятуллин И. М., 1986, Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-122	П	Река Мас-Юрях	Гиниятуллин И. М., 1986, Салихов Р. Ф., 2007
VI-3-2	П	Река Халлах	Гиниятуллин И. М., 1986, Салихов Р. Ф., 2007
Драгоценные и поделочные камни			
А л м а з ы			
III-4-24	МК	Трубка Сытыканская С-В	Атлас ..., 2018
III-4-25	МК	Трубка Сытыканская Ю-З	Атлас ..., 2018
III-4-120	МК/Э	Трубка Юбилейная	Атлас ..., 2018
III-5-28	МК/Э	Трубка Удачная-Западная	Атлас ..., 2018
III-5-29	МК/Э	Трубка Удачная-Восточная	Атлас ..., 2018
III-5-41	МК/Э	Трубка Зарница	Атлас ..., 2018
IV-4-38	МК/Э	Трубка Айхал	Атлас ..., 2018
IV-4-54	МК	Трубка Заря	Атлас ..., 2018 Горев Н. И., 2005
III-4-108	МС/Э	Трубка Комсомольская	Атлас ..., 2018
III-5-81	МС	Трубка Дальняя	Атлас ..., 2018
IV-3-24	МС	Трубка Краснопресненская	Атлас ..., 2018
III-3-21	П	Трубка Славутич	Горев Н. И., 2005
III-3-22	П	Трубка Нева	Горев Н. И., 2005
III-4-3	П	Трубка Меньшикова	Горев Н. И., 2005
III-4-4	П	Трубка Талисман	Горев Н. И., 2005
III-4-5	П	Трубка Радиогодезическая	Ягнышев Б. С. и др., 1988

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-4-6	П	Трубка Маршрутная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-7	П	Трубка НИИГА-1	Горев Н. И., 2005
Ш-4-13	П	Трубка Сохолохская	Горев Н. И., 2005
Ш-4-19	П	Трубка Светлая	Горев Н. И., 2005
Ш-4-20	П	Трубка Коллективная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-22	П	Трубка Искорка	Горев Н. И., 2005
Ш-4-23	П	Трубка Снежинка	Ягнышев Б. С. и др., 1988
Ш-4-26	П	Дайка А-17	Горев Н. И., 2005
Ш-4-27	П	Трубка Аномалия А-16	Горев Н. И., 2005
Ш-4-28	П	Трубка Смежная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-29	П	Трубка Начальная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-30	П	Трубка Веселая	Горев Н. И., 2005
Ш-4-31	П	Трубка Кутузовой	Горев Н. И., 2005
Ш-4-34	П	Жила Северо-Восточная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-35	П	Трубка Олимпийская	Горев Н. И., 2005
Ш-4-36	П	Жила Юго-Западная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-37	П	Трубка Магистральная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-38	П	Трубка Дружба	Горев Н. И., 2005
Ш-4-39	П	Трубка Москвичка	Горев Н. И., 2005
Ш-4-43	П	Трубка Мархинская	Горев Н. И., 2005
Ш-4-44	П	Трубка Кира	Горев Н. И., 2005
Ш-4-45	П	Жила 1	Горев Н. И., 2005
Ш-4-46	П	Жила 04106	Горев Н. И., 2005
Ш-4-55	П	Трубка Победа	Горев Н. И., 2005
Ш-4-61	П	Трубка Геохимическая	Горев Н. И., 2005
Ш-4-62	П	Трубка Кисмет	Горев Н. И., 2005
Ш-4-74	П	Трубка Богатых	Горев Н. И., 2005
Ш-4-75	П	Жила 1681 А	Горев Н. И., 2005
Ш-4-76	П	Трубка Восток	Горев Н. И., 2005
Ш-4-83	П	Жила 1276Г	Горев Н. И., 2005
Ш-4-84	П	Жила Привет	Горев Н. И., 2005
Ш-4-85	П	Трубка Салют	Горев Н. И., 2005
Ш-4-100	П	Жила Кексовая	Горев Н. И., 2005
Ш-4-101	П	Трубка Чукукская	Горев Н. И., 2005
Ш-4-102	П	Трубка Структурная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-103	П	Жила Сомнительная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-110	П	Трубка Lipa	Горев Н. И., 2005
Ш-4-111	П	Жила Фабричная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-113	П	Жила Межозерная	Горев Н. И., 2005
Ш-4-114	П	Трубка Юность	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-4-115	П	Трубка Молодость	Горев Н. И., 2005
Ш-4-116	П	Жила Кылахская	Горев Н. И., 2005
Ш-4-117	П	Жила 41/3	Горев Н. И., 2005
Ш-4-118	П	Жила 40/10	Горев Н. И., 2005
Ш-4-119	П	Жила Первомайская	Горев Н. И., 2005
Ш-4-121	П	Пласт Отторженец	Горев Н. И., 2005
Ш-4-122	П	Жила 2811Е	Горев Н. И., 2005
Ш-5-5	П	Трубка Новогодняя	Горев Н. И., 2005
Ш-5-10	П	Трубка Буковинская	Горев Н. И., 2005
Ш-5-11	П	Трубка Поповой	Горев Н. И., 2005
Ш-5-12	П	Жила-75	Горев Н. И., 2005
Ш-5-13	П	Трубка Горняцкая	Горев Н. И., 2005
Ш-5-15	П	Трубка Иксовая	Горев Н. И., 2005
Ш-5-16	П	Трубка Аргыс	Горев Н. И., 2005
Ш-5-17	П	Трубка Соседняя	Горев Н. И., 2005
Ш-5-18	П	Трубка Промежуточная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-19	П	Трубка Малютка	Горев Н. И., 2005
Ш-5-20	П	Жила Барыгина	Горев Н. И., 2005
Ш-5-21	П	Жила Дайковая	Горев Н. И., 2005
Ш-5-23	П	Трубка Фестивальная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-24	П	Трубка Полярная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-25	П	Трубка Студенческая	Горев Н. И., 2005
Ш-5-30	П	Жила у тр. Удачная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-33	П	Трубка Синильга	Горев Н. И., 2005
Ш-5-34	П	Трубка Сибирская-1,II	Горев Н. И., 2005
Ш-5-35	П	Трубка Электра	Горев Н. И., 2005
Ш-5-36	П	Трубка Попугаевой	Горев Н. И., 2005
Ш-5-37	П	Трубка Чебурашка	Горев Н. И., 2005
Ш-5-38	П	Трубка Невидимка	Горев Н. И., 2005
Ш-5-39	П	Трубка Макатойская	Горев Н. И., 2005
Ш-5-40	П	Трубка Алтайская	Горев Н. И., 2005
Ш-5-43	П	Трубка Полуночная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-44	П	Жила возле тр. Полуночная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-45	П	Трубка Любимая	Горев Н. И., 2005
Ш-5-46	П	Трубка Волжанка	Горев Н. И., 2005
Ш-5-47	П	Трубка Веснушка	Горев Н. И., 2005
Ш-5-48	П	Жила Мастахская	Горев Н. И., 2005
Ш-5-49	П	Трубка Мастахская	Горев Н. И., 2005
Ш-5-50	П	Трубка Прогнозная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-51	П	Трубка Летняя 1	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-5-52	П	Трубка Летняя 2	Горев Н. И., 2005
III-5-53	П	Трубка Зимняя	Горев Н. И., 2005
III-5-54	П	Трубка Осенняя	Горев Н. И., 2005
III-5-55	П	Трубка Овал	Горев Н. И., 2005
III-5-56	П	Трубка Далдынская	Горев Н. И., 2005
III-5-57	П	Трубка Аэромагнитная I,II	Горев Н. И., 2005
III-5-58	П	Жила-73	Горев Н. И., 2005
III-5-59	П	Трубка Эндир	Горев Н. И., 2005
III-5-60	П	Трубка Эврика	Горев Н. И., 2005
III-5-61	П	Трубка Рот-Фронт	Горев Н. И., 2005
III-5-66	П	Трубка Якутская	Горев Н. И., 2005
III-5-67	П	Трубка Ильменитовая	Горев Н. И., 2005
III-5-68	П	Трубка Академическая	Горев Н. И., 2005
III-5-69	П	Трубка Аэросъемочная	Горев Н. И., 2005
III-5-71	П	Трубка Украинская	Горев Н. И., 2005
III-5-72	П	Трубка Ленинградская	Горев Н. И., 2005
III-5-73	П	Трубка Киенгская	Горев Н. И., 2005
III-5-74	П	Трубка Молодежная	Горев Н. И., 2005
III-5-75	П	Трубка Геофизическая	Горев Н. И., 2005
III-5-76	П	Трубка Долгожданная	Горев Н. И., 2005
III-5-77	П	Трубка Ньюбинская	Горев Н. И., 2005
III-5-80	П	Жила-70	Горев Н. И., 2005
III-5-83	П	Жила-74	Горев Н. И., 2005
III-5-84	П	Трубка Саратовская	Горев Н. И., 2005
III-5-85	П	Трубка Угадка	Горев Н. И., 2005
III-5-86	П	Трубка Ну-погоды	Горев Н. И., 2005
III-5-87	П	Трубка Загадочная-II	Горев Н. И., 2005
III-5-88	П	Трубка Загадочная-I	Горев Н. И., 2005
III-5-89	П	Трубка Кусова	Горев Н. И., 2005
III-5-90	П	Трубка Мамбо	Горев Н. И., 2005
III-5-92	П	Трубка Иреляхская	Горев Н. И., 2005
III-5-93	П	Трубка Ан. С-90	Горев Н. И., 2005
III-5-94	П	Трубка Ан. С-80	Горев Н. И., 2005
IV-3-26	П	Отгорженец трубки Алакитская-1	Горев Н. И., 2005
IV-3-25	П	Трубка Алакитская	Горев Н. И., 2005
IV-3-34	П	Трубка Моркока-западная	Горев Н. И., 2005
IV-3-35	П	Трубка Моркока-восточная	Горев Н. И., 2005
IV-4-1	П	Жила Эстафета	Ягншиев Б. С. и др., 1988
IV-4-2	П	Трубка Озерная	Горев Н. И., 2005
IV-4-3	П	Жила Новогодняя	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-4-9	П	Трубка ЦНИГРИ	Горев Н. И., 2005
IV-4-10	П	Трубка Бобкова	Горев Н. И., 2005
IV-4-11	П	Трубка Радиоволновая	Горев Н. И., 2005
IV-4-12	П	Трубка Соболева	Горев Н. И., 2005
IV-4-13	П	Трубка Одинцова	Горев Н. И., 2005
IV-4-14	П	Трубка Устинова	Горев Н. И., 2005
IV-4-15	П	Трубка Щукина	Горев Н. И., 2005
IV-4-26	П	Трубка Амакинская	Горев Н. И., 2005
IV-4-27	П	Трубка Апрельская	Горев Н. И., 2005
IV-4-28	П	Трубка Кылахская	Горев Н. И., 2005
IV-4-29	П	Трубка Файнштейновская	Горев Н. И., 2005
IV-4-33	П	Трубка Лира	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-34	П	Жила 3	Горев Н. И., 2005
IV-4-35	П	Жила 4	Горев Н. И., 2005
IV-4-36	П	Жила 2	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-37	П	Жила 1	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-43	П	Трубка Ноябрьская	Горев Н. И., 2005
IV-4-55	П	Жила 01/10	Горев Н. И., 2005
IV-4-60	П	Трубка Подтрапповая	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-61	П	Отгорженец трубки Подтрапповая	Горев Н. И., 2005
IV-4-62	П	Жила-213	Горев Н. И., 2005
IV-4-63	П	Трубка Надежда	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-70	П	Трубка 30 лет Айхала	Горев Н. И., 2005
IV-4-71	П	Трубка Байтахская	Горев Н. И., 2005
IV-4-72	П	Трубка Октябрьская	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-73	П	Трубка Сувенир	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-74	П	Трубка Южная	Кошик Л. И. и др., 1988
IV-4-75	П	Жила 2107	Кошик Л. И. и др., 1988
Ш-5-26	РС/Э	Законтурная делювиальная россыпь трубки Удачная	Горев Н. И., 2005
Ш-5-27	РС/Э	Россыпь руч. Пироповый	Горев Н. И., 2005
Ш-3-12	ШО	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-13	ШО	Река Аллара-Делинге	Горев Н. И., 2005
Ш-4-2	ШО	Река Уэся-Харьялах	Горев Н. И., 2005
Ш-5-63	ШО	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
VI-4-23	ШО	Река Дюккунах	Горев Н. И., 2005
I-1-1	ОНЧ	Река Арга-Сала	Горев Н. И., 2005
I-1-2	ОНЧ	Река Арга-Сала	Горев Н. И., 2005
I-6-2	ОНЧ	Река Киенг-Юрях	Горев Н. И., 2005
II-6-1	ОНЧ	Река Усук-Силигир	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-1-6	ОНЧ	Река Кыллах	Горев Н. И., 2005
Ш-2-7	ОНЧ	Река Куянгна	Горев Н. И., 2005
Ш-2-8	ОНЧ	Река Куянгна	Горев Н. И., 2005
Ш-2-14	ОНЧ	Река Олдондо	Горев Н. И., 2005
Ш-3-2	ОНЧ	Река Олдондо	Горев Н. И., 2005
Ш-3-3	ОНЧ	Река Олдондо	Горев Н. И., 2005
Ш-3-4	ОНЧ	Река Олдондо	Горев Н. И., 2005
Ш-3-5	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-6	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-7	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-8	ОНЧ	Река Харыялах	Горев Н. И., 2005
Ш-3-9	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-10	ОНЧ	Река Куянгна	Горев Н. И., 2005
Ш-3-11	ОНЧ	Река Куянгна	Горев Н. И., 2005
Ш-3-19	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-23	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-24	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-27	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-28	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-29	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-35	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-48	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-49	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-51	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-52	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-53	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-54	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-4-9	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-10	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-11	ОНЧ	Руч. Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-12	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-14	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-15	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-17	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-21	ОНЧ	Руч. Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-40	ОНЧ	Река Сытыкан	Горев Н. И., 2005
Ш-4-52	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-53	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-67	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-70	ОНЧ	Истоки Река Чукука	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-4-79	ОНЧ	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
Ш-4-80	ОНЧ	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
Ш-4-81	ОНЧ	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
Ш-4-86	ОНЧ	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
Ш-4-87	ОНЧ	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
Ш-4-90	ОНЧ	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
Ш-4-91	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-92	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-93	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-94	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-95	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-104	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-105	ОНЧ	Река Унга-Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-106	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-5-7	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-9	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-31	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-32	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-42	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-65	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-70	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-78	ОНЧ	Река Сытыкан	Ягнышев Б. С. и др., 1988
Ш-5-91	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-95	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-97	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-98	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-99	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-100	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-102	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-103	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-104	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-105	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-106	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-107	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-108	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-109	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-110	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-5-111	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-6-4	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-6-5	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
Ш-6-6	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-6-7	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
III-6-8	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
IV-1-6	ОНЧ	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
IV-3-5	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-6	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-7	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-10	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-23	ОНЧ	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-44	ОНЧ	Река Моркока	Горев Н. И., 2005
IV-3-51	ОНЧ	Река Делингде	Горев Н. И., 2005
IV-3-52	ОНЧ	Река Делингде	Горев Н. И., 2005
IV-3-53	ОНЧ	Река Делингде	Горев Н. И., 2005
IV-3-63	ОНЧ	Река Делингде	Горев Н. И., 2005
IV-4-5	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-6	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-7	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-16	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-17	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-18	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-19	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-20	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-47	ОНЧ	Река Оюрт-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-76	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-78	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-79	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-80	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-81	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-82	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-83	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-84	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-85	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-86	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-87	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-88	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-89	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-90	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-91	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-92	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-93	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-94	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-4-95	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-96	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-97	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-98	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-99	ОНЧ	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-100	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-101	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-104	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-105	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-106	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-107	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-108	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-110	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-111	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-112	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-113	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-114	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-115	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-116	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-117	ОНЧ	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-5-1	ОНЧ	Река Чукука	Горев Н. И., 2005
IV-5-11	ОНЧ	Река Чукука	Горев Н. И., 2005
IV-5-15	ОНЧ	Река Дабан, пр. р. Марха	Горев Н. И., 2005
IV-5-16	ОНЧ	Река Дабан, пр. р. Марха	Горев Н. И., 2005
IV-5-20	ОНЧ	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
IV-5-21	ОНЧ	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
IV-5-22	ОНЧ	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
IV-5-23	ОНЧ	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
V-3-3	ОНЧ	Река Лахарчаана	Горев Н. И., 2005
V-4-3	ОНЧ	Река Моркока	Горев Н. И., 2005
V-4-5	ОНЧ	Река Моркока	Горев Н. И., 2005
V-5-1	ОНЧ	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
V-5-4	ОНЧ	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
VI-4-4	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-5	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-10	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-12	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-13	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-16	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-17	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-4-19	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-21	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-22	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-25	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-27	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-28	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-29	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-30	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-32	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-33	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-37	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-4-39	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-2	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-3	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-4	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-6	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-8	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-9	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-10	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-11	ОНЧ	Река Мегелях	Горев Н. И., 2005
VI-5-12	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-13	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-15	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-16	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-17	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-19	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-20	ОНЧ	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-30	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-5-31	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-5-33	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-5-34	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-5-36	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-5-37	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-5-38	ОНЧ	Река Олгуйдах	Горев Н. И., 2005
VI-6-1	ОНЧ	Река Бай-Юрях	Горев Н. И., 2005
VI-6-3	ОНЧ	Река Ыгыатта	Горев Н. И., 2005
VI-6-17	ОНЧ	Река Аллаах	Горев Н. И., 2005
III-3-20	ОНДр	Река Алаakit	Горев Н. И., 2005
III-3-25	ОНДр	Река Алаakit	Горев Н. И., 2005
III-3-26	ОНДр	Река Алаakit	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-3-30	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-31	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-33	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-34	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-36	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-37	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-38	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-39	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-40	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-41	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-42	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-43	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-44	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-45	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-46	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-47	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-50	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-56	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-57	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
Ш-3-58	ОНДр	Оз. Кылах	Горев Н. И., 2005
Ш-4-32	ОНДр	Руч. Сытыкан	Горев Н. И., 2005
Ш-4-33	ОНДр	Руч. Сытыкан	Горев Н. И., 2005
Ш-4-42	ОНДр	Руч. Сытыкан	Горев Н. И., 2005
Ш-4-47	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-48	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-49	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-50	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-51	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-54	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-56	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-57	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-58	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-63	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-64	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-65	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-66	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-68	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-69	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-71	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
Ш-4-72	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-4-77	ОНДр	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
III-4-78	ОНДр	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
III-4-82	ОНДр	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
III-4-88	ОНДр	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
III-4-89	ОНДр	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
III-4-96	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
III-4-97	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
III-4-98	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
III-4-99	ОНДр	Истоки р. Марха	Горев Н. И., 2005
IV-3-1	ОНДр	Оз. Кыллах	Горев Н. И., 2005
IV-3-2	ОНДр	Оз. Кыллах	Горев Н. И., 2005
IV-3-21	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-28	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-3-30	ОНДр	Река Алакит	Горев Н. И., 2005
IV-4-22	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-23	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-24	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-39	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-40	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-41	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-44	ОНДр	Река Оюр-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-45	ОНДр	Река Оюр-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-46	ОНДр	Река Оюр-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-49	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-50	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-51	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-52	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-53	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-56	ОНДр	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-57	ОНДр	Река Оюр-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-58	ОНДр	Река Оюр-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-59	ОНДр	Река Оюр-Юряге	Горев Н. И., 2005
IV-4-64	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-65	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-66	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
IV-4-77	ОНДр	Река Сохсолох	Горев Н. И., 2005
V-5-2	ОНДр	Река Тангхай	Горев Н. И., 2005
VI-4-38	ОНДр	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-18	ОНДр	Река Сырган	Горев Н. И., 2005
VI-5-39	ОНДр	Река Олгуйдах	Калмыков Б. А., 1996

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-5-41	ОНДр	Река Алымдя	Калмыков Б. А., 1996
II-1-6	СА	Река Ниж. Томба	Калмыков Б. А., 1996
III-2-11	СА	Истоки р. Куянга	Горев Н. И., 2005
III-2-12	СА	Истоки р. Куянга	Горев Н. И., 2005
III-2-13	СА	Истоки р. Куянга	Горев Н. И., 2005
III-2-15	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-2-16	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-2-17	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-2-18	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-2-20	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-2-21	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-2-22	СА	Река Тасей	Горев Н. И., 2005
III-4-1	СА	Река Далдын	Горев Н. И., 2005
IV-2-16	СА	Река Моркока	Горев Н. И., 2005
IV-2-30	СА	Река Лев. Кюнде	Горев Н. И., 2005
IV-2-33	СА	Река Кюнде	Горев Н. И., 2005
IV-2-36	СА	Река Кюнде	Горев Н. И., 2005
IV-2-37	СА	Река Дялтули	Горев Н. И., 2005
IV-3-36	СА	Река Тегюрюк	Горев Н. И., 2005
IV-3-37	СА	Река Тегюрюк	Горев Н. И., 2005
IV-3-42	СА	Река Тегюрюк	Горев Н. И., 2005
IV-3-43	СА	Река Тегюрюк	Горев Н. И., 2005
IV-3-58	СА	Река Делинге	Горев Н. И., 2005
IV-3-60	СА	Река Делинге	Горев Н. И., 2005
IV-4-8	СА	Река Чукука	Горев Н. И., 2005
IV-4-119	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-121	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-124	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-125	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-127	СА	Река Марха	Горев Н. И., 2005
IV-4-130	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-134	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-136	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-137	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-4-138	СА	Река Мас-Юрях	Горев Н. И., 2005
IV-5-4	СА	Река Чукука	Горев Н. И., 2005
IV-5-17	СА	Река Дабан	Горев Н. И., 2005
IV-5-18	СА	Река Дабан	Горев Н. И., 2005
IV-6-2	СА	Река Мархаракан	Горев Н. И., 2005
V-2-1	СА	Река Виллой	Горев Н. И., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-2-2	СА	Река Виллой	Горев Н. И., 2005
IV-1-5	ПГХО	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-2	ПГХО	Река Тасей	Калмыков Б. А., 1996
III-2-23	ПГ	Река Тасей	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-1	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-3	ПГ	Река Сейикта	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-4	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-5	ПГ	Река Хапчаннах	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-10	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-11	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-12	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-13	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-17	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-2-18	ПГ	Река Моркока	Калмыков Б. А., 1996
IV-3-45	ПГ	Река Делингде	Калмыков Б. А., 1996
IV-3-46	ПГ	Река Куччугуй-Кюнде	Калмыков Б. А., 1996
IV-3-49	ПГ	Река Куччугуй-Кюнде	Калмыков Б. А., 1996
IV-3-57	ПГ	Река Делингде	Калмыков Б. А., 1996
IV-3-61	ПГ	Река Делингде	Калмыков Б. А., 1996
IV-3-62	ПГ	Река Делингде	Калмыков Б. А., 1996
IV-4-126	ПГ	Река Марха	Калмыков Б. А., 1996
IV-4-129	ПГ	Река Мас-Юрях	Калмыков Б. А., 1996
IV-4-132	ПГ	Река Мас-Юрях	Калмыков Б. А., 1996
IV-4-133	ПГ	Река Мас-Юрях	Калмыков Б. А., 1996
IV-4-135	ПГ	Река Мас-Юрях	Калмыков Б. А., 1996
II-1-2	М	Река Яральин	Камышева Г. Г., 1973
II-1-3	М	Река Яральин	Камышева Г. Г., 1973
II-1-5	М	Река Яральин	Камышева Г. Г., 1973
II-2-2	М	Река Куонда 3-я	Камышева Г. Г., 1973
II-3-1	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-3-2	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-3-3	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-3-4	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-3-5	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-3-6	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-4-4	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-4-5	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-4-6	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-4-7	М	Река Мастах	Камышева Г. Г., 1973
II-4-8	М	Река Сыгынахтах	Камышева Г. Г., 1973

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-4-10	М	Река Сыгынахта	Камышева Г. Г., 1973
III-1-5	М	Река Кыллах	Камышева Г. Г., 1973
III-1-8	М	Река Орто-Могды	Камышева Г. Г., 1973
III-2-4	М	Река Верх. Бол. Куенда	Камышева Г. Г., 1973
III-2-5	М	Река Верх. Бол. Куенда	Камышева Г. Г., 1973
III-2-6	М	Река Верх. Бол. Куенда	Камышева Г. Г., 1973
III-2-9	М	Река Олдондо	Камышева Г. Г., 1973
III-3-1	М	Река Сыгынахта	Камышева Г. Г., 1973
III-3-14	М	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
III-3-15	М	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
III-3-17	М	Река Сохсолох	Камышева Г. Г., 1973
III-3-18	М	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
III-6-1	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-2	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-3	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-9	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-10	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-11	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-13	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-14	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
III-6-15	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
IV-2-7	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-2-8	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-3	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-4	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-9	М	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-12	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-14	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-15	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-17	М	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-19	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-20	М	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-31	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-32	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-38	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-40	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-41	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
IV-5-2	М	Река Чукука	Камышева Г. Г., 1973
IV-5-5	М	Река Чукука	Камышева Г. Г., 1973
IV-5-6	М	Река Чукука	Камышева Г. Г., 1973

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-5-7	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
IV-5-8	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
IV-5-10	М	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
IV-5-14	М	Река Сырган	Камышева Г. Г., 1973
VI-4-1	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
VI-5-5	М	Река Моркока	Камышева Г. Г., 1973
III-3-55	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-8	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-11	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-13	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-16	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-18	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-3-27	С	Река Алакит	Камышева Г. Г., 1973
IV-4-48	С	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
IV-4-102	С	Река Марха	Камышева Г. Г., 1973
Хризолит			
III-5-28	МК	Река Далдын	Легенда ..., 2009, Васильева М. Н., 1960
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ			
Магматические породы			
Основные интрузивные породы			
III-5-3	МК	Средне-Далдынское	Петров С. Б. и др., 1979
III-5-4	МК/Э	Долериты	Петров С. Б. и др., 1979
VI-5-7	МК	Долеритовое. 515-й км автодороги г. Ленск-г. Удачный	Петров С. Б. и др., 1979
Карбонатные породы			
Известняки			
III-5-22	МС	Горка, на левом склоне долины р. Далдын	Петров С. Б. и др., 1979
IV-4-67	МС/Э	Крутое, в 0,4 км к югу от трубки Айхал	Петров С. Б. и др., 1979 Салихов Р. Ф., 2007
Глинистые породы			
Глины керамзитовые			
III-5-62	ММ	Далдын, в 15 км от трубки Удачная	Петров С. Б. и др., 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
III-6-12	МС	Марха. В 40 км юго-восточнее пос. Полярный	Петров С.Б. и др., 1996
III-4-59	ММ	Чукука. В 17 км севернее пос. Айхал	Фолисевич М. Я. и др., 1996
III-4-60	ММ	Водораздельное. В 18 км севернее пос. Айхал	Фолисевич М. Я. и др., 1996
III-4-73	ММ/Э	Верхнее 19/2. В 16 км севернее трубки Айхал	Фолисевич М. Я. и др., 1996
III-5-6	ММ/Э	Огонёк. В 10 км северо-западнее г. Удачный	Петров С. Б. и др., 1979
III-5-82	ММ	Река Марха	Петров С. Б. и др., 1979
IV-4-68	ММ	Ойуур-Юрэгэ. В 8 км юго-восточнее пос. Айхал	Фолисевич М. Я. и др., 1996
IV-5-13	ММ	Тертьюэх. В 45 км юго-восточнее пос. Айхал	Фолисевич М. Я. и др., 1996
VI-5-1	ММ	Моркока, 521 км автодороги Ленск–Мирный–Удачный	Фолисевич М. Я. и др., 1996
Песок строительный			
IV-4-42	МС/Э	Гусиное. В 16 км западнее пос. Айхал	Государственная ..., 1958
IV-4-21	ММ/Э	Быстрое	Салихов Р. Ф., 200
IV-4-30	ММ	Сохсолох	Салихов Р. Ф., 200
VI-5-23	ММ	Туора, 492 км автодороги Ленск–Удачный	Государственная ..., 1958
VI-5-32	ММ	Онкучах-Юрях, 471 км автодороги Ленск–Удачный	Государственная ..., 1958
II-1-1	П	Метеостанция Яральин	Государственная ..., 1958
II-2-1	П	Метеостанция Яральин	Государственная ..., 1958
III-1-1	П	Истоки р. Ниж. Бол. Куонда	Государственная ..., 1958
III-1-2	П	Истоки р. Ниж. Бол. Куонда	Государственная ..., 1958
III-4-107	П	Верховья Река Чукука	Гильманов Д. Х. и др., 1962
III-5-96	П	Река Марха	Государственная ..., 1958
III-5-101	П	Река Марха	Государственная ..., 1958
IV-2-19	П	Река Кюнде	Государственная ..., 1958
IV-2-24	П	Река Кюнде	Государственная ..., 1958
IV-5-12	П	Река Халамакит	Гильманов Д. Х. и др., 1962
IV-5-14	П	Река Халамакит	Гильманов Д. Х. и др., 1962
V-3-2	П	Река Хахсык	Государственная ..., 1958
V-4-2	П	Река Моркока	Государственная ..., 1958
V-4-6	П	Река Моркока	Государственная ..., 1958

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-4-2	П	Река Мегелях	Государственная ..., 1958
VI-4-3	П	Река Алымдя	Государственная ..., 1958
VI-4-26	П	Река Сырган	Государственная ..., 1958
VI-6-4	П	Река Ыгыатта	Государственная ..., 1958
VI-6-5	П	Река Ыгыатта	Государственная ..., 1958
VI-6-10	П	Река Ыгыатта	Государственная ..., 1958
Прочие ископаемые			
Г и п с			
III-1-3	П	Река Ниж. Томба	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-1-4	П	Река Ниж. Томба	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-1-7	П	Река Ниж. Томба	Орлова Э. Ф. и др., 1985
IV-3-54	П	Река Моркока	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-55	П	Река Моркока	Салихов Р. Ф., 2007
IV-3-56	П	Река Моркока	Салихов Р. Ф., 2007
IV-4-131	П	Река Мас-Юрях	Салихов Р. Ф., 2007
V-3-1	П	Река Моркока	Орлова Э. Ф. и др., 1985
Целестин			
I-3-1	П	Водораздел рек Сурах–Майында	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-1	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-4	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-6	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-7	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-8	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-9	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-10	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-11	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-4-12	П	Река Оленёк	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-5-2	П	Устье р. Бегелю	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-6-1	П	Левый Водораздел р. Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
I-6-5	П	Левый Водораздел р. Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
Б и т у м			
II-4-1	П	Река Эмяхсин-Оного	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-4-2	П	Река Эмяхсин-Оного	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-4-3	П	Река Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-4-9	П	Река Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-1	П	Река Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-2	П	Река Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-3	П	Река Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-4	П	Река Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-5-5	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-6	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-7	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-8	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-5-9	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-6-2	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-6-3	П	Река Усук-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
II-6-4	П	Река Сытыган	Орлова Э. Ф. и др., 1985
СОЛИ И РАССОЛЫ			
Соли натриевые (галит)			
III-5-2	П	Водораздел рек Далдын–Орто-Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
Глубинные йодо-бромные рассолы			
III-4-8	П	Руч. Сохсолох, лев. пр. р. Алакит	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-16	П	Руч. Сохсолох, лев. пр. р. Алакит	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-18	П	Руч. Сытыган, лев. пр. р. Далдын	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-41	П	Руч. Леппириен	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-109	П	Верховья р. Далдын	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-4-112	П	Верховья р. Сохсолох	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-1	П	Водораздел рек Далдын–Орто–Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-2	П	Водораздел рек Далдын–Орто–Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-8	П	Водораздел рек Далдын–Орто–Силигир	Орлова Э. Ф. и др., 1985
III-5-79	П	Водораздел рек Далдын–Марха	Орлова Э. Ф. и др., 1985
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ			
Гидроминеральное сырье			
Литий, рубидий, стронций			
III-5-14	ПП	Октябрьское	Дроздов А. В. и др., 2007
III-5-64	ПП	Киенгское	Дроздов А. В. и др., 2007
IV-4-25	П	Заречное, 5,5 км юго-западнее тр. Юбилейная	Дроздов А. В. и др., 2007

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое. Россыпные месторождения: РС – среднее. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемое; разведанные и не освоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности. П – проявление; ПП – площадное проявление; ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол; отдельные находки алмазов: ОНЧ – в четвертичных отложениях, ОНДр – в более древних отложениях; СА – парагенетические спутники алмазов; ПГХО – геохимический ореол первичный, предположительно кимберлитовой природы в коренных породах цоколя платформы; ПГ – проба геохимическая единичная в коренных породах цоколя платформы; изометрические геофизические аномалии: М – по данным магниторазведки, С – по данным сейсморазведки.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа Q-49

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы категории (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р (для нефти и газа D)			Минерально-геологический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
				А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂ /D ₁	Р ₃ /D ₂			
Сюдджерская НГО														
1	Ордовикский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	38 367/9514	–	38 367/9514	–
2	Кембрийский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	556 574/156 723	–	556 574/156 723	–
3	Верхневендско-нижнекембрийский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	149 550/44 683	–	149 550/44 683	–
4	Вендский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	786/245	–	786/245	–
5	Рифейский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	0/0	–	0/0	–
6	Ордовикский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	0	–	0	–
7	Кембрийский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	61 500	–	61 500	–
8	Верхневендско-нижнекембрийский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	254 780	–	254 780	–
9	Вендский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	2804	–	2804	–
10	Рифейский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	0	–	0	–
Анабарская НГО														
11	Ордовикский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	0/0	–	0/0	–
12	Кембрийский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	81 332/24 637	–	81 332/24 637	–

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы категории (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р (для нефти и газа D)			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
				А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂ /D ₁	Р ₃ /D ₂			
13	Верхневендско-нижнекембрийский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	96 441/26 035	–	96 441/26 035	–
14	Вендский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	1378/365	–	1378/365	–
15	Рифейский НГК	Нефть	–	–	–	–	–	–	–	0/0	0/0	–	0/0	–
16	Ордовикский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	0	–	0	–
17	Кембрийский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	4100	–	4100	–
18	Верхневендско-нижнекембрийский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	25 106	–	25 106	–
19	Вендский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	396	–	396	–
20	Рифейский НГК	Газ	–	–	–	–	–	–	–	0	0	–	0	–
Районы угленакопления Айхальский бурогольный район 2.1														
21	Чёрное, III-3-16	УБ	4,75	–	–	–	–	1529	–	–	–	–	1529	–
22	IV-3-22	УБ	16	–	–	–	–	–	–	17 400	–	–	17 400	–
23	IV-3-29	УБ	130	–	–	–	–	–	–	166 000	–	–	166 000	–
24	IV-3-33	УБ	2,5	–	–	–	–	–	–	2100	–	–	2100	–
25	IV-3-39	УБ	5,4	–	–	–	–	–	–	22 300	–	–	22 300	–
26	IV-3-50	УБ	32	–	–	–	–	–	–	50 300	–	–	50 300	–
27	IV-4-4	УБ	47,7	–	–	–	–	–	–	58 600	–	–	58 600	–

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы категории (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р (для нефти и газа D)			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
				А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂ /D ₁	Р ₃ /D ₂			
28	IV-4-31	УБ	5,9	-	-	-	-	-	-	5200	-	-	5200	-
29	IV-3-22	УБ	5,4	-	-	-	-	-	-	4400	-	-	4400	-
30	IV-4-103	УБ	13,9											
31	IV-4-109	УБ	14,6											
32	IV-4-118	УБ	28,1											
33	Улахан-Вавский прогнозируемый угольный район (2.2)	УБ-УК	4910	-	-	-	-	-	-	-	1 693 000	-	1 693 000	344 806 т/км ²
34	Чона-Батырский прогнозируемый угольный район (2.3)	УБ-УК	2500	-	-	-	-	-	-	-	813 000	-	813 000	-
35	Олгуйдахский бурогольный район (2.4)	УБ	3300	-	-	-	-	-	-	-	797 000*	-	797 000*	
Узлы угленакопления вне районов														
36	Вавукаканский прогнозируемый узел угленакопления (2.0.1)	УБ-УК	2404	-	-	-	-	-	-	-	580 000*	-	580 000*	-
Далдыно-Алакитский алмазоносный район (0.1 di/D ₃ -C ₁ ,Q _H) Далдыно-Алакитский алмазоносный узел (0.1.1 di)														
37	Моркокинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.1.1 di)	Алмаз	2034	-	-	-	-	-	-	-	60	-	60	-
38	Алакит-Мархинское алмазоносное поле (0.1.1.2 di)	Алмаз									80		80	
39	Тр. Юбилейная (III-4-120)	Алмаз		-	15	226,5	23,6	265,1	-	-	-	-	265,1	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы категории (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р (для нефти и газа D)			Минерально-нический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
				А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂ /D ₁	Р ₃ /D ₂			
40	Тр. Айхал (IV-4-38)	Алмаз		–	–	58,8	10,6	69,4	–	–	–	–	69,4	
41	Тр. Комсомольская (III-4-108)	Алмаз		–	–	1,1	–	1,1	–	–	–	–	1,1	
42	Тр. Заря (IV-4-54)	Алмаз		–	–	3,5		3,5	–		–	–	3,5	
43	Далдынское алмазоносное поле (0.1.1.3 di)	Алмаз												
44	Тр. Удачная (III-5-28, III-5-29)	Алмаз		–	–	140,1	69	209,1	–	–	–	–	209,1	
45	Тр. Зарница (III-5-4)	Алмаз		–	–	5,6	26,6	32,2	–	–	–	–	32,2	
46	Законтурная делювиальная россыпь тр. Удачная (III-5-26)	Алмаз		–	–	0,11	–	0,11	–	–	–	–	0,11	
47	Россыпь руч. Пироповый (III-5-27)	Алмаз		–	–	0,16	0,08	0,35	–	–	–	–	0,24	
Прогнозируемые поля вне узла														
48	Томбинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.1.0.1)	Алмаз	947,4	–	–	–	–	–	–	–	30,8	–	30,8	–
49	Тонхайскопрогнозируемое алмазоносное поле (0.1.0.2)	Алмаз	2316	–	–	–	–	–	–	–	38	–	38	–
Средне-Мархинский алмазоносный район (0.2 di)														
50	Аллахинское прогнозируемое алмазоносное поле (0.2.1)	Алмаз	2738	–	–	–	–	–	–	–	40	–	40	–

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы категории (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р (для нефти и газа D)			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность	
				А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂ /D ₁	Р ₃ /D ₂				
Рудные узлы вне районов															
52	Далдыно-Алакитский район J-Br глубинных рассолов и литиеносных минерализованных вод (0.4)	Br	6700								729 400		729 400		
		K									2 182 000		2 182 000		
		Mg										2 012 000		2 012 000	
		J										14		14	
		HBO ₂										26 350		26 350	
Щелочные и щелочноземельные металлы															
53	Октябрьская прогнозируемая площадь (III-5-14)	Li	24,6								1,412		1,412		
		Rb									0,162		0,162		
		Sr										6,674		6,674	
54	Киенгская прогнозируемая площадь (III-5-64)	Li	52,5								1,612		1,612		
		Rb									0,185		0,185		
		Sr										8,078		8,078	

Примечание. Прогнозные ресурсы: нефть – тыс. т, геол./извлек.; газ – млн м³; уголь – по категориям Р₂ и Р₃ в тыс. т, алмазы – млн кар.; щелочные и щелочноземельные металлы – тыс. т; глубинные рассолы – тыс. т.

* авторские прогнозные ресурсы.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие ископаемые				
Нефть и газ	Нефть	2 НГО	D ₂ , тыс. т	924 428/262 202
	Свободный газ	2 НГО	D ₂ , млн м ³	347 686
Твердые горючие ископаемые	УБ-УК	2 ПРУ	P ₃ млн т	2506
		1 ПРУ	P ₃ млн т	797*
		1 ПУУ	P ₃ млн т	580*
	УБ	1 УР	P ₂ млн т В + С ₁ , тыс. т	419,2 1,5
Неметаллические ископаемые				
Драгоценные и поделочные камни	Алмаз (коренные)	3 ПАП	P ₃ , млн кар	108,8
Соли и рассолы				
Глубинные йодо-бромные рассолы	Br	10 П	P ₃ , тыс. т	729 400
	K		P ₃ , тыс. т	2 182 000
	Mg		P ₃ , тыс. т	2 012 000
	J		P ₃ , тыс. т	14
	HVO ₂		P ₃ , тыс. т	26 350
Гидроминеральное сырье				
Щелочные и щелочноземельные металлы	Li	2 ПП	P ₃ , тыс. т	3,02
	Rb		P ₃ , тыс. т	0,35
	Sr		P ₃ , тыс. т	14,74

П р и м е ч а н и е. Для нефти даны ресурсы геол./извлек.; ПРУ – прогнозируемый район угленакопления; ПУУ – прогнозный узел угленакопления; УР – угольный район; П – проявление; ПАП – прогнозируемая алмазоносная площадь; ПП – прогнозируемая площадь.

* авторские прогнозные ресурсы.

Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс, наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
1	Тонхайская прогнозируемая алмазоносная площадь	–	Р ₃ – 38 млн кар	+ 38 млн кар	
2	Аллахинская прогнозируемая алмазоносная площадь	–	Р ₃ – 40 млн кар	+ 40 млн кар	
3	Октябрьская прогнозируемая площадь щелочных и щелочноземельных металлов Литий Рубидий Стронций	– – –	Р ₃ – 1,412 тыс. т Р ₃ – 0,162 тыс. т Р ₃ – 6,674 тыс. т	+ 1,412 тыс. т + 0,162 тыс. т + 6,674 тыс. т	
4	Киенгская прогнозируемая площадь щелочных и щелочноземельных металлов Литий Рубидий Стронций	– – –	Р ₃ – 1,612 тыс. т Р ₃ – 0,185 тыс. т Р ₃ – 8,078 тыс. т	+ 1,612 тыс. т + 0,185 тыс. т + 8,078 тыс. т	

**Список стратотипов, опорных обнажений, скважин,
показанных на геологической карте дочетвертичных образований**

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина нефтегазопонсовая, 1349,0 м, вскрывает разрез кембрия. Отм. устья 284,0 м. Интервалы: 0,0–470,0 м \mathbb{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 470,0–545,0 м \mathbb{C}_{2ml} (малыкайская свита) 545,0–700,0 м \mathbb{C}_{2ck} (чукукская свита) 1120,0–1277,0 м \mathbb{C}_{1-2ud} (удачнинская свита) 1277,0–1291,0 м \mathbb{C}_{1em} (эмяксинская свита) (остановлена)	[Стратиграфия ..., 2016], [Сухов С. С., 2016], скв. 2621, Орто-Силигирская
2	Скважина нефтегазопонсовая, 2046,0 м, вскрывает разрез кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 317,2 м. Интервалы: 0,0–517,0 м \mathbb{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 517,0–577,0 м \mathbb{C}_{2ck} (чукукская свита) 577,0–1290,0 м \mathbb{C}_{1-2ud} (удачнинская свита) 1290,0–1470,0 м \mathbb{C}_{1em} (эмяксинская свита) 1470,0–1540,0 м \mathbb{C}_{1bl} (билирская свита) 1540,0–1624,0 м V_{2jur} (юряхская свита) 1624,0–1756,0 м V_{2kd} (кудулахская свита) 1756,0–1835,0 м V_{2us} (успунская свита) 1835,0–1991,0 м V_{2bk} (бюкская свита) 1991,0–2046,0 м AR_{1f} (фундамент)	[Баташанова Л. В. и др., 1989], [Сухов С. С., 2016], скв. 1991, Бысытхская
3	Скважина параметрическая, 1986,0 м, вскрывает разрез кембрия, венда и фундамент. Отм. устья. 258,0 м. Интервалы: 0,0–20,0 м P_{1ah} (ахтарандинская свита) 20,0–98,0 м \mathbb{C}_{3ojr} (онхой-юряхская свита) 98,0–503,0 м \mathbb{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 503,0–549,0 м \mathbb{C}_{2ck} (чукукская свита) 549,0–1175,0 м \mathbb{C}_{1-2ud} (удачнинская свита) 1175,0–1423,0 м \mathbb{C}_{1em} (эмяксинская свита) 1423,0–1506,0 м \mathbb{C}_{1bl} (билирская свита) 1506,0–1581,0 м V_{2jur} (юряхская свита) 1581,0–1710,0 м V_{2kd} (кудулахская свита) 1710,0–1798,0 м V_{2us} (успунская свита) 1798,0–1962,0 м V_{2bk} (бюкская свита) 1962,0–1986,0 м AR_{1f} (фундамент)	[Баташанова Л. В. и др., 1989], [Сухов С. С., 2016], скв. 1201, Бысытхская
4	Скважина нефтегазопонсовая, 2480,0 м, вскрывает разрез кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 389,4 м. Интервалы: 0,0–15,0 м P_{1ah} (ахтарандинская свита) 15,0–233,0 м \mathbb{C}_{3ojr} (онхой-юряхская свита) 233,0–722,0 м \mathbb{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 722,0–1030,0 м \mathbb{C}_{2ck} (чукукская свита) 1030,0–1642,0 м \mathbb{C}_{1-2ud} (удачнинская свита) 1642,0–1930,0 м \mathbb{C}_{1em} (эмяксинская свита) 1930,0–1995,0 м \mathbb{C}_{1bl} (билирская свита)	[Стратиграфия ..., 2016], [Баташанова Л. В. и др., 1989], [Сухов С. С., 2016], скв. 2531, Удачинная

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
	1995,0–2067,0 м <i>V₂jur</i> (юряхская свита) 2067,0–2224,0 м <i>V₂kd</i> (кудулахская свита) 2224,0–2309,0 м <i>V₂us</i> (успунская свита) 2309,0–2478,0 м <i>V₂bk</i> (бюкская свита) 2478,0–2480,0 м <i>AR₁/i</i> (фундамент)	
5	Скважина параметрическая, 2593,0 м, вскрывает разрез кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 326,7 м. Интервалы: 0,0–535,0 м <i>Є₂₋₃mg</i> (мархинская свита) 535,0–892,0 м <i>Є₂ck</i> (чукукская свита) 892,0–1691,0 м <i>Є₁₋₂ud</i> (удачнинская свита) 1691,0–1850,0 м <i>Є₁em</i> (эмяксинская свита) 1850,0–1941,0 м <i>Є₁bl</i> (билирская свита) 1941,0–2010,0 м <i>V₂jur</i> (юряхская свита) 2010,0–2172,0 м <i>V₂kd</i> (кудулахская свита) 2172,0–2260,0 м <i>V₂us</i> (успунская свита) 2260,0–2423,0 м <i>V₂bk</i> (бюкская свита) 2423,0–2593,0 м <i>AR₁/i</i> (фундамент)	[Стратиграфия ..., 2016], [Баташанова Л. В. и др., 1989], [Сухов С. С., 2016], скв. 703, Айхальская
6	Скважина гидрогеологическая, 1200,0 м, вскрывает опорный разрез олдондинской свиты ордовика. Интервалы: 0,0–33,5 м <i>T₁cc</i> (чичиканская свита) 33,5–84,0 м <i>Є₂₋₃kn-bt</i> (конекская и ботуобинская свиты нерасчлененные) 84,0–151,0 м <i>S₁bt</i> (байтахская свита) 151,0–183,2 м <i>O₃kl</i> (кылахская свита) 183–260 м <i>O₄sh</i> (сохсолохская свита) 260–568,0 м <i>Є₃-O₁ol</i> (олдондинская свита) 568,0–668,0 м <i>Є₃ojr</i> (онхой-юряхская свита) 668,0–1200,0 м <i>Є₂₋₃mg</i> (мархинская свита)	[Сомов С. В., 1990], скв. 415 [Салихов Р. Ф., 2007], [Сухов С. С., 2003], [Сухов С. С., 2016], скв. 415Н, 417
7	Скважина гидрогеологическая, 750 м	[Павлов В. А., 1984], скв. 24
8	Скважина гидрогеологическая, 700 м 524,0–693,0 м <i>Є₃ojr</i> (онхой-юряхская свита)	[Павлов В. А., 1984], скв. 100-к
9	Скважина поисково-картировочная, вскрывает опорные разрезы чинокской (39 м) и еробинской свит (28 м)	[Волотовский А. Г. и др., 1967], скв. 4
10	Скважина параметрическая, 3102,0 м, вскрывает разрез кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 460,2 м. Интервалы: 0,0–118,0 м <i>F₁ah</i> (ахтарандинская свита) 118,0–363,0 м <i>Є₃-O₁ol</i> (олдондинская свита) 363,0–467,0 м <i>Є₃ojr</i> (онхой-юряхская свита) 467,0–1232,0 м <i>Є₂₋₃mg</i> (мархинская свита) 1232,0–1375,0 м <i>Є₂ml</i> (малыкайская свита) 1375,0–1542,0 м <i>Є₂ck</i> (чукукская свита) 1542,0–1824,0 м <i>Є₂zl</i> (зеленоцветная свита) 1824,0–2023,0 м <i>Є₂ol</i> (олёнёкская свита) 2023,0–2247,0 м <i>Є₁₋₂kn</i> (куонамская свита) 2247,0–2478,0 м <i>Є₁em</i> (эмяксинская свита) 2478,0–2569,0 м <i>Є₁bl</i> (билирская свита) 2569,0–2614,0 м <i>V₂jur</i> (юряхская свита)	[Стратиграфия ..., 2016], [Салихов Р. Ф., 2007], [Фолисевиц М. Я. и др., 1993], [Фортунатова Н. К., 2010], [Ян-жин-шин В. А., 2002], [Сухов С. С., 2016], скв. 706, Сохсолохская

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
	2614,0–2898,0 м V_{2us+kd} (успунская и кудулахская свиты объединенные) 2898,0–3090,0 м V_{2bk} (бюкская свита) 3090,0–3102 м AR_{2ht} (фундамент)	
11	Скважина поисково-картировочная, вскрывает опорный разрез богубобинской свиты, 90 м	[Волотовский А. Г. и др., 1967], скв. 10
12	Карьер тр. Айхал, вскрывает гипостратотип сохсолохской, стратотипы сытыканской и кылахской свит ордовика, разрез байтахской свиты силура, опорное обнажение раннетриасовых интрузивных образований катангского комплекса. Интервалы: 0,0–15,0 м S_{1bt} (байтахская свита) 15,0–34,2 м O_{3kl} (кылахская свита) 34,2–40,2 м O_{3stk} (сытыканская свита) 40,2–117 м O_{1sh} (сохсолохская свита) 117–407 м \mathcal{E}_3-O_{1ol} (олдондинская свита)	[Салихов Р. Ф., 2007], [Корзилов А. Н., 1963] Карьер трубки Айхал
13	Скважина гидрогеологическая, 1200 м	[Павлов В. А., 1984], скв. 21
14	Скважина поисково-картировочная, вскрывает стратотип конёкской (C_2kn) свиты и башенную ($S_{1b\delta}$) свиту, 35 м	[Волотовский А. Г. и др., 1967], скв. 1224 [Салихов Р. Ф., 2007], скв. 10
15	Скважина гидрогеологическая, 760 м	[Павлов В. А., 1984], скв. 80
16	Опорное обнажение раннетриасовых интрузивных образований кузьмовского комплекса	[Сомов С. В., 1985], скв. 25
17	Скважина поисково-картировочная, вскрывает типовые разрезы силура и ордовика. Интервалы: 0,0–19,7 м S_{1np} (непперендинская свита – 19,7 м) 19,7–153,2 м $S_{1m\delta}$ (машковская свита – 90,0 м) 153,2–196,7 м $S_{1b\delta}$ (башенная свита – 43,5 м) 196,7–215,7 м O_{3stk} (сытыканская свита – 19,0 м)	[Сомов С. В., 1985], скв. 72 [Салихов Р. Ф., 2007], скв. 16
18	Скважина поисково-картировочная, вскрывает типовой разрез ахтарандинской свиты (P_{1ah}), 110 м	[Бухмиллер И. А. и др., 1974], скв. 11
19	Разрез чичиканской свиты ($T_{1\delta\delta}$)	[Серов В. П., 1988] скв. 1167
20	Опорный разрез яралинской свиты (S_{1jr}), линия шурфов	[Волотовский А. Г. и др., 1967], [Салихов Р. Ф., 2007]
21	Скважина поисково-картировочная, вскрывает типовой разрез чичиканской свиты ($T_{1\delta\delta}$), 120 м	[Фолисевич М. Я. и др., 1996], скв. 1
22	Скважина поисково-картировочная, вскрывает разрез делингинской свиты, 161 м. Интервалы: 15,7–160,8 м P_{2-dg} (делингинская свита)	[Бухмиллер И. А. и др., 1974], скв. 11
23	Скважина гидрогеологическая, 1076 м	[Лазебник А. П. и др., 1988], скв. 94
24	Скважина гидрогеологическая, 1200 м 260,0–980,0 м \mathcal{E}_2-3mr (мархинская свита) 980,0–1082,0 м \mathcal{E}_2ml (малькайская свита)	[Лазебник А. П. и др., 1988], скв. 95
25	Опорное обнажение раннетриасовых дифференцированных интрузивных образований оленёк-велингинского комплекса	[Убинин С. Г. и др., 2001], обнажение Мр-41

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
26	Опорное обнажение раннетриасовых недифференцированных интрузивных образований катангского комплекса	[Ивлиева Т. В. и др., 1980], обнажение 18141
27	Опорный разрез борулойской свиты (P _{1-2br})	[Ивлиев К. А. и др., 1980] Линии шурфов IX, XX и XXVI
28	Стратотип делингинской свиты (P _{2-3dg})	[Ивлиева Т. В. и др., 1980], канавы 18002 [Салихов Р. Ф., 2007], [Ян-жин-шин В. А. и др. 2002]
29	Скважина гидрогеологическая, 750 м	[Лазебник А. П. и др., 1988], скв. 96
30	Скважина параметрическая, 3308,0 м, вскрывает разрез кембрия, венда и фундамента. Отм. устья 588,0 м. Интервалы: 0,0–35,0 м P _{1ah} (ахтарандинская свита) 35,0–340,0 м Є _{3-0ol} (олдондинская свита) 340,0–425,0 м Є _{3ojr} (онхой-юряхская свита) 425,0–1038,0 м Є _{2-3mr} (мархинская свита) 1038,0–1146,0 м Є _{2ml} (малькайская свита) 1146,0–1232,0 м Є _{2hb} (хабардинская свита) 1232,0–2505,0 м Є _{1-2ud} (удачнинская свита) 2505,0–2670,0 м Є _{1em} (эмяксинская свита) 2670,0–2740,0 м Є _{1bl} (билирская свита) 2740,0–2809,0 м V _{2jur} (юряхская свита) 2809,0–2972,0 м V _{2kd} (кудулахская свита) 2972,0–3071,0 м V _{2us} (успунская свита) 3071,0–3278,0 м V _{2bk} (бюкская свита) 3278,0–3308 м AR _{2ht} (фундамент)	[Стратиграфия ..., 2016], [Салихов Р. Ф., 2008], [Фортунатова Н. К. и др., 2010], [Сухов С. С., 2016], скв. 708, Танхайская
31	Скважина гидрогеологическая, 1100 м	[Лазебник А. П. и др., 1988], скв. 97
32	Стратотип байтахской свиты (S _{1bt})	[Тесаков Ю. И. и др., 2000], [Салихов Р. Ф., 2007]
33	Опорный разрез конекской и ботуобинской свит нерасчлененных (C _{2-3kn-bt})	[Побережский В. А. и др., 1964] Линия шурфов
34	Опорное обнажение ахтарандинской свиты (P _{1ah})	[Побережский В. А. и др., 1964]
35	Скважина параметрическая, 4007 м, вскрывает разрез перми, ордовика, кембрия, венда и фундамента. Отм. устья 418,5 м. Интервалы: 0,0–40,0 м P _{1ah} (ахтарандинская свита) 40,0–131,0 м O _{2-3st} (станская свита) 131,0–610,0 м Є _{3-0ol} (олдондинская свита) 610,0–800,0 м Є _{3-0bl} (балыктахская свита) 800,0–892,0 м Є _{3ojr} (онхой-юряхская свита) 892,0–1431,0 м Є _{2-3mr} (мархинская свита) 1431,0–1545,0 м Є _{2ml} (малькайская свита) 1545,0–1698,0 м Є _{2hb} (хабардинская свита) 1698,0–1904,0 м Є _{2mt} (метегерская свита) 1904,0–1958,0 м Є _{1-2ic} (ичерская свита) 1958,0–2048,0 м Є _{1cr} (чарская свита) 2048,0–2167,0 м Долерит	[Стратиграфия ..., 2016], [Стратиграфия ..., 1993], [Софьянникова В. С., 1992], [Ян-жин-шин В. А. и др., 2002], [Сухов С. С., 2016], скв. 298-0, Унга-Хахсыхская

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
	2167,0–2393,0 м $\mathbb{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 2393,0–2494,0 м \mathbb{C}_1olk (олёкминская свита) 2494,0–2856,0 м \mathbb{C}_1tl (толбачанская свита) 2856,0–2912,0 м \mathbb{C}_1el (эльгянская свита) 2912,0–3239,0 м \mathbb{C}_1sd (сыгдахская свита) 3239,0–3320,0 м \mathbb{C}_1bl (билирская свита) 3320,0–3384,0 м V_2jur (юряхская свита) 3384,0–3565,0 м V_2kd (кудулахская свита) 3565,0–3686,0 м V_2us (успунская свита) 3686,0–3940,0 м V_2bk (бюкская свита) 3940,0–4007,0 м AR_1dl (фундамент)	
36	Опорное обнажение ахтарандинской свиты (P_1ah)	[Попов И. П. и др., 1974] обнажение 1146
37	Опорный разрез дегалинской свиты (P_2-3dg)	[Побережский В. А. и др., 1964]
38	Скважина параметрическая, 3307 м, вскрывает разрез ордовика, кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 448,0 м. Интервалы: 0,0–182,0 м \mathbb{C}_3-O_1bl (балыктахская свита) 182,0–247,0 м \mathbb{C}_3ojr (онхой-юряхская свита) 247,0–31,0 м \mathbb{C}_2-3mr (мархинская свита) 731,0–834,0 м \mathbb{C}_2ml (малыкайская свита) 834,0–1066,0 м \mathbb{C}_2hb (хабардинская свита) 1066,0–1236,0 м \mathbb{C}_2mt (метегерская свита) 1236,0–1277,0 м $\mathbb{C}_1-2i\check{c}$ (ичерская свита) 1277,0–1688,0 м $\mathbb{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 1688,0–1794,0 м \mathbb{C}_1olk (олёкминская свита) 1794,0–2111,0 м \mathbb{C}_1tl (толбачанская свита) 2111,0–2168,0 м \mathbb{C}_1el (эльгянская свита) 2168,0–2494,0 м \mathbb{C}_1sd (сыгдахская свита) 2494,0–2601,0 м \mathbb{C}_1bl (билирская свита) 2601,0–2686,0 м V_2jur (юряхская свита) 2686,0–2833,0 м V_2kd (кудулахская свита) 2833,0–3083,0 м V_2us (успунская свита) 3083,0–3303,0 м V_2bk (бюкская свита) 3303,0–3307,0 м AR_2ht (фундамент)	[Стратиграфия ..., 2016], [Баташанова Л. В. и др., 1989], [Сухов С. С., 2016], скв. 707, Моркокинская
39	Опорный разрез чичиканской свиты ($T_1\check{c}\check{c}$)	[Попов И. П. и др., 1974], канава 2932
40	Скважина параметрическая, 3360 м, вскрывает разрез ордовика, кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 408,0 м. Интервалы: 0,0–33,0 м \mathbb{C}_3-O_1bl (балыктахская свита) 33,0–692,0 м \mathbb{C}_2-3mr (мархинская свита) 692,0–938,0 м \mathbb{C}_2ml-hb (малыкайская и хабардинская свиты нерасчлененные) 938,0–1180,0 м \mathbb{C}_2mt (метегерская свита) 1180,0–1226,0 м $\mathbb{C}_1-2i\check{c}$ (ичерская свита) 1226,0–1827,0 м $\mathbb{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 1827,0–1933,0 м \mathbb{C}_1olk (олёкминская свита) 1933,0–2258,0 м \mathbb{C}_1tl (толбачанская свита) 2258,0–2313,0 м \mathbb{C}_1el (эльгянская свита) 2313,0–2523,0 м \mathbb{C}_1sd (сыгдахская свита)	[Стратиграфия ..., 2016], [Баташанова Л. В. и др., 1989], [Сухов С. С., 2016], скв. 244-1, Мегеляхская

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
	2523,0–2600,0 м \mathcal{C}_1bl (билирская свита) 2600,0–2689,0 м V_2jur (юряхская свита) 2689,0–2838,0 м V_2kd (кудулахская свита) 2838,0–2866,0 м V_2us (успунская свита) 2866,0–3062,0 м Долериты 3062,0–3131,0 м V_2us (успунская свита) 3131,0–3340,0 м V_2bk (бюкская свита) 3340,0–3360,0 м AR_1dl (фундамент)	
41	Скважина поисково-картировочная, вскрывает типовой разрез чичиканской свиты ($T_1\check{c}\check{c}$), 104 м	[Кулаев Ю. В. и др., 1981], скв. 104
42	Опорное обнажение ахтарандинской свиты (P_1ah)	[Попов И. П. и др., 1974] обн. 2184
43	Опорный разрез чичиканской свиты ($T_1\check{c}\check{c}$)	[Попов И. П. и др., 1974], ш. 112; т.н. 2842–2844 и 2929
44	Скважина нефтегазоразведочная, 3304,0 м, вскрывает отложения ордовика, кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 422,0 м. Интервалы: 0,0–102,0 м \mathcal{C}_3-O_1bl (балыктахская свита) 102,0–676,0 м \mathcal{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 676,0–922,0 м \mathcal{C}_2ml (малькайская свита) 922,0–1156,0 м \mathcal{C}_2mt (метегерская свита) 1156,0–1203,0 м $\mathcal{C}_{1-2i\check{c}}$ (ичерская свита) 1203,0–1818,0 м $\mathcal{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 1818,0–1917,0 м \mathcal{C}_1olk (олёкминская свита) 1917,0–2365,0 м \mathcal{C}_1il (толбачанская свита) 2365,0–2415,0 м \mathcal{C}_1el (эльгянская свита) 2415,0–2627,0 м \mathcal{C}_1sd (сыгдахская свита) 2627,0–2713,0 м \mathcal{C}_1bl (билирская свита) 2713,0–2801,0 м V_2jur (юряхская свита) 2801,0–2954,0 м V_2kd (кудулахская свита) 2954,0–3053,0 м V_2us (успунская свита) 3053,0–3278,0 м V_2bk (бюкская свита) 3278,0–3304,0 м AR_1dl (фундамент)	[Стратиграфия ..., 2016], [Сухов С. С., 2016], скв. 2671 Алымджахская
45	Скважина параметрическая, 3214 м, вскрывает разрез ордовика, кембрия, венда и фундамент. Отм. устья 413,0 м. Интервалы: 0,0–41,0 м \mathcal{C}_3-O_1bl (балыктахская свита) 41,0–152,0 м \mathcal{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 152,0–253,0 м Долериты 253,0–728,0 м \mathcal{C}_{2-3mr} (мархинская свита) 728,0–968,0 м \mathcal{C}_2ml-hb (малькайская и хабардинская свиты нерасчлененные) 968,0–1212,0 м \mathcal{C}_2mt (метегерская свита) 1212,0–1251,0 м $\mathcal{C}_{1-2i\check{c}}$ (ичерская свита) 1251,0–1350,0 м $\mathcal{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 1350,0–1401,0 м Долериты 1401,0–1474,0 м $\mathcal{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 1474,0–1515,0 м Долериты 1515,0–1746,0 м $\mathcal{C}_1\check{c}r$ (чарская свита) 1746,0–1831,0 м \mathcal{C}_1olk (олёкминская свита) 1831,0–1868,0 м \mathcal{C}_1il (толбачанская свита)	[Стратиграфия ..., 2016], [Сухов С. С., 2016], скв. 1151, «45»

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
	1868,0–2002,0 м Долериты 2002,0–2296,0 м \mathcal{C}_{1tl} (толбачанская свита) 2296,0–2349,0 м \mathcal{C}_{1el} (эльгянская свита) 2349,0–2561,0 м \mathcal{C}_{1sd} (сыгдахская свита) 2561,0–2649,0 м \mathcal{C}_{1bl} (билирская свита) 2649,0–2734,0 м V_2jur (юряхская свита) 2734,0–2884,0 м V_2kd (кудулахская свита) 2884,0–2986,0 м V_2us (успунская свита) 2986,0–3204,0 м V_2bk (бюкская свита) 3204,0–3214,0 м AR_1dl (фундамент)	

Список опорных обнажений, показанных на карте четвертичных образований

Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
1	Река Оленёк, устье р. Улахан-Бердикит; аллювий $a^{1}l\dot{s}r$ (ширтинский горизонт), мощность 10,6 м	[Волотовский А. Г., 1967]
2	Река Оленёк, устье р. Кырылах-Юряге, аллювий $a^{3}l\dot{l}kz$ (казанцевский горизонт), мощность 12 м	[Волотовский А. Г., 1967]
3	Река Оленёк, ниже устья р. Майында, аллювий $a^{1}l\dot{s}r$ (ширтинский горизонт), мощность 9,7 м	[Волотовский А. Г., 1967] [Лупейчук В. О., 1979] [Грицик В. В. и др., 1959]
4	Река Верх. Монди; гляциал $g^{1}lb$ (лебедский горизонт), мощность до 15 м	[Шпунт Б. Р., 1971]
5	Река Оленёк в районе устья р. Алаakit; флювиогляциал, аргасалинская толща $fl^{1}ag$ (самаровский горизонт), мощность до 9 м	[Геологическая ..., 1983]
6	Правобережье р. Оленёк; гляциал, аргасалинская толща $g^{1}lag$ (самаровский горизонт), мощность до 28 м	[Геологическая ..., 1983]
7	Река Оленёк на уровне 80–90 м от уреза воды; аллювий $a^{1}tl$ (талагайкинский горизонт), мощность 3 м	[Лупейчук В. О., 1979]
8	Река Мастах, правый пр. р. Алаakit; аллювий $a^{2}l\dot{l}kr$ (каргинский горизонт), мощность 12 м	[Фолисевич М. Я. и др., 1996]
9	Река Ниж. Бол. Куонда на уровне 65–75 м от уреза воды; аллювий $a^{1}ltb$ (тобольский горизонт), мощность 6,5 м	[Лупейчук В. О., 1979] [Осипов Ю. А., 1971] [Гильманов Д. Х., 1964]
10	Река Марха в районе устья р. Лэппириэн, аллювий $a^{1}ll-H$, мощность до 17 м	[Алексеев М. Н., 1961] [Сафьянников Ю. В., 1970] [Покровский М. В., 1993]
11	Река Хахсык, левый пр. р. Виллой; аллювий $a^{2}l\dot{l}kr$ (каргинский горизонт), мощность 1,8 м	[Клочков В. П. и др., 1972]
12	Река Моркока, обнажение в районе устья р. Тангхай; аллювий $a^{3}l\dot{l}kz$ (казанцевский горизонт), мощность 2,5 м	[Гильманов Д. Х., 1965]
13	Река Моркока, 8 км ниже устья р. Мегелях; аллювий $a^{1}ltb$ (тобольский горизонт), мощность 11 м	[Ефимов А. О., 1964]
14	Река Виллой, в районе устья р. Лахарчаана; аллювий $a^{3}l\dot{l}kz$ (казанцевский горизонт), мощность 10 м	[Волотовский А. Г., 1967] [Фолисевич М. Я., 1996] [Побережский В. А., 1964]
15	Река Виллой против устья р. Амбардах; аллювий $a^{2}l\dot{l}kr$ (каргинский горизонт), мощность 12 м	[Попов И. П., 1974] [Фолисевич М. Я., 1996] [Геологическая ..., 1983]
16	Река Виллой, обнажение в устье р. Лунакан; аллювий $a^{2}l\dot{l}kr$ (каргинский горизонт), мощность 8,2 м	[Клочков В. П. и др., 1972]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Источник по списку литературы, авторский номер пункта
1	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	357	[Демокидов, 1956], Трубка Полярная, обр. П-355
2	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	367	[Демокидов, 1956], Трубка Удачная, обр. У-256
3	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	364	[Демокидов, 1956], Трубка Зарница, обр. Рс-1762
4	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	387	[Демокидов, 1956], Трубка Полуденная, обр. Рс-1515
5	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	329	[Демокидов, 1956], Трубка Маастахская
6	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	392	[Демокидов, 1956], Трубка Летняя
7	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	359	[Демокидов, 1956], Трубка Аэросемочная, обр. Ас-384
8	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	407	[Клочков и др., 1972], Трубка Геофизическая
9	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	430	[Демокидов, 1956], Трубка Молодежная, обр. Рс-1560
10	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	361	[Клочков и др., 1972], Трубка Дальняя
11	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	357	[Демокидов, 1956], Трубка Загадочная, обр. Рс-460
12	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	422	[Клочков и др., 1972], Трубка Иреляхская
13	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	344	[Клочков и др., 1972], Трубка Светлая
14	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	385	[Клочков и др., 1972], Трубка Коллективная
15	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	362	[Демокидов, 1956], Трубка Снежинка, обр. Рс-1510

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Источник по списку литературы, авторский номер пункта
16	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	358	[Клочков и др., 1972], Трубка Начальная
17	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	344	[Клочков и др., 1972], Трубка Сытыканская
18	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	367	[Клочков и др., 1972], Трубка Магистральная
19	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	367	[Клочков и др., 1972], Трубка Дружба
20	Долерит оливин-клинопироксеновый катангского комплекса	Уран-свинцовый	256,5 ± 2,8	Авт. номер обн. 2130
21	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	409	[Клочков и др., 1972], Трубка Комсомольская
22	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	326	[Клочков и др., 1972], Трубка Юность
23	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	358	[Граусман, 1986], Трубка Юбилейная, скв. 1
24	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	359	[Граусман, 1986], Трубка Бобкова, скв. 52а
25	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	359	[Граусман, 1986], Трубка Щукина, скв. 8350а-3
26	Долерит оливин-клинопироксеновый тонко-мелкозернистый кузьмовского комплекса	Уран-свинцовый	309,3 ± 5,4	Авт. номер обн. 319
27	Глауконит из песчаника. Бюкская свита венда	Калий-аргоновый	624	[Граусман, 1986], скв. 706
28	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	373	[Граусман, 1986], Трубка Айхал, скв. 2
29	Долериты катангского комплекса	Калий-аргоновый	249	[Граусман, 1986], Карьер Айхал
30	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Рубидиево-стронциевый	385	[Граусман, 1986], Трубка 30 лет Айхала, скв. 13а/8
31	Кимберлиты далдыно-алакитского комплекса	Уран-свинцовый	372	[Граусман, 1986], Трубка Сувенир, шурф 322
32	Долериты кузьмовского комплекса. Интрузия Алакитская	Калий-аргоновый	249	[Граусман, 1986], скв. 68
33	Долериты катангского комплекса	Калий-аргоновый	260	[Граусман, 1986], обн. 02516

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Источник по списку литературы, авторский номер пункта
34	Долерит оливин-двупироксеновый мелкозернистый, оленёк-велинггинского комплекса	Уран-свинцовый	260 ± 5	Авт. номер обн. 1214
35	Долериты катангского комплекса	Калий-аргоновый	253	[Граусман, 1986], обн. 18033
36	Роговик по туфу базальта. Гагареостровская свита пермского возраста	Уран-свинцовый	267 ± 3 кроме того, какое-то магматическое событие фиксируется около 296 ± 3	Авт. номер обн. 153
37	Роговик по туфу базальта. Гагареостровская свита пермского возраста	Уран-свинцовый	256 ± 3	Авт. номер обн. 217
38	Роговик по туфу базальта. Гагареостровская свита пермского возраста	Уран-свинцовый	261,6 ± 6,9 кроме того, какое-то магматическое событие фиксируется около 298 ± 5,8	Авт. номер обн. 1141

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Л. И. Сметанникова</i>	3
Стратиграфия	15
Архейская акротема. <i>В. И. Тихоненко</i>	16
Протерозойская акротема, вендская система – палеозойская эратема, кембрийская система. <i>В. И. Тихоненко</i>	19
Палеозойская эратема, ордовикская система – силурийская система, венлокский отдел. <i>В. И. Тихоненко</i>	48
Силурийская система, верхняя подсистема – каменноугольная система, нижний отдел. <i>В. И. Тихоненко</i>	59
Палеозойская эратема, каменноугольная система, средний отдел – мезозойская эратема, триасовая система, нижний отдел. <i>В. И. Тихоненко</i>	61
Кайнозойская эратема. <i>Л. И. Сметанникова</i>	86
Четвертичная система	86
Магматизм. <i>А. Ю. Туркин, В. И. Тихоненко, А. Б. Шепель</i>	105
Метаморфические и метасоматические образования. <i>В. И. Тихоненко</i>	155
Тектоника и глубинное строение	162
Архейский кристаллический фундамент. <i>В. И. Тихоненко</i>	162
Верхнепротерозойско-фанерозойский платформенный чехол. <i>В. И. Тихоненко</i>	163
Основные системы разрывных нарушений. <i>В. И. Тихоненко</i>	166
Глубинное строение. <i>В. И. Тихоненко, С. Г. Мишенин</i>	170
История геологического развития. <i>В. И. Тихоненко</i>	177
Геоморфология. <i>Л. И. Сметанникова</i>	185
Полезные ископаемые	195
Горючие ископаемые. <i>Л. В. Рябкова, А. Б. Лобанов, В. И. Тихоненко</i>	195
Металлические ископаемые. <i>А. Б. Лобанов, В. И. Тихоненко</i>	201
Неметаллические ископаемые. <i>А. Б. Лобанов, В. И. Тихоненко</i>	204
Строительные материалы. <i>А. Б. Лобанов, В. И. Тихоненко</i>	215
Соли. <i>А. Б. Лобанов</i>	222
Подземные воды. <i>В. И. Тихоненко</i>	223
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>А. Б. Лобанов, Л. В. Рябкова, С. Г. Мишенин</i>	225
Гидрогеология. <i>А. Б. Лобанов</i>	255

Эколого-геологическая обстановка. А. Ю. Туркин	265
Заключение. В. И. Тихоненко, Л. И. Сметанникова	271
Список литературы	276
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, первичных геохимических ореолов, геофизических аномалий, показанных на листе Q-49 – Удачный Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	295
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений листа Q-49	319
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	324
<i>Приложение 4.</i> Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы	325
<i>Приложение 5.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований	326
<i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений, показанных на карте четвертичных образований	333
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	334

Научное издание

Сметанникова Людмила Ивановна
Тихоненко Вячеслав Иванович
Лобанов Алексей Борисович
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Виллойская

Лист Q-49 – Удачный

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 3.06.2022. Формат 70 × 100/16.
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.
Печ. л. 21,25. Уч.-изд. л. 28,7.
Тираж 100 экз. Заказ 41914000

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, факс 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-93761-903-7



9 785937 619037